

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

№ 1 (78)

**ДОКЛАДЫ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
«МОРЯ ВЫСОКИХ ШИРОТ И МОРСКАЯ КРИОСФЕРА»**
(25–27 октября 2007 г., Санкт-Петербург,
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт)

Санкт-Петербург
ААНИИ
2008

Главный редактор
Фролов И.Е. (ААНИИ)

Редакционная коллегия

Данилов А.И.
(зам. главного редактора)
Бузин И.В.
(ученый секретарь,
тел. (812) 352-1227, e-mail: *buzin@aari.nw.ru*)

<i>Алексеев Г.В. (ААНИИ)</i>	<i>Лихоманов В.А. (ААНИИ)</i>
<i>Грикуров Г.Э. (ВНИИОкеангеология)</i>	<i>Макишас А.П. (ААНИИ)</i>
<i>Гудкович З.М. (ААНИИ)</i>	<i>Никифоров Е.Г. (ААНИИ)</i>
<i>Доронин Ю.П. (РГГМУ)</i>	<i>Радионов В.Ф. (ААНИИ)</i>
<i>Зубакин Г.К. (ААНИИ)</i>	<i>Рожков В.А. (СПбГУ)</i>
<i>Иванов В.Л. (ВНИИОкеангеология)</i>	<i>Саватюгин Л.М. (ААНИИ)</i>
<i>Катцов В.М. (ГГО)</i>	<i>Тимохов Л.А. (ААНИИ)</i>
<i>Липенков В.Я. (ААНИИ)</i>	<i>Шикломанов И.А. (ГГИ)</i>

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (78)

ДОКЛАДЫ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
«МОРЯ ВЫСОКИХ ШИРОТ И МОРСКАЯ КРИОСФЕРА»
(25–27 октября 2007 г., Санкт-Петербург,
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт)

Научные редакторы номера: Г.В.Алексеев, А.И.Данилов, И.Н.Сократова
Редактор: Е.В.Миненко
Оригинал-макет и обложка: А.А.Меркулов, Е.А.Скутина
Рисунок на обложке А.М.Козловского

Подписка на первое полугодие 2009 г. на журнал «Проблемы Арктики и Антарктики» принимается на всей территории Российской Федерации.

Подписной индекс издания 48657
в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2008.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>О.А.Анисимов.</i> Современные и будущие изменения вечной мерзлоты: синтез наблюдений и моделирования	7
<i>Н.Г.Яковлев.</i> Моделирование климата океана и морского льда Северного Ледовитого океана с помощью конечно-элементной модели FEMAO: к вопросу о понимании роли различных физических процессов в формировании наблюдаемого состояния и воспроизведении их в моделях глобального климата	17
<i>А.В.Пнюшков.</i> Исследование изменчивости структуры циркуляции вод Баренцева моря	27
<i>Л.П.Бобылев, Е.В.Шалина, О.М.Йоханнессен, Е.В.Заболотских, С.Сандвен, О.И.Бабина.</i> Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования	38
<i>З.М.Гудкович, В.П.Карклин, Е.Г.Ковалев, В.М.Смоляницкий, И.Е.Фролов.</i> Изменения морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей	48
<i>В.Ч.Хон, И.И.Мохов.</i> Анализ ледовых условий в Арктическом бассейне и перспективы развития Северного морского пути в XXI веке	59
<i>И.В.Бузин, А.Ф.Глазовский, Ю.П.Гудошников, А.И.Данилов, Н.Е.Дмитриев, Г.К.Зубакин, Н.В.Кубышкин, А.К.Наумов, А.В.Нестеров, А.А.Скутин, Е.А.Скутина, С.И.Шибакин.</i> Айсберги и ледники Баренцева моря: Исследования последних лет. Часть 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов	66
<i>И.В.Бузин, А.Ф.Глазовский, Ю.П.Гудошников, А.И.Данилов, Н.Е.Дмитриев, Г.К.Зубакин, Н.В.Кубышкин, А.К.Наумов, А.В.Нестеров, А.А.Скутин, Е.А.Скутина, С.И.Шибакин.</i> Айсберги и ледники Баренцева моря: Исследования последних лет. Часть 2. Дрейф айсбергов по натурным данным и результатам моделирования и вероятностные оценки рисков столкновения айсберга с гидротехническим сооружением	81
<i>В.Ю.Александров, Н.Ю.Пиотровская.</i> Цифровая обработка РСА-изображений морских льдов спутника ENVISAT	90
<i>С.И.Кузьмина, О.М.Йоханнессен, О.Г.Анискина, Л.П.Бобылев.</i> Данные о приповерхностной температуре воздуха в высоких северных широтах: Создание нового сеточного набора данных о приповерхностной температуре воздуха в высоких северных широтах	95
<i>В.Ю.Третьяков, С.В.Фролов, А.Э.Клейн.</i> Оценка рисков плаваний с использованием измерений цифрового телевизионного комплекса	104
<i>Н.В.Горюнова, В.П.Шевченко.</i> Исследование аэрозолей и нерастворимых частиц в снежном покрове на дрейфующих льдах западной части Российской Арктики в августе–сентябре 2006 г.	112
<i>Л.Ф.Бадашова, Е.А.Муркина, А.В.Хохлова.</i> Многолетние тенденции изменения ледовитости северных полярных морей по спутниковым данным	118
<i>С.А.Огородов.</i> Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов Евразии	123
<i>Б.В.Иванов, А.В.Марченко, А.М.Безгрешнов.</i> Особенности распределения толщин снега на поверхности однолетних льдов в северо-восточной части Баренцева моря	129
<i>Н.В.Кубышкин, И.В.Бузин, А.А.Скутин.</i> К вопросу определения районов образования больших баренцевоморских айсбергов по распределению температуры в их толще	134
<i>А.Г.Егоров.</i> Многолетние особенности пространственного распределения ледовых аномалий по акватории арктических морей России в течение 1930–2000 гг.	143
<i>Д.Ю.Большаинов, А.С.Макаров, Е.А.Гусев, В.Шнайдер.</i> Проблемы происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «Земель Санникова» в море Лаптевых	151

CONTENTS

Preface	5
<i>O.A.Anisimov.</i> Modern and projected for the future changes of permafrost: synthesis of observations and modeling	7
<i>N.G.Yakovlev.</i> Arctic Ocean water and sea ice climate modeling by the finite-element model FEMAO: on the problem of the understanding of the various physical processes role in the observed state formation and simulating them in a global climate models.....	17
<i>A.V.Pnyushkov.</i> The investigations of Barents Sea water circulation structure	27
<i>L.P.Bobylev, E.V.Shalina, O.M.Johannessen, E.V.Zabolotskikh, S.Sandven, O.I.Babina.</i> Arctic sea ice transformation revealed from satellite passive microwave data	38
<i>Z.M.Gudkovich, V.P.Karklin, Ye.G.Kovalev, V.M.Smolyanitsky, I.E.Frolov.</i> Changes of sea ice cover and other climatic system components in the Arctic and the Antarctic related to evolution of polar eddiesChanges of sea ice cover and other climatic system components in the Arctic and the Antarctic related to evolution of polar eddies	48
<i>V.Ch.Khon, I.I.Mokhov.</i> Analysis of sea ice conditions in the Arctic basin and perspectives of the Northern Sea Route in the 21 st century	59
<i>I.V.Buzin, A.F.Glazovsky, Yu.P.Gudoshikov, A.I.Danilov, N.E.Dmitriev, G.K.Zubakin, N.V.Kubyshkin, A.K.Naumov, A.V.Nesterov, A.A.Skutin, E.A.Skutina, S.I.Shibakin.</i> Icebergs and glaciers of the Barents Sea. Results of the most recent research. Part 1. Main producing glaciers, their propagation and morphometric properties	66
<i>I.V.Buzin, A.F.Glazovsky, Yu.P.Gudoshikov, A.I.Danilov, N.E.Dmitriev, G.K.Zubakin, N.V.Kubyshkin, A.K.Naumov, A.V.Nesterov, A.A.Skutin, E.A.Skutina, S.I.Shibakin.</i> Icebergs and glaciers of the Barents Sea: researches of the recent years. Part 2. Drift of icebergs according to the field data and results of modeling; probabilistic estimates of risks of the iceberg and hydrotechnical structure collision	81
<i>V.Y.Alexandrov, N.Y.Piotrovskaya.</i> Digital processing of ENVISAT SAR Images of the Sea Ice	90
<i>S.I.Kuzmina, O.M.Johannessen, O.G.Aniskina, L.P.Bobylev.</i> High northern latitude surface air temperature: Creation of a new gridded dataset on high northern latitude surface air temperature	95
<i>V.Yu.Tretyakov, S.V.Frolov, A.E.Klein.</i> Navigation risk assessment with use of digital television complex measurements	104
<i>N.V.Goryunova, V.P.Shevchenko.</i> Study of aerosols and particulate matter in snow on drifting ice in the western part of the Russian Arctic in August–September 2006	112
<i>L.F.Badashova, E.A.Murkina, A.V.Khokhlova.</i> Long-term trends of ice cover variations for north polar seas on the satellite data	118
<i>S.A.Ogorodov.</i> Effects of Changing Climate and Sea Ice Extent on Eurasian Arctic Coastal Dynamics	123
<i>B.V.Ivanov, A.V.Marchenko, A.M.Bezgreshnov.</i> The features of snow thickness distribution of on a surface of one-year ice in a northeast part of the sea Barents Sea	129
<i>N.V.Kubyshkin, I.V.Buzin, A.A.Skutin.</i> On determination of formation area of the big icebergs in the Barents Sea – temperature distribution analysis	134
<i>A.G.Egorov.</i> Long-term features of the spatial distribution of the ice anomalies in the Russian Arctic seas during the period 1930–2000	143
<i>D.Yu.Bolshiyarov, A.S.Makarov, E.A.Gusev, W.Schneider.</i> Problems of Ice Complex origination and former «Sannikov's Lands» existence in the Laptev Sea	151

ПРЕДИСЛОВИЕ

25–27 октября 2007 г. в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте состоялась научная конференция «Моря высоких широт и морская криосфера», организованная при поддержке Федерального агентства по науке и инновациям. Конференция проходила в рамках Дней Арктики в России и посвящалась 70-летию начала работы станций «Северный полюс». В научно-организационный комитет конференции вошли ведущие специалисты в области климатологии, океанологии, ледоведения, взаимодействия океана и атмосферы, а также наземной криосферы из различных научных и высших учебных заведений.

В конференции приняли участие 153 специалиста из 22 научно-исследовательских организаций и высших учебных заведений из шести регионов России (Москва, Санкт-Петербург, Архангельск, Обнинск, Тюмень, Якутск) и Украины. 38 участников в возрасте до 35 лет являлись аспирантами, студентами и преподавателями вузов. В числе участников 32 доктора наук и 64 кандидата наук. В рамках конференции представлено 34 устных и 40 стендовых докладов. Программа конференции охватила широкий круг актуальных проблем, связанных с изменениями в криосфере Земли и в ее наиболее динамичной части – морских льдах, в морской среде и береговой зоне и с влиянием этих изменений на природную среду и деятельность человека в высоких широтах. Были представлены и первые результаты научных работ, выполняемых в рамках Международного полярного года 2007/08.

На пленарной сессии «Глобальные изменения климата и полярные районы» выступили директор ГГО им. Воейкова В.М. Катцов с докладом о моделировании климата высоких широт в контексте глобального потепления, заведующий отделом ГГИ О.А. Анисимов с докладом о современных и будущих изменениях вечной мерзлоты, заместитель директора ААНИИ А.И. Данилов с докладом об океанографических исследованиях полярных океанов.

На сессии «Современные и будущие изменения климата полярных районов» были представлены доклады, посвященные результатам мониторинга и прогноза изменений климата в высоких широтах. На сессиях «Изменения и процессы в морском ледяном покрове» и «Океанографические процессы в полярных океанах» рассматривались исследования динамики и термодинамики морского льда, полыней, взаимодействия шельфовых льдов и океана, циркуляция, формирование и модификация водных масс полярных океанов.

На сессии «Изменения и процессы в наземной криосфере» были представлены доклады, отражающие связь изменений климата и наземного оледенения в прибрежных частях Арктики и Антарктики. Происходящие и ожидаемые вследствие потепления изменения климата Арктики стимулировали выполнение ряда исследований и обзоров их последствий для хозяйственной деятельности в регионе, условий жизни коренных народов Севера, биоразнообразия в арктической природной среде.

Актуальность проведения конференции была обусловлена не только потребностями повышения уровня информационного обмена, обобщения результатов и анализа тенденций по одному из приоритетных направлений науки, но и необходимостью вовлечения молодых ученых в систему информационного обмена. В этой связи в рамках работы конференции проводился конкурс докладов и научно-ис-

следовательских работ молодых специалистов с целью поощрения творческой молодежи и привлечения представителей молодого поколения к развитию исследований полярных областей Земли.

На конкурс был представлен 21 доклад (6 устных и 15 стендовых) по результатам работ, выполненных молодыми учеными самостоятельно или совместно с научными руководителями. В состав конкурсной комиссии вошли члены организационно-программного комитета Конференции.

В качестве призового фонда выделена сумма в размере 75000 рублей из внебюджетных источников ААНИИ. За первое место в конкурсе был вручен ценный приз в виде ноутбука Fujitsu Siemens. За второе место были вручены цифровые фотоаппараты Sony. За третье место были вручены МРЗ-плееры iPod nano46 GB. В качестве поощрительных призов остальным участникам конкурса были вручены накопители USB.

Победителями конкурса молодых ученых стали:

Пнюшков А.В. — м.н.с. ААНИИ (первое место);

Бузин И.В. — н.с. ААНИИ (второе место);

Демидов А.Н. — докторант МГУ (второе место);

Гребенников П.Б. — инженер МГУ (третье место);

Горюнова Н.В. — аспирант Института океанологии им. П.П.Ширшова Российской академии наук (третье место);

Бадашова Л.Ф. — программист Государственного учреждения «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных» Росгидромета (третье место).

Всем участникам конкурса были вручены памятные дипломы. Награждение победителей конкурса проведено в торжественной обстановке на закрытии конференции.

Участники конференции высоко оценили научный уровень и прикладное значение представленных результатов, отметили активное участие научной молодежи и отличное качество представленных молодыми учеными сообщений.

В настоящий номер включены статьи участников конференции по материалам докладов, представленных ими на конференции.

*Научные редакторы номера:
д-р геогр. наук Г.В.Алексеев,
канд. физ.-мат наук А.И.Данилов,
И.Н.Сократова*

СОВРЕМЕННЫЕ И БУДУЩИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ: СИНТЕЗ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

О.А.АНИСИМОВ

Государственный гидрологический институт

Предложен новый метод ансамблевых расчетов основных параметров состояния вечной мерзлоты. С использованием равновесной модели дан прогноз глубины сезонного таяния для современного и прогнозируемого на середину XXI века климата. Обсуждается точность расчетов по модели, приводится сравнение с данными наблюдений на шести площадках в различных геокриологических зонах. Оцениваются неопределенности результатов расчетов зональных характеристик вечной мерзлоты, связанные с использованием четырех различных архивов климатических данных. Дается прогноз изменения глубины сезонного таяния для криолитозоны России.

Одним из важных природных последствий потепления является его воздействие на вечную мерзлоту. Увеличение температуры ее верхнего слоя за последние 30 лет в центральной Якутии достигало 1,5 °С; на севере Западной Сибири оно было в пределах 1,0 °С [7, 18]. За пределами России изменения термического режима криолитозоны еще более значительны. Наибольшим было потепление на севере Аляски, где с начала XX столетия до 1980-х гг. температура верхнего горизонта мерзлых пород увеличилась на 2–4 °С [25, 31], а в последующие 20 лет до 2002 г. еще в среднем на 3 °С [29]. На северо-западе Канады верхний слой вечной мерзлоты за последние два десятилетия стал теплее на 2 °С [26].

Современные математические модели вечной мерзлоты, сценарии изменения климата, созданные в последние годы базы данных, необходимые для проведения расчетов, позволяют дать прогноз изменения состояния и площади распространения многолетнемерзлых грунтов в последующие несколько десятилетий. В ряде исследований были получены такие прогнозы с использованием моделей различного уровня сложности [1, 8, 10, 11, 16] и на основании модельных расчетов построены геокриологические карты отдельных участков криолитозоны [32, 34], территории России [2, 3, 5, 9, 13–15, 18, 19, 27, 30] и всего Северного полушария [4, 6, 7, 21, 22] для нескольких модельных прогнозов изменения климата.

Между тем реальная картина предстоящих изменений вечной мерзлоты может заметно отличаться от прогнозов за счет влияния снежного покрова, гидрологических и почвенных факторов и растительности. Существующие модели вечной мерзлоты упрощенно учитывают влияние перечисленных выше факторов. Серьезной проблемой является то, что они обладают значительной пространственной изменчивостью даже на относительно небольших расстояниях, которую модели вечной мерзлоты не учитывают. По этой причине вопрос о воспроизведении моделями вечной мерзлоты данных измерений остается во многом открытым.

Данные наблюдений за динамикой вечной мерзлоты в различных физико-географических зонах появились лишь в относительно недавнее время. В начале 1990-х гг. была организована международная программа CALM по циркумполярному мониторингу вечной мерзлоты [23]. Эта программа предусматривала

организацию стандартных наблюдательных площадок размером 1×1 км, на которых через каждые 100 метров ежегодно проводятся измерения максимальной глубины сезонного протаивания (погружением ручного шупа до упора его в мерзлый грунт). В совокупности наблюдения дают статистический ансамбль из 121 измерения на каждой площадке. В настоящее время имеется более 140 таких площадок в 7 странах, в том числе более 20 площадок в России. Продолжительность наблюдений на площадках составляет от 1–2 до 10 лет. Методика и результаты ежегодно обновляемых измерений доступны через интернет на странице проекта CALM, <http://www.udel.edu/geography/calm/>.

Целями данной работы были построение расчетного алгоритма, который адекватно учитывает естественную пространственную изменчивость параметров, влияющих на вечную мерзлоту; оценка точности модельного воспроизведения современной динамики вечной мерзлоты путем сравнения с данными наблюдений на ряде площадок CALM как по средним величинам, так и по статистике основных параметров; настройка внутренних параметров модели на наилучшее воспроизведение данных наблюдений за вечной мерзлотой и построение вероятностного прогноза изменения глубины сезонного таяния на основе ансамблевых расчетов. За основу была принята стационарная модель вечной мерзлоты промежуточной сложности, впервые предложенная В.А.Кудрявцевым [12]. Алгоритм расчета температуры и глубины протаивания многолетнемерзлых пород был доработан с тем, чтобы явно учесть многослойность среды и наличие верхнего органического горизонта почвы, теплофизические характеристики которого значительно отличаются от нижележащего минерального грунта. В расчетах был применен ансамблевый подход, что позволило учесть естественную пространственную изменчивость основных влияющих параметров.

Расчет температуры грунта осуществляется в несколько этапов, при этом последовательно учитывается влияние снежного покрова, растительности и температурной сдвижки, обусловленной различием коэффициентов теплопроводности талого и мерзлого грунта:

$$\begin{aligned} T_n &= T_b + \Delta T_{ch} + \Delta T_p, \\ A_n &= A_b - \Delta A_{ch} - \Delta A_p. \end{aligned} \quad (1)$$

В этих выражениях T_n , A_n – средняя годовая температура и ее амплитуда на поверхности почвы, ΔT_{ch} , ΔA_{ch} и ΔT_p , ΔA_p – поправки, учитывающие влияние снежного покрова и растительности. Величина поправок на отопляющее влияние снежного покрова рассчитывается по следующим формулам [12]:

$$\begin{aligned} \Delta A_{ch} &= A_b \left(1 - \exp \left(-Z_{ch} \left(\frac{\pi \cdot c_{ch} \cdot \rho_{ch}}{P \cdot \lambda_{ch}} \right) \right)^{1/2} \right), \\ \Delta T_{ch} &= A_b \left(1 - \exp \left(-Z_{ch} \left(\frac{\pi \cdot c_{ch} \cdot \rho_{ch}}{P \cdot \lambda_{ch}} \right) \right)^{1/2} \right). \end{aligned} \quad (2)$$

В этих соотношениях Z_{ch} – средняя за зиму высота снега, c_{ch} , ρ_{ch} и λ_{ch} – теплоемкость, плотность и коэффициент теплопроводности снега, P – продолжительность года в секундах.

Средняя высота снега рассчитывается через зимние осадки в каждом месяце по следующей формуле:

$$Z_{\text{сн}} = \sin^2 \phi \frac{1}{k} \left\{ \sum_{i=1}^k h_i (k - (i - 1)) \right\}. \quad (3)$$

Здесь k – число зимних месяцев, h_i – сумма снежных осадков в месяце с номером i , ϕ – географическая широта. Тригонометрический множитель учитывает уменьшение высоты снега за счет зимних оттепелей, влияние которых возрастает при уменьшении широты.

Для учета влияния растительного покрова на температуру почвы были использованы следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \Delta A_p &= \frac{\Delta A_1 \tau_1 + \Delta A_2 \tau_2}{P}, \\ \Delta T_p &= \frac{\Delta A_1 \tau_1 + \Delta A_2 \tau_2}{P} \cdot \frac{2}{\pi}. \end{aligned} \quad (4)$$

Поправки ΔA_1 и ΔA_2 определяются следующими выражениями:

$$\begin{aligned} \Delta A_1 &= (A_p - T_p) \left(1 - \exp \left(-Z_p \left(\frac{\pi}{K_p^- \cdot 2\tau_1} \right)^{1/2} \right) \right), \\ \Delta A_2 &= (A_p + T_p) \left(1 - \exp \left(-Z_p \left(\frac{\pi}{K_p^+ \cdot 2\tau_2} \right)^{1/2} \right) \right). \end{aligned} \quad (5)$$

В этих формулах τ_1 и τ_2 – продолжительность холодного и теплого периодов, Z_p – высота растительности, K_p^- и K_p^+ – коэффициент теплопроводности растительности в холодный и теплый периоды года, T_p и A_p – средняя годовая температура и ее амплитуда на верхней границе растительного покрова, определяемые соотношениями:

$$\begin{aligned} T_p &= T_b + \Delta T_{\text{сн}}, \\ A_p &= A_b + \Delta A_{\text{сн}}. \end{aligned} \quad (6)$$

Температура вечной мерзлоты под слоем сезонного протаивания отличается от температуры поверхности почвы на величину температурной сдвиги, для расчета ее величины было использовано полуэмпирическое уравнение:

$$T_m = \left(0, 5T_n (\lambda_m + \lambda_t) + A_n \frac{\lambda_t - \lambda_m}{\pi} \left(\frac{T_n}{A_n} \arcsin \frac{T_n}{A_n} + \left(1 - \frac{T_n^2}{A_n^2} \right)^{1/2} \right) \right) (\lambda^*)^{-1}. \quad (7)$$

В этом уравнении λ_t и λ_m – коэффициенты теплопроводности талой и мерзлой почвы, $\lambda^* = \lambda_m$, если числитель меньше нуля, и $\lambda^* = \lambda_t$, если числитель больше нуля. И, наконец, глубина сезонного протаивания рассчитывалась с использованием уравнения, предложенного В.А.Кудрявцевым (1974):

$$Z = \frac{2(A_n - T_m) \cdot \left(\frac{\lambda P C}{\pi} \right)^{1/2} + \frac{(2A_m C Z_m + Q_\phi Z) Q_\phi \left(\frac{\lambda P}{\pi C} \right)^{1/2}}{2A_m C Z_m + Q_\phi Z + (2A_m C + Q_\phi) \left(\frac{\lambda P}{\pi C} \right)^{1/2}}}{2A_m C + Q_\phi}. \quad (8)$$

В этом уравнении Q_ϕ – теплота фазовых переходов воды в единице объема почвы, A_m и Z_m определяются следующими уравнениями:

$$A_M = \frac{A_n - T_M}{\ln \left(\frac{A_n + Q_\phi / 2C}{T_M + Q_\phi / 2C} \right)} - \frac{Q_\phi}{2C}, \quad (9)$$

$$Z_M = \frac{2(A_n - T_M) \left(\frac{\lambda PC}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_M C + Q_\phi}. \quad (10)$$

Соотношения (1)–(10) позволяют рассчитать температуру и глубину сезонного протаивания вечной мерзлоты. В качестве входных климатических данных используются среднемесячные поля температуры воздуха и осадков, заданные в узлах регулярной сетки 0,5° по широте и долготе. В случае если расчет проводится для условий будущего климата, к современным средним месячным нормам прибавляются их ожидаемые приращения, определяемые сценарием изменения климата.

Для расчета теплофизических свойств почвы, снежного покрова и растительности использовались полуэмпирические формулы, полученные различными авторами путем обобщения данных измерений. Коэффициент теплопроводности минеральной почвы рассчитывался в зависимости от ее влажности и фазового состояния по следующей эмпирической формуле [17]:

$$\lambda_i = k_i (0,001 \cdot \rho_{\text{ск}} + 10 \cdot w_i / \rho_{\text{ск}} - 1,1) - 11,6 \cdot w_i / \rho_{\text{ск}}, \quad (11)$$

в которой $\rho_{\text{ск}}$ – плотность сухой почвы (скелета), кг/м³; w_i – влажность (льדיстость, в случае мерзлой почвы), выраженная в миллиметрах воды на метр почвы, (мм/м); k_i – эмпирический коэффициент, принимающий различные значения для мерзлой и талой почвы. Значения коэффициента k_i можно определить из табл. 1.

Таблица 1

Значения эмпирического коэффициента k для мерзлых и талых минеральных почв [Павлов, 1979]

	Песок	Супесь, суглинок	Глина
Мерзлая почва	1,95	1,75	1,60
Талая почва	1,75	1,60	1,50

Для расчета коэффициента теплопроводности органического слоя (торфа), λ (Вт/м×°С), использовались формулы, полученные в Государственном гидрологическом институте на основе обобщения экспедиционных данных по болотным почвам Западной Сибири:

$$\begin{aligned} \lambda_m &= 0,08 \cdot \exp(0,0038 \cdot w_m), \\ \lambda_t &= (0,615 \cdot w_t + 22,2) \cdot 10^{-3}. \end{aligned} \quad (12)$$

Объемный коэффициент теплоемкости всех типов почвы C_v (дж/м³×°С) рассчитывался через удельную теплоемкость скелета $C_{\text{ск}}$ (дж/кг×°С), плотность скелета $\rho_{\text{ск}}$ (кг/м³) и влажность w (мм/м) по следующим формулам:

$$\begin{aligned} C_{v,m} &= C_{\text{ск}} \cdot \rho_{\text{ск}} + 4180 \cdot w_n + 2090 \cdot (w_m - w_n), \\ C_{v,t} &= C_{\text{ск}} \cdot \rho_{\text{ск}} + 4180 \cdot w_t. \end{aligned} \quad (13)$$

В этих формулах w_n и w_t – льдистость и влажность почвы, w_n – незамерзшая влага (мм/м), 4180 и 2090 – удельная теплоемкость воды и льда, (Дж/кг×°С). Характерные значения теплофизических характеристик различных грунтов приведены в табл. 2.

Характерные значения параметров грунтов

Характеристика	Песок	Супесь	Суглинок	Глина	Торф
$\rho_{ск}$, кг/м ³	1300	1400	1500	1500	200
$C_{ск}$, Дж/(кг×°C)	690	730	775	920	2000
w (min/max), мм/м	150/500	150/500	100/400	100/150	450/900
$\lambda_{сн}$, Вт/(м×°C)	1,25/2,65	1,25/2,35	1,15/2,05	1,10/2,00	0,80/2,60
$\lambda_{тп}$, Вт/(м×°C)	1,05/2,15	1,05/1,90	0,90/1,70	0,85/1,60	0,30/0,55
w_n , мм/м	1–5	5–10	10–15	15–20	0

Коэффициент теплопроводности и теплоемкость снежного покрова принимались равными: $\lambda_{сн} = 0,23$ Вт/(м×°C), $C_{сн} = 2090$ Дж/(кг×°C). В расчетах принималась во внимание лишь низшая растительность, состоящая из мохово-лишайникового покрова, теплофизические свойства которой близки к свойствам торфа.

Измерения показывают, что глубина сезонного протаивания обладает значительной пространственной изменчивостью даже на небольших расстояниях порядка нескольких метров и десятков метров. Это обусловлено локальными неоднородностями свойств почвы, растительности и рядом других факторов, явно учесть которые не представляется возможным. Для того чтобы наилучшим образом воспроизвести эти условия в модели, использовался метод ансамблевого осреднения. Суть этого метода состоит в том, что в каждой ячейке пространственной сетки для одних и тех же климатических условий проводится несколько расчетов с различными комбинациями значений параметров, описывающих свойства снежного покрова, растительности и почвы. В данной работе в каждой точке проводилось 36 расчетов, которые в совокупности составляли статистический ансамбль. В расчетах варьировались высота снежного покрова (ей придавалось 3 значения, равные расчетной норме, половине нормы и удвоенной норме, что позволяло имитировать неоднородность снега за счет ветрового переноса и рельефа), высота низшего слоя приземной мохово-лишайниковой растительности (2 значения, 5 и 10 см), толщина верхнего органического горизонта почвы принимала 3 значения, 5 см, 10 см и 20 см, и влажность почвы принимала два значения, 200 мм/м и 300 мм/м. Набранная статистика сравнивалась с результатами измерений, при этом свидетельством высокой точности модели являлось то, что в случае если влияющие параметры принимают значения в пределах диапазона их изменений на данном контрольном участке, на выходе расчета получаются значения глубины протаивания, укладывающиеся в полученный по 121 измерению диапазон ее изменений на данной площадке.

На рис. 1 приведены графики сравнения результатов модельных расчетов глубины сезонного протаивания в период 1994–2006 гг. с наблюдениями на 6 площадках, расположенных в Западной Сибири, Якутии и на Дальнем Востоке: Надым (R1), Аяч-Яха (R2), Маре-Сале (R3), Васькины дачи (R5), м. Рогожный (R9) и Дионисий (R11). Описание площадок, их местоположение и данные ежегодных измерений приведены на веб-странице проекта CALM, <http://www.udel.edu/Geography/calm/>. Сравнение проводилось по трем параметрам: средней, минимальной и максимальной величине сезонного протаивания. Видно, что расчеты хорошо согласуются с измерениями. Таким образом, даже относительно простая равновесная модель может быть использована для оценки современного состояния и прогноза вечной мерзлоты на территории России и всего Северного полушария при условии, что имеются все необходимые климатические и почвенные данные для проведения расчетов.

Нами была оценена зависимость результатов расчетов по модели вечной мерзлоты от используемых климатических данных. Для этого было проведено сравнение

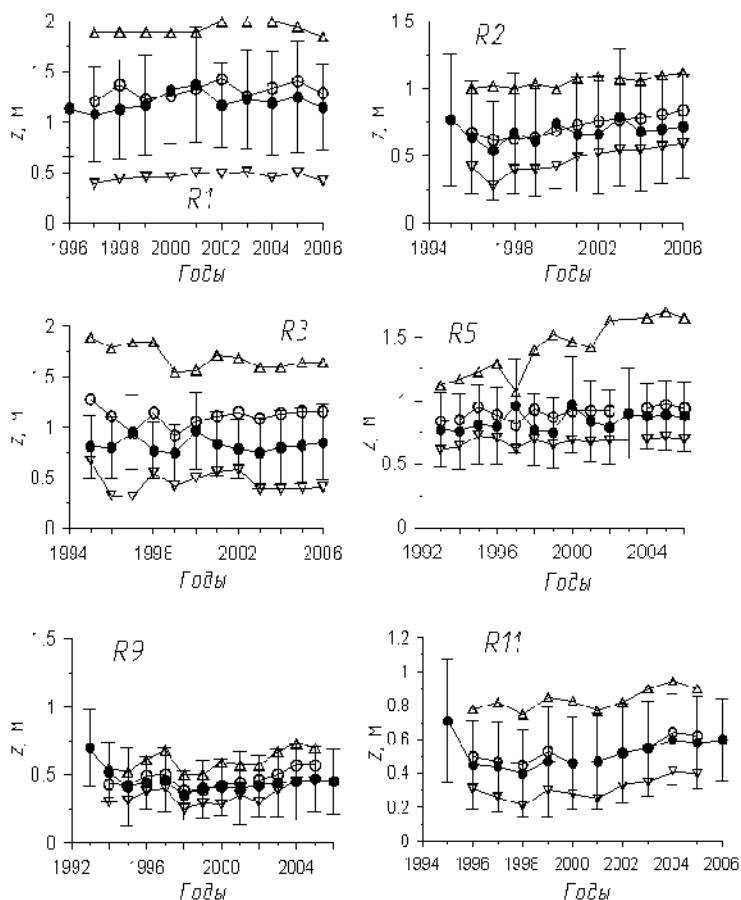


Рис. 1. Сравнение измеренных и расчетных глубин сезонного протаивания вечной мерзлоты. Символы без заливки обозначают среднее, минимальное и максимальное значения по данным измерений, заполненные символы и вертикальные отрезки обозначают среднее и 95 % доверительный интервал по модельным расчетам

четырёх наиболее распространенных и имеющих в свободном доступе архивов температуры воздуха и осадков. Два из них, архив университета Восточной Англии CRU-TS 2.1 [28] и архив университета Делавера США W&M [35], были получены посредством интерполяции данных наблюдений в узлы регулярной сетки с разрешением $0,5^\circ$ по широте и долготе. Два других архива получены при помощи модельного реанализа в Европейском климатическом центре (архив ERA-40, [24]) и в Центре климатических исследований США (архив NCEP-1, [33]). В нашей предшествующей работе было показано, что эти архивы по-разному описывают температурное поле на территории России [20]. Так, расхождения между каждым из архивов и данными наблюдений на метеостанциях достигали 2°C по среднегодовой температуре воздуха, причем пространственное распределение этих разностей зависело от выбранного архива. Очевидно, что модельные оценки характеристик вечной мерзлоты будут различны в зависимости от того, какие данные используются в расчетах. Были проведены расчеты площади распространения приповерхностной вечной мерзлоты и осредненных по криолитозоне России темпе-

ратуры грунта и глубины сезонного таяния за период 1990–2004 гг. с использованием каждого из четырех климатических архивов. Средние по модельному ансамблю значения этих величин показаны на рис. 2. Можно видеть, что даже для современного климата неопределенность расчета параметров вечной мерзлоты велика. Она превышает неопределенность, связанную с естественной изменчивостью почвенных характеристик и растительности и сопоставима с изменениями, прогнозируемыми на ближайшие 25–30 лет.

При построении прогноза состояния вечной мерзлоты с использованием нескольких сценариев изменения климата были рассчитаны относительные изменения глубины сезонного таяния, выраженные в процентах от современной нормы. При этом первоначальный расчет проводился с использованием осредненных за период 1990–2004 гг. климатических данных каждого из четырех архивов. Далее этим данным в каждом узле сетки давались приращения в соответствии с прогнозами нескольких физически полных моделей климата. Относительная разность получаемых результатов и представляла собой прогноз изменения глубины сезонного таяния вечной мерзлоты. Такой прием позволил свести к минимуму погрешность, связанную с неточным описанием современного климата. Прогнозы относительных изменений, полученные с использованием четырех климатических архивов, практически совпали. Как отмечалось выше, для учета естественной изменчивости характеристик почвы, растительности и снежного покрова проводились ансамблевые расчеты по модели вечной мерзлоты, что позволило наряду со средними значениями прогнозируемых величин оценить плотности вероятности

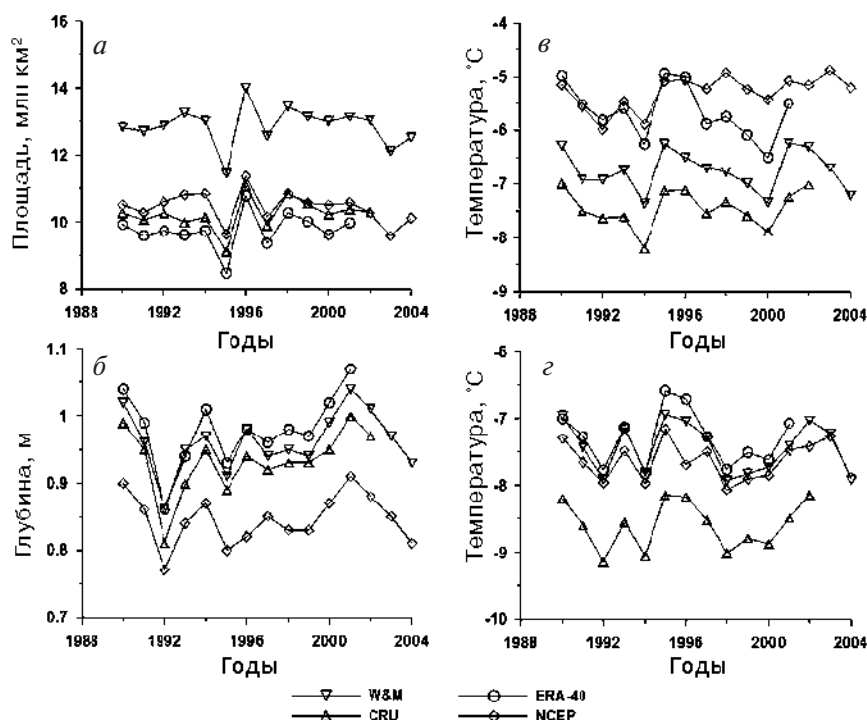


Рис. 2. Осредненные (за период 1990–2004 гг.) по криолитозоне России по данным четырех архивов: расчетная площадь распространения у поверхности (а), глубина сезонного таяния (б), среднегодовая температура воздуха (в) и температура (г) вечной мерзлоты

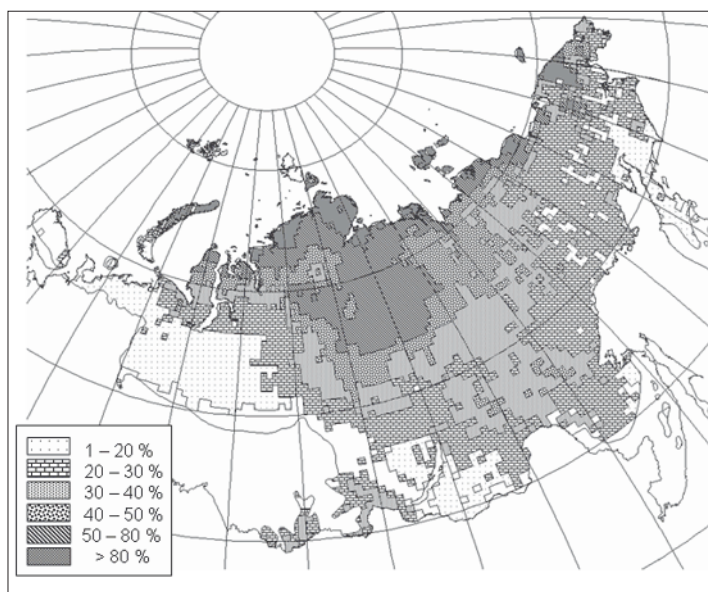


Рис. 3. Наиболее вероятные (средние по расчетному ансамблю) изменения глубины сезонного таяния вечной мерзлоты по климатическому сценарию GFDL для середины XXI в.

и рассчитать дисперсии. При этом сохранилась неопределенность, связанная с прогнозом климата.

Один из результатов, полученных при помощи данного метода, иллюстрирует рис. 3. На нем приведена карта, показывающая наиболее вероятные (средние по расчетному ансамблю) изменения глубины сезонного таяния вечной мерзлоты, ожидаемые к середине XXI века. Дисперсия изменялась от 20–30 % в южной периферийной зоне до 80 % и более вдоль арктического побережья, в среднем по всей криолитозоне России она составила около 40 %. На рис. 3 показан прогноз, полученный с использованием климатического сценария GFDL совместно с современными данными NCEP согласно описанной выше методологии. Расчеты были проведены для пяти различных климатических сценариев CGCM2, CSM–1.4, ECHAM4/OPYC3, GFDL–R30c и HadCM3, все они использовали сценарий эмиссии парниковых газов B2. Описание этих сценариев можно найти на веб-страницах Международной группы экспертов по изменению климата <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/> и <http://igloo.atmos.uiuc.edu/IPCC/>. Отметим, что показанный результат для сценария GFDL является «средним» из всех полученных. Сценарии ECHAM4/OPYC3 и CSM–1.4 предсказывают в среднем по криолитозоне большее увеличение глубины сезонного таяния, а сценарии CGCM2 и HadCM3 – несколько меньшее, чем сценарий GFDL, при этом имеются существенные региональные особенности.

В заключение можно отметить, что предложенный в данной работе метод ансамблевых расчетов состояния вечной мерзлоты обладает несомненными преимуществами по сравнению с традиционными детерминистическими моделями. Получаемые с его помощью оценки плотности вероятности позволяют на качественно новом уровне решать многие задачи, связанные с оценкой геокриологических процессов, в частности, рассчитывать вероятность превышения пороговых значений глубины сезонного таяния, определяющих предел устойчивости инженерных сооружений.

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты 07-05-00209 и 07-05-13527.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Анисимов О.А.* Об оценке чувствительности вечной мерзлоты к изменению глобального термического режима земной поверхности // Метеорология и гидрология. 1989. № 1. С. 79–84.
2. *Анисимов О.А.* Оценка влияния ожидаемых изменений климата на режим вечной мерзлоты // Метеорология и гидрология. 1990. № 3. С. 40–46.
3. *Анисимов О.А.* Оценка макроклимата криолитозоны Евразии и распространение вечной мерзлоты в условиях глобального потепления // Метеорология и гидрология. 1994. № 9. С. 12–19.
4. *Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э.* Влияние изменения климата на вечную мерзлоту в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1997. № 5. С. 71–80.
5. *Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э.* Зональность криолитозоны России в условиях антропогенного изменения климата // Метеорология и гидрология. 1993. № 10. С. 87–93.
6. *Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э.* Прогноз изменения мерзлотных условий в Северном полушарии: Применение результатов балансовых и транзитивных расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы // Криосфера Земли. 1998. № 2. С. 53–57.
7. *Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э., Павлов А.В.* Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке // Криосфера Земли. 1999. № 4. С. 15–25.
8. *Анисимов О.А., Скворцов М.Ю.* О применении математических моделей для исследования влияния изменения климата на вечную мерзлоту // Метеорология и гидрология. 1989. № 9. С. 98–103.
9. *Величко А.А., Нечаев В.П.* К оценке динамики вечной мерзлоты Северной Евразии в условиях глобального изменения климата // Известия РАН. 1992. № 3. С. 667–671.
10. *Гарагуля Л.С., Еришов Э.Д.* Геокриологические опасности. // Природные опасности России / Ред. Осипов В.И., Шойгу С.К. Т. 1. М.: Крук, 2000. 315 с.
11. *Гречищев С.Е.* Прогноз оттаивания и распределения вечной мерзлоты и изменения криогенного растрескивания грунтов на территории России при потеплении климата // Криосфера Земли. 1997. № 1. С. 59–65.
12. *Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г.* Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Наука, 1974. 431 с.
13. *Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д.* Модельные оценки эволюции вечной мерзлоты и распределения слоя сезонного протаивания в зависимости от климатических условий в северных регионах Западной Сибири // Криосфера Земли. 2000. № 4. С. 49–57.
14. *Малевский-Малевич С.П., Надежина Е.Д.* Оценки влияния изменений климата на вечную мерзлоту в России, основанные на модельных сценариях изменений климата // Изменения климата и их последствия / Ред. Менжулин Г.В. СПб.: Наука, 2002. С. 231–239.
15. *Малевский-Малевич С.П., Надежина Е.Д., Симонов В.В., Шкляревич О.Б., Молькентин Е.К.* Оценки воздействий изменений климата на режим протаивания многолетнемерзлых грунтов // Современные исследования главной геофизической обсерватории / Ред. Берляндт М.Е., Мелешко В.П. СПб.: Гидрометеиздат, 1999. С. 33–51.
16. *Молькентин Е.К., Надежина Е.Д., Шкляревич О.Б.* Пространственная изменчивость модельных характеристик многолетнемерзлых грунтов // Метеорология и гидрология. 2001. № 8. С. 89–97.
17. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 282 с.
18. *Павлов А.В.* Мерзлотно-климатический мониторинг России: Методология, результаты наблюдений, прогноз // Криосфера Земли. 1997. № 1. С. 47–58.
19. *Anisimov O.A.* Changing climate and permafrost distribution in the Soviet Arctic // Physical Geography. 1989. № 3. P. 285–293.
20. *Anisimov O.A., Lobanov V.A., Reneva S.A., Shiklomanov N.I., Zhang T.* Uncertainties in gridded air temperature fields and their effect on predictive active layer modeling // Journal of Geophysical Research. 2007. № F02S14, doi:10.1029/2006JF000593.
21. *Anisimov O.A., Nelson F.E.* Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere: Results from transient general circulation models // Climatic Change. 1997. № 2. P. 241–258.

22. *Anisimov O.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E.* Global warming and active-layer thickness: results from transient general circulation models // *Global and Planetary Change*. 1997. № 3–4. P. 61–77.
23. *Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E.* The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: research designs and initial results // *Polar Geography*. 2000. № 3. P. 165–258.
24. *Kallberg P., Simmons S., Uppala S., Fuentes M.* The ERA-40 Archive, ERA-40 Project Report Series No. 17. 2004. European Center for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK.
25. *Lachenbruch A.H., Marshall B.V.* Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan arctic // *Science*. 1986. P. 689–696.
26. *Majorowicz J.A., Skinner W.R.* Anomalous ground warming versus surface air warming in the Canadian Prairie provinces // *Climatic Change*. 1997. № 4. P. 485–500.
27. *Malevsky-Malevich S.P., Molkentin E.K., Nadyozhina E.D., Shklyarevich O.B.* Numerical simulation of permafrost parameters distribution in Russia // *Cold Regions Science and Technology*. 2001. № 1. P. 1–11.
28. *Mitchell T.D., Jones P.D.* An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids // *International Journal of Climatology*. 2005. № 6. P. 693–712.
29. *Nelson F.E.* (Un)frozen in time // *Science*. 2003. № 299. P. 1673–1675.
30. *Nelson F.E., Anisimov O.A.* Permafrost zonation in Russia under anthropogenic climatic change // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1993. № 2. P. 137–148.
31. *Osterkamp T.E., Romanovsky V.E.* Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1999. № 10. P. 17–37.
32. *Sazonova T.S., Romanovsky V.E.* A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2003. № 2. P. 125–140.
33. *Serreze M.C., Hurst C.M.* Representation of mean Arctic precipitation from NCEP-NCAR and ERA reanalyses // *Journal of Climate*. 2000. № 1. P. 182–201.
34. *Stendel M., Christensen J.H.* Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM // *Geophysical Research Letters*. 2002. № 13. P. 10-1–10-4.
35. *Willmott C.J., Rawlins M.A.* Arctic Monthly Air Temperature: Land-Surface Station Climatology Archive (version 1.01) // Center for Climatic Research, Department of Geography, University of Delaware, 1999.

O.A.ANISIMOV

MODERN AND PROJECTED FOR THE FUTURE CHANGES OF PERMAFROST: SYNTHESIS OF OBSERVATIONS AND MODELING

We developed the new method of permafrost modeling based on ensemble approach. The equilibrium permafrost model is used to predict the depth of seasonal thawing under the modern and projected for the mid-21st century climate. The model results are compared against observations at six plots in different biophysiological zones. The sensitivity of permafrost model to climatic data is evaluated through comparison of brought-scale zonal permafrost characteristics obtained with four different forcing data sets. We construct the projection of seasonal thaw depth for the Russian permafrost region.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТА ОКЕАНА И МОРСКОГО ЛЬДА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА С ПОМОЩЬЮ КОНЕЧНО- ЭЛЕМЕНТНОЙ МОДЕЛИ FEMAO: К ВОПРОСУ О ПОНИМАНИИ РОЛИ РАЗЛИЧНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ НАБЛЮДАЕМОГО СОСТОЯНИЯ И ВОСПРОИЗВЕДЕНИИ ИХ В МОДЕЛЯХ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА

Н.Г.ЯКОВЛЕВ

Институт вычислительной математики РАН, г. Москва

В настоящее время представляется, что ответы на ряд принципиальных вопросов современной климатологии Арктики нетривиальны и не могут быть получены путем простого наращивания пространственного разрешения моделей. Требуется ревизия физической постановки задачи, математического формализма, выбора физических параметризаций и методов численного решения. Такая работа давно ведется в Институте вычислительной математики РАН, г. Москва. Глобальная климатическая модель ИВМ РАН участвует в работе Межправительственной группы экспертов по изменению климата, а региональная модель Северного Ледовитого океана — в проекте сравнения моделей СЛО АОМІР. Представлены основные характеристики версии модели FEMAO низкого разрешения, использовавшейся в проекте АОМІР, и намечаются пути совершенствования модели с точки зрения более полного описания физических процессов. К числу таких процессов относятся генерация топографических струй («эффект Нептуна»), вихревой перенос скаляра, явное описание прилива и процессы, связанные с динамическим взаимодействием толстого дрейфующего льда в присутствии высокочастотного (порядка инерционного периода) форсинга. Показано, что от параметризации типа «эффекта Нептуна» можно будет отказаться в ближайшее время путем улучшения пространственного разрешения модели, вихревой перенос скаляра будет разрешаться при пространственном разрешении около 1 км и в настоящее время есть смысл совершенствовать эту параметризацию. Явный учет прилива приводит к неожиданно слабому отклику в состоянии морского льда. Это связывается с проблемой описания силы, возникающей на границе воды и льда в случае толстого плавающего льда и при высокочастотном форсинге типа прилива. Решение этой проблемы нетривиально и требует полного пересмотра динамической части существующих численных моделей совместной динамики океана и морского льда.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время научное сообщество озабочено вопросом о судьбе ледового покрова Северного Ледовитого океана — наступит ли в ближайшее время такое состояние Арктики, когда летом океан будет полностью свободен ото льда? Если наступит — то когда? Неожиданно быстрое исчезновение морского льда за последние годы — естественная флуктуация или начало необратимого процесса? Способны ли современные модели воспроизвести естественную чувствительность и устойчивость состояния Арктики? Если современные модели неточно воспроизводят темпы изменения состояния льда в Арктике, то какие еще физические процессы необходимо учесть?

В настоящее время представляется, что ответы на эти вопросы нетривиальны и не могут быть получены путем простого наращивания пространственного разрешения моделей. Требуется ревизия физической постановки задачи, математического формализма, выбора параметризаций и методов численного решения.

Работа по моделированию глобального и регионального климата ведется в Институте вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) уже давно и по разным направлениям. Принципиальный подход, который при этом реализуется, — создание собственных моделей и их экспертиза в рамках крупных международных научных программ. В настоящее время ИВМ РАН — участник работ в рамках группы численного моделирования Межправительственной комиссии экспертов по глобальному изменению климата (МКЭГК) [16], в этой работе участвует глобальная модель климата Земли [1]. Применительно к исследованию Северного Ледовитого океана (СЛО) ИВМ РАН многолетний участник проекта AOMIP (Arctic Ocean Model Intercomparison Project) [22, 26]. В ходе реализации этого проекта была разработана и верифицирована модель FEMAO (Finite-Element Model of Arctic Ocean). При этом решались как вопросы построения собственно совместной модели динамики океана и динамики-термодинамики морского льда в рамках конечно-элементного формализма, так и вопросы воспроизведения основных физических механизмов, ответственных за формирование современного климата Арктики. Уровень сложности описания собственно полярного океана выше в региональной модели FEMAO, поэтому работы с этой моделью имеют не только узкое значение для решения региональных задач. Научные и технологические наработки будут использованы для совершенствования и глобальной модели климата.

В настоящее время осуществляется переход от версии модели низкого пространственного разрешения (порядка 100 км по горизонтали, 16 уровней по вертикали) к модели более высокого пространственного разрешения (18 км по горизонтали, более 33 уровней по вертикали). Новая версия модели будет охватывать более широкую область — Северная Атлантика до 40° с.ш., Берингово море, Белое море, пространственное разрешение позволит описать Канадский архипелаг.

В настоящей работе будут представлены основные характеристики версии модели FEMAO низкого разрешения, использовавшейся в проекте AOMIP, и, на основе полученного опыта, намечены пути совершенствования модели с точки зрения более полного описания физических процессов.

МОДЕЛЬ FEMAO

Рассматривается область Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана севернее 65° с.ш., без учета Гудзонова залива (см. рис. 1, с. 22). Учитывается пять островов. Канадский архипелаг детально не описывается. В Канадском архипелаге сделаны три пролива: Нарский, МакКлюр и модельный пролив в районе о. Принс-Патрик. Берингов пролив считается открытым. Учитывается восемь основных рек, эстуарии которых рассматриваются как специального вида проливы. Белое море, которое при данном пространственном разрешении не описывается с достаточной точностью, рассматривается как эстуарий реки Северная Двина. Уравнения динамики океана и морского льда рассматриваемой модели записываются в системе координат «сферического слоя» с полюсами, расположенными в точках с географическими координатами 180° в.д., 0° с.ш. — «Северный» полюс, 0° в.д., 0° с.ш. — «Южный» полюс. Пространственное разрешение модели — 1° по горизонтальным переменным в повернутой системе координат, т.е. около 111,2 км. По вертикали бралось 16 неравноотстоящих уровней в z-системе координат со сгущением к поверхности океана. Используются ставшие традиционными при исследовании крупномасштабной динамики океана приближения Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды (так называемая «примитивная» система уравнений). В целом постановка задачи динамики океана (уравнения и граничные условия) следует работам [2, 3, 26].

Модель локально-одномерной термодинамики льда основана на идее, изложенных в работе [20], и практически не отличается от модели, использовавшейся в работе [2]. Термодинамический блок применяется к каждой из 14 градаций

Параметризация альbedo снега и льда в зависимости
от температуры поверхности T

Поверхность	h_i	h_s
α_s , снег	Сухой $T < -1$ °C 0,8	Мокрый $T > -1$ °C $\alpha_s = 0,8 - 0,1(T + 1)$
α_i , лед толщиной h_i	$\alpha_i = \alpha_s + h_i(0,65 - \alpha_s)$, если $h_i \leq 50$ см; $\alpha_i = 0,65$, если $h_i > 50$ см	$\alpha_i = \alpha_s + (0,65 - 0,075(T + 1) - \alpha_s)h_i/50$, если $h_i \leq 50$ см; $\alpha_i = 0,65 - 0,075(T + 1)$, если $h_i > 50$ см
α_w , вода	0,1	
Эффективное альbedo снега толщиной h_s , лежащего косами	$\alpha = s_f \alpha_s + (1 - s_f)(\alpha_i + (1 - \alpha_i)h_i)$, $s_f = h_s(h_s + 2 \text{ см})^{-1}$	

Примечание. Параметр α_0 — доля проникающей в лед радиации, считается зависящей от балла облачности.

льда по толщине: 0 см (открытая вода), 10, 20, 30, 50, 70 см, 1, 1,5, 2, 3, 4, 5, 6, 10, и более 10 м. Основные отличия от предыдущей версии модели термодинамики льда в параметризациях — альbedo, потока тепла из океана, потоков радиации, изменений сплоченности льда при его эволюции.

Выбор параметризации альbedo сделан аналогично блоку морского льда CCSM2 климатической модели Национально центра атмосферных исследований, Боулдер, Колорадо, США [4] с некоторыми упрощениями, связанными с тем, что не делается различий между альbedo в различных спектральных интервалах, а используется интегральное альbedo, среднее для всех длин волн и углов падения (соответствующая приближенная формула приводится также в [4]). Для параметризации коротковолновой радиации, проникающей в не покрытый снегом лед, используется предположение о том, что часть радиации, не отраженная поверхностью, поглощается в самом верхнем слое льда [20]. Это приводит к изменению эффективного альbedo льда, так что в выражении для потока коротковолновой радиации появляется дополнительный множитель $(1 - i_0)$, где i_0 — доля радиации, проникающая в лед. Согласно наблюдениям, i_0 зависит от спектрального состава падающего излучения. Эту зависимость можно рассматривать как функцию балла облачности [8]. Использованное в модели альbedo поверхности показано в табл. 1. Затухание проникающей в лед радиации происходит по экспоненциальному закону, независимо от длины волн.

Расчет скорости дрейфа морского льда основан на работах [11, 14, 15]. Выбрана упруго-вязко-пластичная реология [14, 15] — в настоящее время именно такая реология является своего рода стандартом в глобальных и региональных климатических моделях. Вычисление давления во льду (или прочности льда) основано на работах [6, 12, 24].

В балансе сил, действующих на лед, учитывается эффект давления атмосферы и дополнительное давление, создаваемое лежащим на льду снегом. В FEMAО не делается предположения о малости инерционных слагаемых в балансе импульса льда $m(\ddot{u}_i \cdot \vec{\nabla})\ddot{u}_i \approx 0$. Учитываются все метрические слагаемые, возникающие при записи уравнений в системе координат сферического слоя.

В качестве граничных условий на «твердом» берегу и в эстуариях задается условие прилипания, на «жидких» границах скорость дрейфа вычисляется в предположении справедливости применимости «условия излучения».

Взаимодействие океана и льда осуществляется через касательное напряжение трения и через потоки тепла и пресной воды.

Численная схема для модели океана во многом повторяет схему, предложенную автором в работах [2, 3], — метод пространственной аппроксимации на основе метода конечных элементов и базовые принципы решения задачи динамики океана с неявным по времени описанием внешней гравитационной моды и сведении задачи к решению уравнения для уровня океана. Однако есть и отличия.

При вычислении переноса скаляров (температуры и солёности) вводится вычислительная диффузия, действующая вдоль потока и отчасти заменяющая реальную крупномасштабную турбулентную диффузию. Используется стабилизация по всем трём пространственным координатам. Для подавления избыточной дисперсности схемы в представленной версии модели не применяется «метод концентрации массы» для аппроксимации производной по времени.

В отличие от схемы для температуры и солёности, при переносе характеристик морского льда и снега используется искусственная диффузия, вычисляемая не по скорости переноса, а по проекции скорости переноса на градиент решения — это снижает диссипативность схемы и оставляет высокую вычислительную диффузию только в областях с сильными градиентами решения. Так же, как и в случае вычисления переноса температуры и солёности, не делается диагонализации массовой матрицы в производной по времени.

На открытых границах модельной области реализуются различные варианты условия излучения, отличающиеся в основном выбором фазовой скорости сигнала. В качестве фазовой скорости переноса скалярных характеристик морского льда задавалась скорость в ближайшем к границе узле.

Для параметризации вдольбереговых струй использовались результаты работ [13, 17, 21] — в уравнения движения вводилось дополнительное «топографическое напряжение», или «эффект Нептуна». Предполагается, что введение такой параметризации полезно в случае невысокого пространственного разрешения.

Если «эффект Нептуна» описывает генерацию среднего течения над особенностями рельефа, то параметризация [7] описывает эффект от переноса скаляра — температуры или солёности — вихрями, генерируемыми на наклонных изопикнических поверхностях. Обычно вихревой перенос делают вместе с параметризацией диффузии на изопикнических поверхностях в приближении малых углов наклона последних [23]. В данной модели перемешивания на изопикнических поверхностях не вводилось, чтобы не дублировать этот эффект похожим механизмом, возникающим при численной реализации схемы переноса с введением искусственной диффузии по потоку. Реализация вихревого переноса сделана в терминах «косого потока» с антисимметричным тензором коэффициентов турбулентной диффузии [9]. Коэффициент «вихревой диффузии» полагался постоянным и равным $A_{gm} = 5 \cdot 10^6 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, кроме того, вводилось ограничение на величину коэффициентов тензора вихревой диффузии согласно [5], так что наклон изопикнических поверхностей не превосходил $4 \cdot 10^{-3}$. Наклон изопикнических поверхностей ограничивался также в верхнем перемешанном слое согласно [19].

Применение параметризации вихревого переноса скаляра [7, 9] по существу не изменило численную схему. Вихревой перенос выделен в отдельный этап схемы расщепления по времени — это можно сделать, так как соответствующий оператор кососимметричен.

В целом по уровню описания физики и качеству численных схем модель ФЕМАО представляет собой вполне современный продукт, что подтверждается сравнением с результатами расчетов по другим моделям и с данными измерений. Сделано большое количество расчетов по воспроизведению состояния СЛО в 1948–2002 гг. Выделим некоторые проблемы описания физических процессов, выявленные в ходе работы.

«Эффект Нептуна»

Параметризация типа «эффект Нептуна» описывает генерацию вихревого переноса над особенностями рельефа дна. Эта параметризация строится на основе

закона сохранения потенциального вихря для баротропного бездивергентного течения. Физический механизм, ответственный за формирование такого рода течений, — топографические планетарные волны. Анализ показывает, что в качестве пространственного масштаба ширины струи в случае медленных и достаточно длинных волн выступает ширина шельфа в области над шельфом и длина волны в области за шельфом. Поскольку одним из вероятных механизмов генерации таких волн выступают аномалии атмосферной циркуляции, длина таких топографических волн порядка 1000 км. Следовательно, для прямого описания механизмов генерации и захвата баротропных топографических волн необходимо иметь пространственное разрешение модели, достаточное для описания особенностей рельефа, и временное, достаточное для описания синоптической изменчивости атмосферы. В случае с проливом Фрама этого можно достичь при выборе пространственного разрешения порядка 10–20 км. Такое разрешение в настоящее время совершенно реалистично, поэтому в ближайшем будущем можно отказаться от такой параметризации.

Вихревой перенос скаляра

Опыт использования параметризации [7, 9] показал, что удастся сформировать значительно более сильную струю теплой атлантической воды, проникающую в центральную часть СЛО вдоль материкового склона. При выбранных параметрах средняя температура воды в слое атлантической воды (брался слой 300–800 м) получается даже больше, чем по данным наблюдений: 0,65 °C против 0,42 °C. Отказ от использования параметризации вихревого переноса приводит к выхолаживанию в слое атлантической воды — средняя температура падает до 0,24 °C. Выбор большого коэффициента вихревого переноса — в десять раз больше стандартного — приводит к сильному перегреву слоя атлантических вод — до 1,82 °C. Более интенсивный перенос соленой атлантической воды сказывается и на воспроизведении содержания пресной воды во всей рассматриваемой области. Таким образом, выбирая ту или иную параметризацию вихревого переноса скаляра, можно получать различные физические результаты — система оказалась чувствительной к этой параметризации. Это связано с тем, что реализуется положительная обратная связь — вихревой перенос формирует распределение плотности, которое генерирует геострофические течения, способствующие более интенсивному переносу атлантической воды на север через пролив Фрама. Интересно, что в ходе выполнения программы АОМIP эта параметризация не обсуждалась и не ограничивалась. Вполне вероятно, что именно поэтому разные модели давали разные результаты по воспроизведению циркуляции в слое атлантических вод.

В существующей теории предполагается, что вихревой перенос скаляра осуществляется бароклинными вихрями. Пространственный масштаб таких вихрей определяется радиусом деформации Россби и для Северного Ледовитого океана составляет порядка 5 км. Следовательно, прямое моделирование таких вихрей требует пространственного разрешения модели порядка 1 км, что в настоящее время невозможно. Поэтому имеет смысл продолжать использовать параметризацию типа [7, 9], развивая их с учетом специфики стратификации Северного Ледовитого океана. Например, важное значение может иметь выбор переменного коэффициента вихревого переноса (в настоящее время этот коэффициент постоянный, $A_{gm} = 5 \cdot 10^6 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$). Неясным остается вопрос о взаимодействии такого рода параметризации с явным включением в модель приливов.

Явное описание прилива

В региональной модели FEMAO низкого разрешения прилив задавался как падающая из Северной Атлантики (через Норвежское море, Датский пролив и проливы Канадского архипелага) волна M_2 . Амплитуда и фаза волны брались по результатам расчетов [18]. В данном случае такой подход оправдан, поскольку в высоких широ-

тах в первом приближении можно пренебречь градиентом приливного потенциала. К тому же задача состояла в понимании принципиальной роли прилива в формировании климата СЛО. Никаких специальных настроек модели при расчетах с приливом не делалось. Полученный результат представлен в виде котидаальной карты на рис. 1. Несмотря на низкое пространственное разрешение модели, удается получить принципиально верную картину приливной динамики в СЛО. Основные амфидромии — в море Бофорта, около Датского пролива и в Баренцевом море воспроизводятся вполне реалистично. Хотя можно отметить и некоторое занижение амплитуды прилива — в том же проливе Фрама. Очевидно, что не удастся воспроизвести характеристики прилива в Горле Белого моря и в относительно небольших заливах.

Результаты расчетов сравнивались с аналогичными результатами, полученными без явного прилива. Можно сделать следующие предварительные выводы:

- в существующей версии модели основные параметры морского льда (масса льда, площадь и площадь распространения) практически не изменились;
- наблюдается сильное перемешивание океана по вертикали, особенно над материковым склоном;
- наблюдается некоторое увеличение доли открытой воды в проливе Фрама и в других областях с сильными приливными течениями.

Такой результат несколько обескураживает, поскольку ожидалось, что прилив будет формировать другое распределение толщины льда, способствовать более интенсивному формированию открытой воды как за счет потоков тепла из слоя атлантических вод, так и за счет процессов торошения. Хотя некоторых эффект наблюдается — в том же проливе Фрама. На рис. 2. представлены распределения вероятности наблюдения льда определенной толщины в проливе Фрама, полученные осреднением за тридцать лет. Базовый расчет без прилива отмечен кружочками, вариант

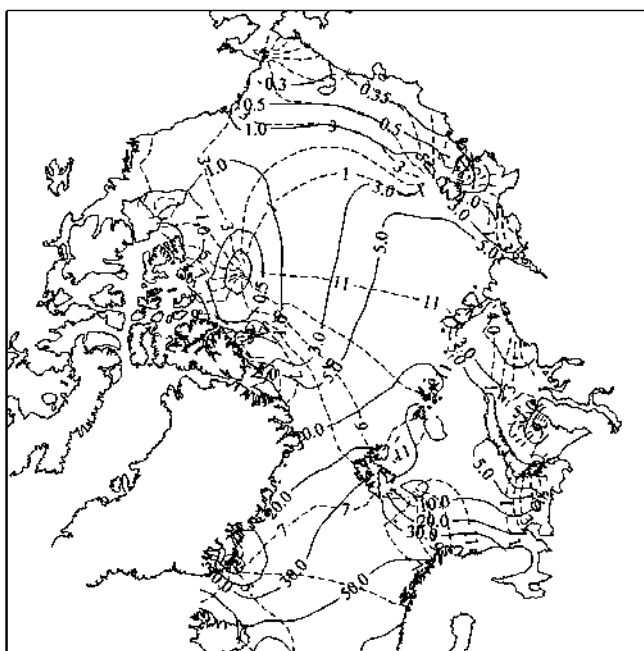


Рис. 1. Модельная область и котидаальная карта рассчитанного прилива M_2 : изолинии амплитуды (см) показаны сплошными линиями, изофазы (часы) — пунктирными

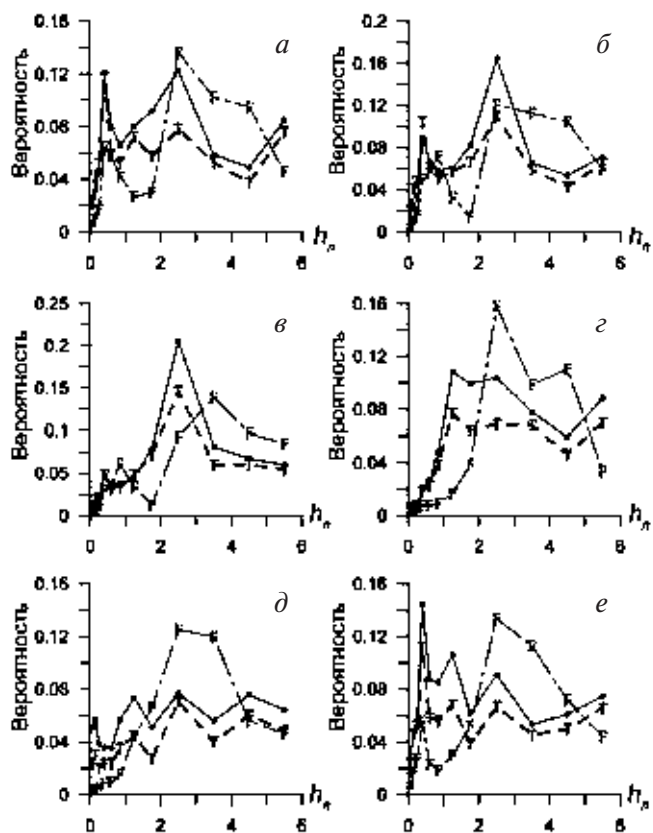


Рис. 2. Рассчитанная в модели вероятность распределения льда по толщине в проливе Фрама (за период 1958–2002 гг.): *a* – январь, *б* – март, *в* – май, *г* – июль, *д* – сентябрь, *е* – ноябрь. Использовались модельные интервалы градаций льда по толщине, середины которых отмечены маркерами. Стандартный случай – сплошная линия, маркеры – жирные точки; случай с приливом M_2 – пунктирная линия, маркер Т. Случай с увеличенным в 100 раз коэффициентом сопротивления дрейфу льда – штрих-пунктирная линия, маркер F

с приливом – буквой Т. Маркеры поставлены в центрах соответствующих интервалов градаций льда по толщине. Видно, что кривые оказались просто сдвинуты вниз – это говорит о том, что образовалось больше открытой воды. Анализ такого неудовлетворительного результата показывает, что необходимо пересмотреть используемую методику динамического взаимодействия океана и морского льда.

Проблема описания динамического взаимодействия океана и морского льда

Проблема описания динамического взаимодействия океана и морского льда состоит в том, что обычно этот процесс описывается как трение о шероховатую стенку установившегося во времени течения. Такой подход имеет свои ограничения – необходимо сделать предположения о том, что толщина льда мала по сравнению с глубиной верхнего перемешанного слоя и рассматриваются движения с временным масштабом порядка нескольких инерционных периодов. Первое предположение связано также и с построением численной модели – обычно считается, что толщина льда не превосходит глубины верхнего модельного слоя океана.

Такое приближение называют еще приближением «парящего льда». Существует некоторый приближенный подход, называемый «погруженным льдом», когда рассматривается некоторая третья среда — лед с водой, — занимающая верхний модельный слой океана [10]. При этом также используются предположения о сильной корреляции скоростей дрейфа льда и скорости течения океана в верхнем слое.

Возможна ли другая формулировка задачи, так, чтобы толщина льда могла превосходить глубину нескольких модельных уровней по вертикали и не делалось никаких дополнительных предположений относительно связи скоростей течений и дрейфа льда? Простой анализ показывает, что возможно, однако это требует значительной переработки математической постановки задачи и метода численного решения. Существенная трудность возникает при этом в связи с тем, что масштаб пространственной изменчивости толщины льда меньше масштаба разрешения модели (10–20 км), и, следовательно, требуется разработка дополнительных параметризаций, учитывающих характеристики стратификации, толщины льда и частоты вынуждающего воздействия. Такая работа с применением трехмерной вихреразрешающей модели океана, соединенной с моделью свободно дрейфующего льда, в настоящее время начата в ИВМ РАН.

Основной вопрос, который можно задать при построении такого рода параметризации, — можно ли записать осредненную по инерционному периоду силу, возникающую между океаном и льдом, на подсеточном масштабе (если бы льдины разрешались на сеточном масштабе, то можно было бы решить задачу точно) в виде квадратичного аэродинамического закона со специальным выбором коэффициента сопротивления? Предполагается, что этот коэффициент сопротивления может быть функцией частоты, толщины льда и плотностной стратификации. Например, летом, когда образуется пресный и теплый верхний слой, можно ожидать значительного увеличения коэффициента сопротивления, так как перемещение льда относительно воды потребует перемещения большой массы воды в верхнем слое (изменится присоединенная масса обтекаемого тела). Пример такого случая рассматривается в работе [25], где оценивается не только трение в пограничном слое, но и сопротивление формы льдины. В пределе, при больших коэффициентах сопротивления, можно ожидать реализацию подхода «погруженного льда» [10].

Для качественной оценки возможности такого подхода были проведены расчеты с коэффициентом сопротивления, в 100 раз превосходящим стандартный $5,5 \cdot 10^{-3}$ (численная схема модели позволяет это сделать без уменьшения шага по времени, который равен 1 часу). Рассмотрим результаты воспроизведения распределения толщины льда по грациям толщины в проливе Фрама (рис. 2), соответствующие кривые отмечены маркером F. Отметим, что в сентябре исчезло равномерное распределение в диапазоне 1–6 м. Такое распределение противоречило данным наблюдений, дающим отчетливый максимум на толщине льда около 2,5 м [27]. Применение большого коэффициента сопротивления сформировало более регулярное распределение толщины льда, с максимумами в районе 2,5–3,5 м. Это говорит о перспективности работы по пересмотру методов описания динамического взаимодействия океана и морского льда.

Таким образом, полученный в результате уже десятилетней работы опыт свидетельствует о том, что моделирование полярных районов океана требует тщательного описания множества взаимосвязанных процессов. Многие из этих процессов не могут быть описаны явно, путем простого увеличения пространственного разрешения моделей. Требуется дополнительная работа по идентификации таких процессов, построению физической модели, формулировке математической постановки и выбору численной схемы. Учет целого ряда процессов, считавшихся ранее незначительными, требует кардиналь-

ной переделки существующих моделей. Например, можно упомянуть проблему построения моделей со свободной верхней поверхностью, обладающих достаточной точностью удовлетворения законам сохранения пресной воды и массы солей.

На сегодняшний момент роль приливов в балансе массы льда неясна. Однако ясно, что в случае высокочастотного внешнего форсинга необходимо более аккуратно описывать динамическое взаимодействие на границе вода-лед. Только в этом случае удастся решить задачу о явном учете прилива в климатических моделях.

Все это говорит о том, что задача моделирования динамики покрытого льдом океана остается в значительной мере физической задачей, а не предметом пусть и сложного, но инженерного расчета.

Работа была выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 06-05-65225 и 07-05-12033-офи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Володин Е.М., Дианский Н.А. Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН, сер. ФАО. 2006. Т. 42. № 3. С. 291–306.
2. Яковлев Н.Г. Совместная модель общей циркуляции океана и эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане // Изв. РАН, сер. ФАО. 2003. Т. 39. № 3. С. 394–409.
3. Яковлев Н.Г. Численное моделирование крупномасштабной циркуляции вод и морского льда Северного Ледовитого океана // География и природные ресурсы. Специальный выпуск «Материалы конференции по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2004». 2004. С. 277–283.
4. Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke E.C., Limpscomb W.H., Schramm J.L. Description of the Community Climate System Model version 2: Sea ice model. National Center for Atmospheric Research. 2002. Доступно по адресу <http://www.cesm.ucar.edu/models/ice-csim4>.
5. Danabasoglu G., McWilliams J.C. Sensitivity of the global ocean circulation to parameterizations of mesoscale tracer transports // J. Climate. 1995. Vol. 8. № 12. P. 2967–2987.
6. Flato G.M., Hibler W.D., III. Ridging and stress in modeling the thickness distribution of Arctic sea ice // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 18611–18626.
7. Gent P.R., McWilliams J.C. Isopycnal mixing in ocean circulation models // J. Phys. Oceanogr. 1990. Vol. 20. P. 150–155.
8. Grenfell T.C., Maykut G.A. The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin // J. Glaciol. 1977. Vol. 18. P. 445–463.
9. Griffies S.M. The Gent-McWilliams skew-flux // J. Phys. Oceanogr. 1998. Vol. 28. P. 831–841.
10. Hibler W.D., Bryan K. A diagnostic ice-ocean model // J. Phys. Oceanogr. 1987. Vol. 17. P. 987–1015.
11. Hibler W.D., III. A dynamic-thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanogr. 1979. Vol. 9. № 4. P. 815–846.
12. Hibler W.D., III. Modeling a variable thickness sea ice cover // Mon. Wea. Rev. 1980. Vol. 108. P. 1943–1973.
13. Holloway G. Representing topographic stress for large-scale ocean models // J. Phys. Oceanogr. 1992. Vol. 22. P. 1033–1046.
14. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. Vol. 27. P. 1849–1867.
15. Hunke E.C. Viscous-plastic sea ice dynamics in the EVP model: Linearization issues // J. Comput. Phys. 2001. Vol. 170. P. 18–38.
16. IPCC, 2007: 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., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.

17. Kazantsev E., Sommeria J., Verron J. Subgrid-Scale Eddy Parametrization by Statistical Mechanics in a Barotropic Ocean Model // J. Phys. Oceanogr. 1998. Vol. 28. P. 1017–1042.
18. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. The Arctic Ocean tides / The Polar oceans and their role in shaping the global environment. Ed. O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland. AGU, Washington, D.C. 1994. P. 137–158.
19. Large W.G., Danabasoglu G., Doney S.C., McWilliams J.C. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology // J. Phys. Oceanogr. 1997. Vol. 27. № 11. P. 2418–2447.
20. Parkinson C.L., Washington W.M. A large-scale numerical model of sea ice // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 311–337.
21. Polyakov I. An eddy parameterization based on maximum entropy production with application to modeling of the Arctic Ocean circulation // J. Phys. Oceanogr. 2001. Vol. 31. P. 2255–2270.
22. Proshutinsky A., Steele M., Zhang J., Holloway G., Steiner N., Hakkinen S., Holland D., Koeberle C., Karcher M., Johnson M., Maslowski W., Walczowski W., Hibler W., Wang J. Multinational effort studies differences among Arctic Ocean models // EOS. 2001. Vol. 82. № 51. P. 637–644.
23. Redi M.H. Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation // J. Phys. Oceanogr. 1982. Vol. 12. P. 1154–1158.
24. Rothrock D.A. The energetics of the plastic deformation of pack ice by ridging // J. Geophys. Res., 1975. Vol. 80. P. 4514–4519.
25. Skjellingsstad E.D., Paulson C.A., Pegau W.S., McPhee M.G., Stanton T. Effects of keels on the bottom turbulence exchange // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. № C12. 3372. doi:10.1029/2002JC001488.
26. Uotila P., Holland D.M., Morales Maqueda M.A., Hakkinen S., Holloway G., Karcher M., Kauker F., Steele M., Zhang J., Proshutinsky A., Yakovlev N. An energy-diagnostics intercomparison of coupled ice-ocean Arctic models // Ocean Modelling. 2006. Vol. 11. № 1–2. P. 1–27.
27. Vinje T., Nordlund N., Kvambekk A. Monitoring ice thickness in Fram Strait // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 10437–10450.

N.G. YAKOVLEV

ARCTIC OCEAN WATER AND SEA ICE CLIMATE MODELING BY THE FINITE-ELEMENT MODEL FEMAO: ON THE PROBLEM OF THE UNDERSTANDING OF THE VARIOUS PHYSICAL PROCESSES ROLE IN THE OBSERVED STATE FORMATION AND SIMULATING THEM IN A GLOBAL CLIMATE MODELS

It seems now that answers on a number of the fundamental questions of the modern Arctic climatology are non-trivial, and can't be derived by the simple spatial resolution upgrade of the models. There is a need to revise the physical formulation of the problem, the mathematical formalism, the choice of a physical parameterizations and numerical methods of the solution. Such a activity is carried out for a long time in the Institute of Numerical mathematics RAS, Moscow. The global climate model of INM RAS takes part in the IPCC activity, and regional Arctic Ocean model in the Arctic Ocean Model Intercomparison Project (AOMIP). The main features of the low resolution version of the FEMAO model (AOMIP participant) are presented, and the ways outlined how to upgrade model from the point of view of the more complete description of the physical processes. There are processes of topographic jets generation (Neptune effect), eddy transport of a scalar, explicit tides and processes related to the dynamical interaction of the thick drifting ice in the presence of high-frequency (about the inertial period) forcing. It was shown, that Neptune effect parameterization may be abandoned in the nearest future by the improvement of the spatial resolution, but the eddy transport of a scalar will be resolved at the spatial resolution about 1 km, and there is a reason to improve the parameterization at present. The explicit tide leads to unexpectedly weak response in the sea ice state. This is associated with the problem of the description of the force, generated at the water-ice interface in a case of the thick drifting ice under the high-frequency force, like tide. The solution of the problem is non-trivial and requires the total revision of the dynamical part of the existing now coupled ice-ocean numerical dynamical models.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ СТРУКТУРЫ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД БАРЕНЦЕВА МОРЯ

А.В. ПНЮШКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В статье представлены результаты расчетов циркуляции вод в Баренцевом море с использованием климатических и квазисинхронных распределений гидрологических параметров. Выявлена возможность существования в отдельные периоды аномального режима циркуляции вод моря, нарушающего «классический» циклонический характер движения. Серия прогностических экспериментов с моделью позволила оценить временной интервал существования подобных аномалий как период от нескольких месяцев до сезона.

Баренцево море играет важную роль в глобальной климатической системе. Являясь транзитной зоной поступления теплых и соленых атлантических вод в акваторию Северного Ледовитого океана (СЛО), изменение режима собственной циркуляции может приводить к значительным изменениям потоков импульса, тепла и соли, поступающих в СЛО. В статье представлены результаты реконструкции структуры циркуляции вод в Баренцевом море с использованием климатических и квазисинхронных распределений гидрологических параметров. Сильная межгодовая изменчивость гидрологических полей Баренцева моря является общепризнанным фактом [10, 17, 9, 6, 16]. Для восстановления ассимилируемых полей температуры и солености, используемых в модельных экспериментах, были взяты океанографические данные из 11 источников, объединенных в единую базу данных морей Северо-Европейского бассейна Арктики [4]. Возможные особенности гидрологического режима, проявляющиеся в определенные годы, как правило, не отражаются в среднеклиматических полях и не могут быть воспроизведены в численных расчетах с использованием осредненных в климатическом масштабе времени данных. Проведенные численные эксперименты с нестационарной гидродинамической моделью были направлены на выявление возможной изменчивости в структуре циркуляции в отдельные годы по сравнению со среднеклиматическими течениями.

Для исследования гидрологического режима вод Баренцева моря использовалась трехмерная нестационарная гидродинамическая модель, основанная на уравнениях Рейнольдса для горизонтальных компонент скорости в сферической системе координат $\{\lambda, \varphi, z\}$, дополненная трехмерными уравнениями турбулентной диффузии тепла и соли. Модель реализована в сферической системе координат на сетке А по классификации Аракавы с пространственными шагами $0,25^\circ$ по широте и 1° по долготе. Вертикальное разрешение модели принималось равномерным и составило 10 м. Решение описанной системы уравнений осуществлялось методом факторизации с использованием алгоритма численной фильтрации высокочастотных баротропных волн, вызванных начальной несогласованностью поля плотности с полями скоростей течений и уровня. Конечно-разностная

реализация модельных уравнений производилась с применением методов расщепления по физическим процессам с выделением адвективно-диффузионной части решения и «быстрой» гравитационной составляющей течений, обусловленной градиентами уровня поверхности.

Для определения, насколько адекватно модель отражает структуру постоянных течений Баренцева моря, были проведены серии экспериментов по диагностическому восстановлению структуры циркуляции вод для разных сезонов с использованием среднеклиматических распределений гидрологических параметров. Для этих задач использовался набор улучшенной климатологии РНС 2.0, предоставляющий данные среднеклиматических распределений температуры и солёности на стандартных горизонтах с пространственной детализацией 1° . Массив данных РНС 2.0 был создан на основе климатологии центра океанографических данных NODC, совмещенной с климатологией Северного Ледовитого океана. Величина водообмена с Карским морем бралась согласно работам [14, 11, 12], основаным на глобальной модели СЛО, и варьировалась в зависимости от сезона от $-0,1$ до $0,65$ Св. Водообмен с Белым морем брался согласно работе [17]. На северной и северо-восточной открытых границах моря использовалось условие сохранения потока, скорректированного по суммарному балансу массы.

Вычисленные компоненты течения показали наличие двух квазипостоянных потоков, формирующих циклонический режим циркуляции в Баренцевом море. Расчеты проводились для двух вариантов: с использованием атмосферного воздействия (вариант 1) и без него — вариант 2. Следует отметить, что полученные результаты неплохо согласуются с выводами и оценками скоростей постоянных течений других авторов, в частности [5, 8], однако несколько противоречат работе [7] (в частности, в величинах максимальных скоростей в поверхностных слоях). Интенсивность двух основных потоков обладает сильной внутригодовой изменчивостью, изученность которой в настоящее время оставляет желать лучшего. Как правило, зона наиболее интенсивных течений при использовании среднеклиматических полей температуры и солёности приурочена к Нордкапскому течению, а его сезонная интенсификация вызвана увеличением тангенциального ветрового напряжения. В работах [1, 7] с использованием, как и в нашем случае, диагностической модели средние скорости составили величины от 5 до 15 см/с, тогда как максимальные скорости были порядка $50\text{--}70$ см/с. Такой результат кажется не вполне правдоподобным, поскольку противоречит как результатам по расчету циркуляции других авторов [18], так и данным прямых наблюдений за скоростями течений в Баренцевом море [17]. Полученные результаты модельных экспериментов показывают неплохое совпадение данных модели с результатами [5]. Величины расхождений не превышают 3 см/с и проявляются в основном в летний период и, вероятнее всего, определяются различным форсингом, а также другой параметризацией потока вод Атлантики. Произведем сравнение полученных результатов с данными среднеклиматических течений (табл. 1), опубликованных в работе [2], параллельно с данными моделирования среднемесячной циркуляции для сентября, опубликованными в работе [8].

Сравнение результатов показало, что модель удовлетворительно описывает особенности структуры течений в моделируемой области. Наибольшие расхождения, как видно из представленной таблицы, наблюдаются в зоне южной ветви Нордкапского течения, что, очевидно, связано с использованием параметризации атлантического залива в виде широкой баротропной струи. Это позволяет сделать вывод о том, что детализация потока вод Атлантики непосредственно у западной границы моря является при таком подходе недостаточно точной. Несколько завы-

Таблица 1

Течение	Данные наблюдений	Эксперимент 1 (без ветра)	Эксперимент 2 (с ветром)	Данные работы [8]
Нордкапское (южная ветвь) 71° с.ш., 20° в.д.	8	7,4	8,5	4,3
Нордкапское (северная ветвь) 73° с.ш., 35° в.д.	2	6,4	6,8	2,75
Мурманское 71° с.ш., 35° в.д.	5	4,8	5,2	4,5
Прибрежное Мурманское 69° с.ш., 38° в.д.	2-4	3,8	4,2	1,2
Канинское 69° с.ш., 44° в.д.	2-4	3,2	3,3	2,75
Новоземельское 72° с.ш., 53° в.д.	2-5	4,5	4,6	6,5
Восточно-Шпицбергенское 76° с.ш., 29° в.д.	3-6	3,5	3,6	1,5
Центральное 76° с.ш., 40° в.д.	2	2,4	3,1	0,7
Колгуево-Печорское 69° с.ш., 53° в.д.	8-10	5,1	5,4	6,5

шенные значения величин скорости для Прибрежного Мурманского течения (на 0,5–1 см/с), вероятно, связаны с недостаточным разрешением модели и влиянием граничных условий на твердом контуре, не позволяющим корректно описывать структуру течений в зонах со сложной морфометрией береговой черты.

Поток атлантических вод (АВ) в Баренцево море играет одну из определяющих ролей в формировании гидрологического режима всего моря в целом. Величины интегрального переноса на западной границе представлены на рис. 1а. Как видно из представленных графиков, величины потоков обладают слабым сезонным ходом, который проявляется в большей степени в численных экспериментах с ветровым воздействием. Средний перенос АВ составил 3,4 Св (эксперимент 1) и 3,55 Св (эксперимент 2). Максимальный заток вод, как показали численные расчеты, приходился на осенне-зимний период, достигая 3,8 Св, и был обусловлен интенсификацией атмосферной динамики и, как следствие, ростом переноса в поверхностном 30-метровом слое. Этот факт подтверждается выводами других авторов [17, 13, 15], основанными как на непосредственных наблюдениях за течениями на открытой границе Баренцева моря (ОГБМ), так и на данных моделирования. Здесь же следует отметить, что динамическое влияние атмосферы сказывается преимущественно на поверхностных горизонтах до глубин 30–40 м. На нижележащих горизонтах проследить сигнал, вызванный ветровым воздействием, как правило, оказывается невозможно. Тем не менее ветровое воздействие оказывает сильное влияние на дальнейшее перераспределение поступающего через ОГБМ потока, формирующего южную ветвь в виде Мурманского течения и северную ветвь. Величины расходов в северной ветви потока АВ приведены на рис. 1б. Видна отчетливая интенсификация северной ветви в осенний и зимний период, что обусловлено преобладанием южных ветров, способствующих интенсификации ветрового переноса вод Атлантики. В летний период, когда преобладают флюктуирующие ветра восточных направлений, интенсивность переноса уменьшается в 1,5 раза.

Поскольку изменчивость атлантического затока через ОГБМ воздействует как на Баренцево море, так и на Северный Ледовитый океан, понимание его

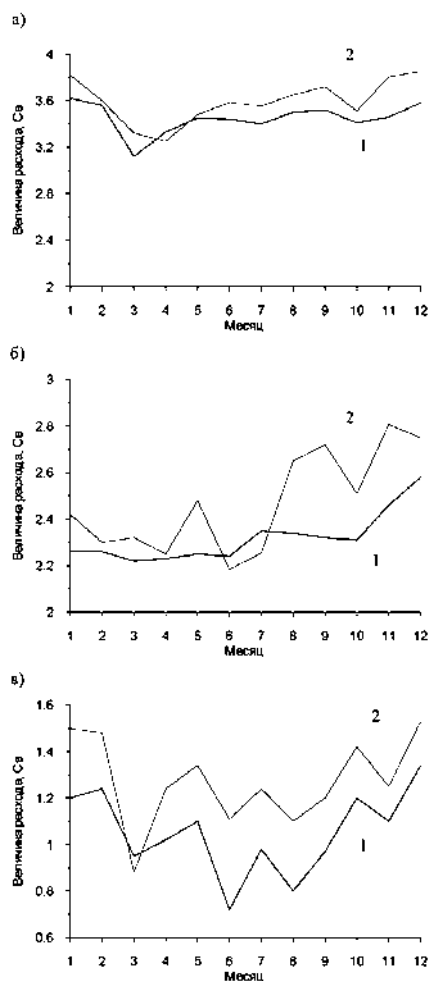


Рис. 1. Величина расхода АВ между 70–74° с.ш. вдоль 20° в.д. (а), северной ветви потока АВ между 73–75° с.ш. вдоль 25° в.д. (б), между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей (в) для условий отсутствия (1) и присутствия (2) атмосферного форсинга (NCEP/NCAR)

флюктуаций является весьма важным. Однако для того, чтобы дать хорошее описание такой изменчивости, необходимы длиннопериодные измерения течений, позволяющие производить осреднения на климатическом временном масштабе, но до сих пор такие наблюдения редки. Это дает основания использовать для оценки воздействия потоков на основе модельных расчетов, как, например, в работе [18]. Результат такого воздействия на акваторию СЛО можно оценить по величинам потока вод, вытекающих через восточную открытую границу моря (рис. 1б). Анализ полученных данных показывает усиление интенсивности водообмена с Карским морем в осенне-зимний период. Наибольший поток наблюдается в ноябре–декабре, что согласуется с максимальными величинами потока через западную границу. Сопоставление данных численных экспериментов с результатами измерений расхода между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей, опубликованные в [17], приведены в табл. 2.

Таблица 2

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Данные измерений [17]	2,3	2,3	1,5	1,2	1,1	0,8	0,7	0,6	1,0	1,6	2,3	3,1
Эксперимент без ветра	2,26	2,26	2,22	2,23	2,25	2,24	2,35	2,34	2,32	2,31	2,46	2,58
Эксперимент с ветром	2,42	2,3	2,32	2,25	2,47	2,18	2,25	2,65	2,72	2,51	2,80	2,75

В данных измерений хорошо прослеживается сезонный ход расхода с максимумом в зимние месяцы. Модельные оценки этой величины также подтверждают эту особенность. Однако величина амплитуды годового хода в численных экспериментах по диагностическому восстановлению циркуляции значительно уступает данным измерений. Этот факт можно объяснить сильной межгодовой изменчивостью режима циркуляции Баренцева моря, не отражающейся в среднеклиматических распределениях гидрологических характеристик и, как следствие, в среднеклиматических течениях. Сопоставление же полученных результатов с величинами потоков, опубликованных в работе Масловского [18], дает величину расхождения, не превышающую 20 %.

Серия дополнительных численных экспериментов с моделью была направлена на выявление возможной изменчивости в структуре циркуляции в отдельные годы по сравнению со среднеклиматическими течениями. Инициализация модельных полей температуры и солёности проводилась с использованием процедур объективного анализа океанографических измерений, включенных в единую базу данных морей Северо-Европейского бассейна Арктики [4]. Подготовленные данные были использованы для исследования особого режима циркуляции вод Баренцева моря, наблюдающегося, по нашей информации, в условиях диссипации положительной плотностной аномалии в центральной части моря. Для исследований был выбран 1984 г., для которого подготовлены соответствующие поля температуры и солёности.

Анализ распределений температуры и солёности показал, что в центральной и восточной частях моря наблюдался устойчивый в вертикальном плане максимум плотности (рис. 2), диссипация которого, как показали модельные расчеты, привела к возникновению интенсивного антициклонического вихря в районе с координатами 74° с.ш. и 40° в.д. Сам факт формирования зоны повышенной плотности в районе Центральной депрессии не является аномальным для распределения гидрологических характеристик Баренцева моря. Это также подтверждается климатическими описаниями гидрологии Баренцева моря, опубликованными в [3], в которых упоминается, что зона максимума плотности для летнего периода сосредоточена в центральных частях моря. Аномальность исследуемого периода заключается в более высокой интенсивности плотностных градиентов по сравнению со среднеклиматическими распределениями. В периферийной зоне антициклонического круговорота величины градиента плотности, как показали наши оценки, в 1,6–1,8 раза превышают их среднеклиматические аналоги. По сравнению с классической системой постоянных течений в Баренцевом море для августа наблюдаемый антициклонический вихрь является свидетельством кардинально иного характера циркуляции в описываемый период (рис. 3). Проявляющееся ослабление Мурманского и Западно-Новоземельского течений приводит к значительному сокращению потока

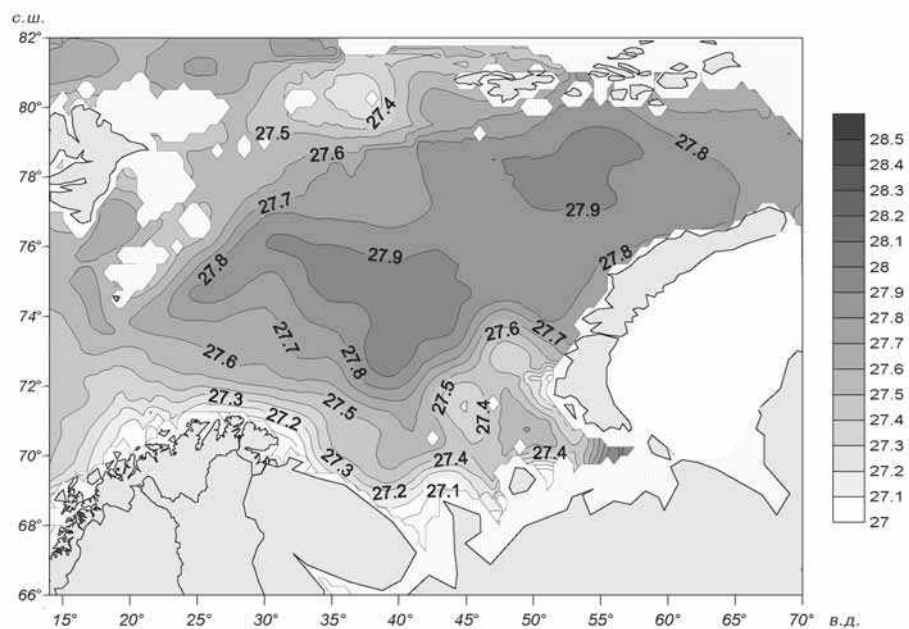


Рис. 2. Распределение плотности воды на горизонте 50 м в августе 1984 г. по результатам объективного анализа

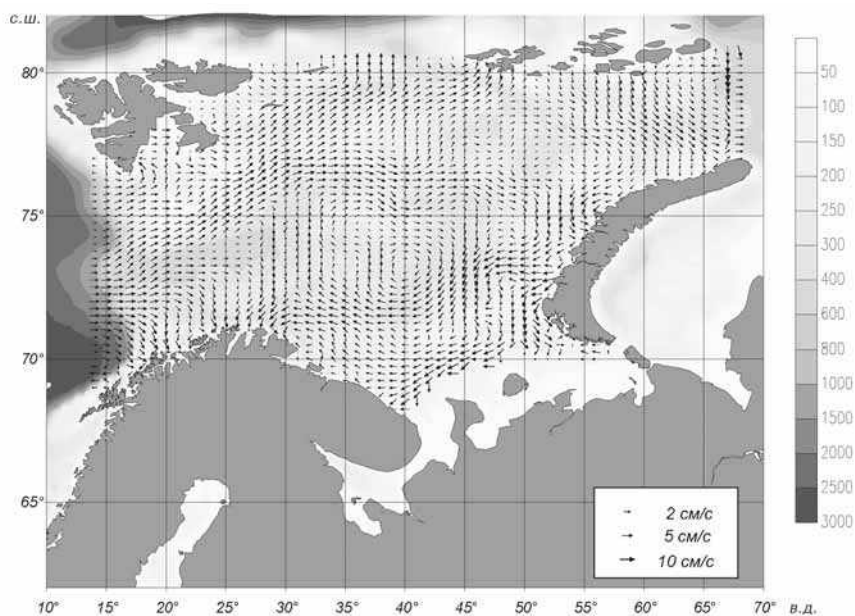


Рис. 3. Схема циркуляции вод на горизонте 50 м в августе 1984 г. по результатам диагностического восстановления

атлантических вод и их дальнейшей трансгрессии в акваторию Северного Ледовитого океана. Одним из возможных механизмов, который мог привести к формированию подобной структуры океанографических полей, является более интенсивное взаимодействие с атмосферой на протяжении холодного периода года и, как следствие, формирование более холодных по сравнению с климатической нормой и более плотных вод. Косвенным фактором, объясняющим механизм формирования отрицательной аномалии температуры воды и одновременно интенсификации вертикальной плотностной циркуляции, является минимальная по площади область моря, покрытая льдом в зимний период, наблюдавшаяся в 1984 и последующем 1985 г. в Баренцевом море по данным, опубликованным в [19].

Для исследования сезонных изменений в сформированном режиме циркуляции проводились серии численных экспериментов с использованием прогностического блока модели. В качестве атмосферного форсинга были взяты осредненные ежесуточные данные NCEP/NCAR реанализа, использованные для расчетов усваиваемых моделью атмосферных потоков тепла, соли и импульса. Прогностический расчет проводился в течение 3-х месяцев (90 модельных суток), начиная с августа и до начала ноября. Распределения температуры и солёности, полученные в результате объективного анализа, брались в качестве начальных инициализационных полей. Согласованная с термохалинными полями структура поля уровня и диагностических течений использовалась в качестве начальных приближений для модельных полей. Результаты моделирования показывают постепенный возврат циркуляции к классической схеме с циклоническим круговоротом (рис. 4). Более слабая интенсивность течений в зоне аномалии обусловлена инерционностью релаксации поля плотности на глубинных горизонтах. Это позволяет оценить временной интервал существования подобных аномалий как величину от нескольких месяцев до сезона. Принципиально это подтверждает известный факт сильной

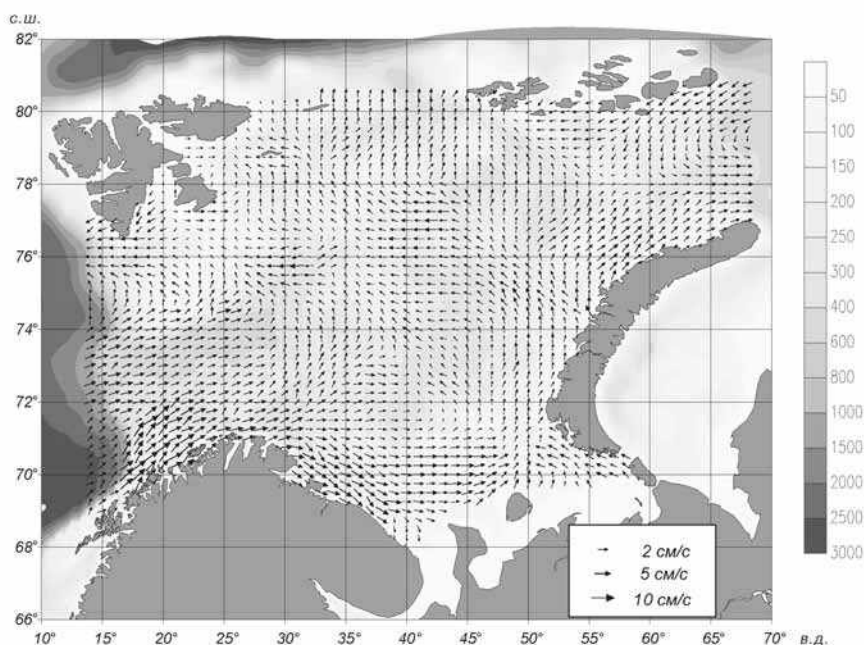


Рис. 4. Схема циркуляции вод на горизонте 50 м на момент окончания расчетов (ноябрь 1984 г.) по результатам прогностического эксперимента

сезонной динамики в термохалинных полях, отмеченный многими исследователями [3, 17, 18]. Однако такие проявления отмечались, как правило, лишь для термохалинных полей и не регистрировались в вариациях течений. Наши модельные эксперименты позволяют констатировать наличие таких вариаций в том числе и в гидродинамических полях. В целом модель вполне адекватно описала трансформацию поля температуры за моделируемый промежуток времени. Изменения в структуре циркуляции по сравнению с аномальным режимом, на наш взгляд, вызваны интенсификацией конвективного перемешивания, обусловленного отрицательными потоками тепла в осенний период. Численные оценки качества моделирования температуры приведены в табл. 3.

Таблица 3

Район	Модуль величины расхождения	СКО внутри района (°C)
А (70–71° с.ш., 33–35° в.д.)	0,42	0,70
Б (75–76° с.ш., 26–28° в.д.)	0,62	1,17
В (70–71° с.ш., 46–48° в.д.)	0,44	0,83
Г (76–77° с.ш., 39–41° в.д.)	0,95	1,28
Среднее для всех районов	0,57	0,9

Как видно из табл. 3, максимальные расхождения наблюдаются в зоне Г, что очевидно связано с переоценкой величин отрицательных потоков тепла и, как следствие, интенсивности термической конвекции. Однако здесь следует иметь в виду, что ошибка восстановления данных процедурой объективного анализа в этой области также достаточно велика (более 0,3 °C), что обусловлено малым количеством измерений. Наименьшие по абсолютной величине отклонения наблюдались вдоль траектории движения АВ (зоны А и В). Величины расхождений в этих зонах не превышали 0,45 °C, что составило менее 60 % среднеквадратического отклонения для этого района, определенного по данным объективно анализированных полей температуры. Исходя из соотношений максимальных расхождений модельных оценок температуры с данными наблюдений и характеристиками общей изменчивости этого параметра, представленного в табл. 3, можно говорить о достаточно неплохом воспроизведении моделью поля температуры в прогностическом эксперименте.

Попробуем провести сопоставление полученных результатов восстановления циркуляции августа 1984 г. с системой течений за другие годы. Главное направление нашего сопоставления – зона формирования аномального режима, проявившаяся в районе с координатами 74 °с.ш., 20° в.д. Бесспорно, что неоднородность в распределении сети гидрологических станций сильно затрудняет проведение диагностического анализа структуры циркуляции вод Баренцева моря, необходимого для такого сравнения. В некоторых случаях, несмотря на относительно большое количество измерений, из-за особенностей их пространственного покрытия не удастся корректно восстановить необходимые для моделирования поля температуры и солёности. Проведя дополнительный анализ гидрологических данных, входящих в базу океанографических данных Северо-Европейского бассейна СЛО, нам удалось выделить еще один период, позволивший уточнить, действительно ли существование антициклонического круговорота является аномальным для режима течений Баренцева моря. Процедура объективного анализа была применена к гидрологическим данным августа 1995 г. Несколько худшая по сравнению с 1984 г. обеспеченность данными в Горле Белого моря и в районе северо-западного склона Новой Земли, тем не менее, позволила провести корректное сопоставление данных о режиме циркуляции в зоне нетипичного режима течений.

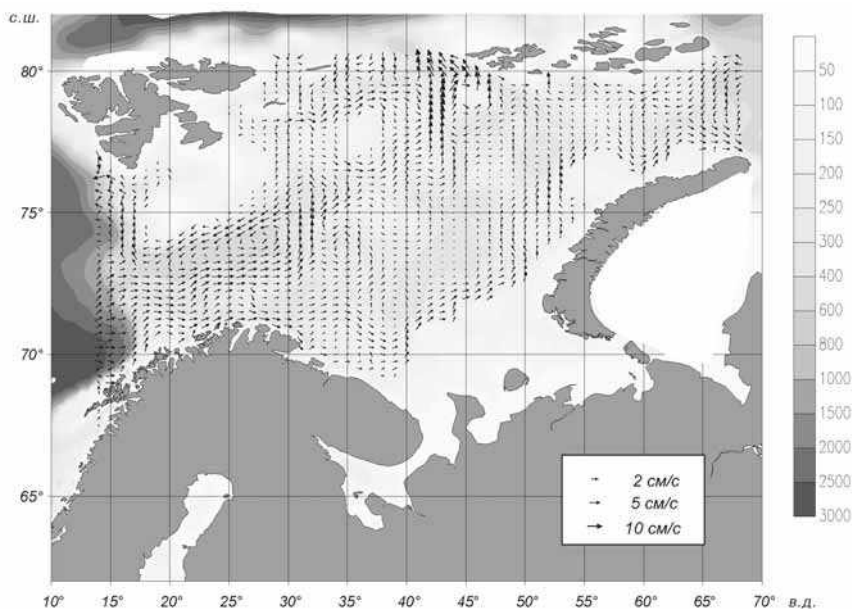


Рис. 5. Схема циркуляции в августе 1995 г. на горизонте 150 м по данным численного эксперимента по диагностическому восстановлению структуры течений

Как показали результаты моделирования, режим циркуляции в августе 1995 г. схож по своей структуре со среднеклиматической системой течений (рис. 5). В зоне формирования в августе 1984 г. аномальной циркуляции наблюдалась структура потоков, близкая к «классической», с устойчивым циклоническим круговоротом начиная с поверхностных и до придонных горизонтов. Модельные скорости течения в слое 50–150 м в 1995 г. оказались в среднем на 0,7 см/с ниже, чем в 1984 г., что, очевидно, связано с ослаблением горизонтальных градиентов плотности. В этом случае оценки скоростей в промежуточных и придонных слоях оказались более близкими к среднеклиматическим. Факт отсутствия аномальности режима циркуляции, полученной с использованием аналогичной процедуры восстановления океанографической информации, дает дополнительные основания считать выявленный в 1984 г. возможный «неклассический» характер течений Баренцева моря важной особенностью его гидрологического режима.

Таким образом, проведенные исследования показали, что основной вклад в формирование поля течений Баренцева моря вносит заток Атлантической воды через западную границу. Интенсификация затока может приводить к усиленной трансгрессии АВ через пролив между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей в акваторию Северного Ледовитого океана. Как следствие, ослабление потока АВ через западную ОГБМ приводит к уменьшению интенсивности циклонической циркуляции вод моря, снижению объемов трансбаренцевоморского переноса тепла и соли в СЛО и созданию благоприятных условий для формирования аномального режима циркуляции. Результаты модельных расчетов показали слабое влияние среднемесячного локального баренцевоморского атмосферного форсинга на интенсивность затока вод и, как следствие, на режим циркуляции. Вариативность затока по результатам численного эксперимента составляет не более 10 % от его величины. Очевидно, что механизм

формирования баротропного по своей природе залива Атлантической воды в регион Баренцева моря необходимо детектировать в моделях с большим пространственным охватом, покрывающих всю Северную Атлантику. Тем не менее ветровое воздействие оказывает заметное влияние на дальнейшее перераспределение поступающего через ОГБМ потока вод Атлантики, формирующего южную и северную ветвь течения. На основании диагностического моделирования выявлена возможность существования в отдельные периоды аномального режима циркуляции вод Баренцева моря, нарушающего классический циклонический характер движения, вызванного формированием в восточной части мощного антициклонического круговорота и смещением основной струи распространения АВ. Серия прогностических экспериментов с моделью позволила оценить временной интервал существования подобных аномалий как период от нескольких месяцев до сезона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 07-05-00393).

ЛИТЕРАТУРА

1. Булушев М.Г., Сидорова А.Н. Расчет среднемесячной циркуляции в Баренцевом море // Метеорология и гидрология. 1994. № 4. С. 78–87.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР (проект «Моря СССР»). Т. 1. Баренцево море. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
3. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд. МГУ, 1982. 192 с.
4. Кораблев А.А., Пнюшков А.В., Смирнов А.В. Технология создания баз океанографических данных на примере Северо-Европейского бассейна Арктики // Научные записки РГГМУ. 2005. Т. 1. С. 89–108.
5. Сидорова А.Н., Щербинин А.Д. Внутригодовая изменчивость термохалинной структуры и циркуляции в Баренцевом море по результатам модельных расчетов // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 670–678.
6. Семенов Г.А., Чвильев С.В. Численное исследование межгодовой изменчивости циркуляции вод Баренцева моря в летний сезон // Океанология. 1996. Т. 36. № 4. С. 498–511.
7. Трофимов А.Г. Численное моделирование циркуляции вод в Баренцевом море. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2000. 41 с.
8. Яковлев Н.Г. Восстановление среднемесячной циркуляции Баренцева моря и анализ ее чувствительности к водообмену на открытых границах // Известия РАН, сер. ФАО. 1999. Т. 35. № 6. С. 846–857.
9. Furevik T. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996 // Deep-Sea Research. 2001. Vol. 48. P. 383–404.
10. Harms I. H. Numerische Modellstudie zur winterlichen Wassermassenformation in der Barentssee. Ph.D. thesis. 1994. Rep. 7, Fachber. Geowissenschaft., Univ. Hamburg, Germany. 97 p.
11. Harms I.H., Karcher M.J. Modelling the seasonal variability of hydrography and circulation in the Kara Sea // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. № C6. P. 13431–13448.
12. Harms I.H., Schrum C., Hatten K. Numerical sensitivity studies on the variability of climate-relevant processes in the Barents Sea // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. C06002, doi:10.1029/2004JC002559.
13. Haugan P. On the transports of mass, heat and carbon in the Arctic Mediterranean, Thesis. University of Bergen, Norway, 1999. 166 p.
14. Karcher M.J., Oberhuber J.M. Modelling the ventilation of the upper and intermediate water of the Arctic Ocean with an isopycnic model. WCRP/ACSYS Conference on Polar Processes and Global Climate, Oslo. 1997.
15. Li S., Mc.Climans T.A. The effects of winds over a barotropic retrograde slope current // Continental Shelf Research. 1998. Vol. 18. P. 457–485.

16. Loeng H. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // Polar Research. 1991. № 10(1). P. 5–18.
17. Loeng H., Ozhigin V. and Adlandsvik B. Water fluxes through the Barents Sea // ICES Journal of Marine Science. 1997. № 54. P. 310–317.
18. Maslowski W., Marble D., Walczowski W., Schauer U., Clement J.L., Jaclyn L., Semtner A.J. On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation // Journal of Geophysical Research. 2004. Vol. 109. C03032, doi:10.1029/2001JC001039.
19. Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice extent // Journal of Climate. 2006. Vol. 19. P. 4772–4784.

A.V.PNYUSHKOV

THE INVESTIGATIONS OF BARENTS SEA WATER CIRCULATION STRUCTURE

In the article the model results of water circulation for the Barents Sea are presented using climatic and quasi-synchronous distributions of hydrological parameters. An ability of anomalous circulation regime existing for certain periods has discovered, that is in disagreement with classical cyclonic character of movements. The series of prognostic experiments with model gave us an ability to estimate time interval of such anomaly existing like period from several month up to season.

ИЗМЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ПАССИВНОГО МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Л.П.БОБЫЛЕВ¹, Е.В.ШАЛИНА¹, О.М.ЙОХАННЕСSEN², Е.В.ЗАБОЛОТСКИХ¹,
С.САНДВЕН², О.И.БАБИНА¹

¹ — Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена (Фонд Нансен-центр), Санкт-Петербург, Россия

² — Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Берген, Норвегия

В статье приведены оценки изменения площади морских льдов Северного полушария, полученные при обработке данных пассивных микроволновых спутниковых наблюдений за период с ноября 1978 г. по сентябрь 2007 г. Выполнен анализ изменений, происходивших на этом фоне в морях, омывающих с севера территорию России, а также в Канадском секторе Арктики. Показано, что на фоне статистически значимого сокращения общей площади арктических льдов (4,48 % за десятилетие) изменения в сибирских морях, Баренцевом море и морях Канадского сектора Арктики не были столь же однозначны за указанный период, хотя общая тенденция сокращения площади морских льдов в этих морях также безусловно прослеживается.

Арктические льды, являясь важной составляющей климатической системы Земли, в то же время могут служить и индикатором происходящих в этой системе изменений. В значительной мере важность роли морского льда в климатических процессах обусловлена наличием положительной обратной связи между изменениями температуры системы океан–атмосфера и площадью морских льдов [11, 17]. Морской лед имеет гораздо более высокое альbedo ($> 0,6$), чем водная поверхность ($\sim 0,07$), что определяет различие в уровнях поглощения поступающей солнечной энергии. Увеличение температуры должно вызывать усиление таяния льдов, что, в свою очередь, способствует увеличению количества поступающего в систему тепла, т.к. площадь льдов, имеющих высокое альbedo, сокращается, а площадь воды, имеющей существенно более низкое альbedo, увеличивается.

Наблюдающееся глобальное потепление и сокращение площади морских льдов в последние десятилетия определяют пристальное внимание к трансформации ледяного покрова Арктики [8, 14, 18], что требует его постоянного мониторинга. Такой мониторинг для обширных и удаленных районов Арктики может быть осуществлен только на основе спутниковых наблюдений. По сравнению с обычными *in situ* наблюдениями спутники обеспечивают ежедневное квазиглобальное покрытие с очень высокой статистической точностью, достигаемой в результате осреднения миллионов единичных измерений [20]. Однако получение долговременных трендов климатических переменных, в том числе и ледяного покрова, по спутниковым данным является трудной задачей, что обусловлено проблемой интеркалибровки спутниковых датчиков и их дрейфом [6, 12, 13, 20]. Для мониторинга морских льдов используются данные спутникового пассивного дистанционного

зондирования в микроволновом диапазоне спектра, доступные с 1997 г. Помимо сказанного выше о важности спутниковых наблюдений измерения в микроволновом диапазоне имеют и еще одно существенное преимущество, заключающееся в возможности измерений в любое время суток и при наличии облачности, что для Арктики является исключительно важным обстоятельством.

Настоящая работа посвящена исследованию трансформации морского ледяного покрова Арктики за период ноябрь 1978 – сентябрь 2007 гг. (около 29 лет) на основе спутниковых микроволновых наблюдений, выполненному в петербургском и бергенском (Норвегия) Нансен-центрах, и анализу полученных результатов.

В качестве основного источника данных об изменениях параметров ледяного покрова Арктики использованы результаты дистанционных измерений в микроволновом диапазоне, начатых на спутнике «Nimbus-7» прибором SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) и продолженных на серии спутников DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) прибором SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager). Наблюдения радиометром SMMR проводились с частотой раз в два дня с ноября 1978 г. по август 1987 г. Измерения осуществлялись на длинах волн 6,63; 10,69; 18; 21 и 37 ГГц. Наблюдения с помощью SSM/I были начаты в июле 1987 г. и продолжаются по сей день. Прибор измеряет радиацию, приходящую от поверхности Земли и атмосферы, на длинах волн 19,35; 22,24; 37,0 и 85,5 ГГц. Данные, покрывающие весь Арктический бассейн, поступают со спутника ежедневно.

В течение почти двух месяцев оба прибора проводили измерения одновременно, что позволило выполнить их интеркалибровку и получить надежный ряд данных измерений микроволнового излучения, относящихся к территории всего Арктического бассейна [3, 5]. Полученный таким образом ряд спутниковых пассивных микроволновых измерений является в настоящее время наиболее надежным источником информации о состоянии арктического морского ледового массива за указанный промежуток времени.

Рассматриваемые данные спутниковых измерений поступают из Центра NSIDC (National Snow and Ice Data Center, Боулдер, США) в виде полей яркостной температуры, представленных в полярной стереографической проекции с размером ячейки 25×25 км. Как видно, эти данные имеют достаточно низкое пространственное разрешение, что накладывает определенные ограничения на возможности их использования. В частности, это позволяет проводить исследования в глобальном масштабе, но не дает возможности получения достаточно детальной картины ледяного покрова.

При проведении расчетов параметров морского ледяного покрова на основе рассмотренных выше данных использовался алгоритм NORSEX [19], который позволяет различать морскую поверхность, свободную ото льда, однолетний и многолетний лед, а также количественно оценивать сплоченность указанных типов льда. Этот алгоритм, как и другие алгоритмы подобного назначения [7, 9], основан на предположении, что зондируемый участок морской поверхности может быть описан как комбинация трех типов поверхностей: «однолетний лед», «многолетний лед» и «чистая (свободная ото льда) вода». Основное уравнение, на котором строится метод, выглядит следующим образом [19]:

$$T_B = C_{MY}e_{MY}T_{MY} + C_{FY}e_{FY}T_{FY} + C_{OW}e_{OW}272,$$

где T_B – яркостная температура зондируемого участка поверхности в градусах Кельвина, C_{MY} , C_{FY} , C_{OW} – сплоченности многолетнего льда, однолетнего льда и чистой

воды соответственно, e_{MY} , e_{FY} , e_{OW} — излучательные способности соответствующих поверхностей, а T_{MY} и T_{FY} — температуры многолетнего и однолетнего льда, которые вычисляются с использованием средней климатической приповерхностной температуры воздуха и «эффективной» температуры водной поверхности (272 К).

Для вычисления T_B по измеряемой на спутнике яркостной температуре T_{sat} используется упрощенная форма уравнения переноса излучения в микроволновом диапазоне, в котором учитываются поглощение атмосферы (среднее климатическое в зависимости от сезона), собственное излучение атмосферы и излучение космоса [19]. В алгоритме использован тот факт, что вода, однолетний и многолетний лед имеют разные излучательные способности на длинах волн, на которых проводятся измерения спутниковыми микроволновыми радиометрами. Для минимизации влияния погодных условий на результаты расчетов использован погодный фильтр, предложенный в [4, 10, 19].

Публиковавшиеся ранее данные об изменении площади арктического морского ледового массива, полученные также из спутниковых пассивных микроволновых наблюдений, в том числе и авторами настоящей работы, констатировали уменьшение площади льдов с 1978 по 2003 г. со скоростью чуть более 3 % за декаду [1, 2, 3, 14, 15, 16]. Анализ данных, выполненный на конец 2006 г., показал увеличение скорости сокращения площади арктических льдов уже до 3,9 % за декаду. Однако экстремальное сокращение морского ледового массива прошедшим летом, вызванное отчасти аномально высокой температурой воздуха в весенние и летние месяцы (особенно в апреле) и сильными ветрами, способствовавшими усиленному выносу льдов из Арктики [8], привело к тому, что средняя скорость сокращения арктических льдов возросла еще более.

Глобальная трансформация морского ледяного покрова Арктики за период спутниковых наблюдений с ноября 1978 г. по сентябрь 2007 г. иллюстрируется на рис. 1. Здесь представлены нормированные относительно среднемесячных значений отклонения общей площади морских льдов от средних. Каждое из отклонений рассчитывалось как разница между среднемесячным значением площади льда, полученным при обработке всего ряда наблюдений, и величиной площади льда, полученной для конкретного месяца. Линия тренда представляет собою линию,

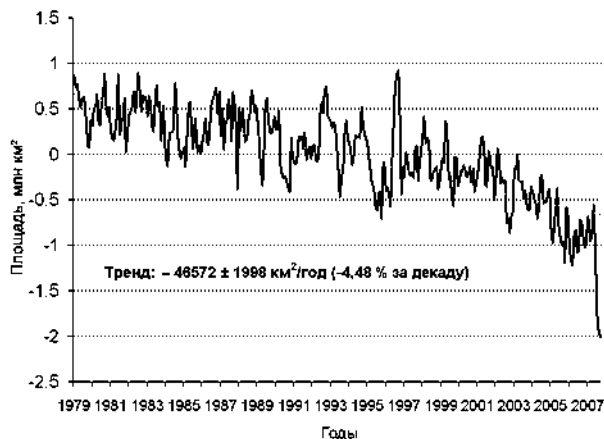


Рис. 1. Изменения общей площади морских льдов в Арктике согласно спутниковым наблюдениям за период с ноября 1978 г. по сентябрь 2007 г. и соответствующий им линейный тренд

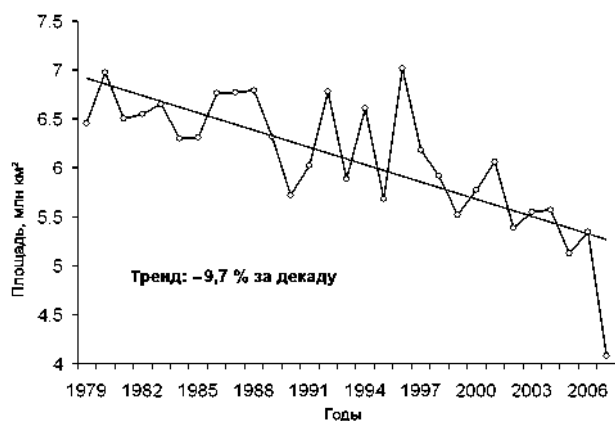


Рис. 2. Площадь арктических льдов в сентябре (среднемесячные данные) за период спутниковых наблюдений и линейный тренд, представляющий тенденцию сокращения сентябрьского ледяного покрова

полученную с помощью метода наименьших квадратов и наилучшим образом аппроксимирующую имеющиеся результаты. Расчеты показывают, что за период микроволновых спутниковых наблюдений площадь морских льдов сокращалась в среднем на $46572 \pm 1998 \text{ км}^2$ в год, или на 4,48 % за десятилетие. Недавно опубликованные результаты аналогичных расчетов [8] по алгоритму Bootstrap [7] весьма близки к полученным в настоящей работе данным. Согласно [8] тренд уменьшения площади морских льдов составляет $46766 \pm 2112 \text{ км}^2$ в год, или 4,32 % за десятилетие. Величины трендов, полученные в данной работе и в [8] и выраженные в процентах, различаются больше, чем их абсолютные значения, очевидно, из-за разницы в значениях средней площади ледяного покрова.

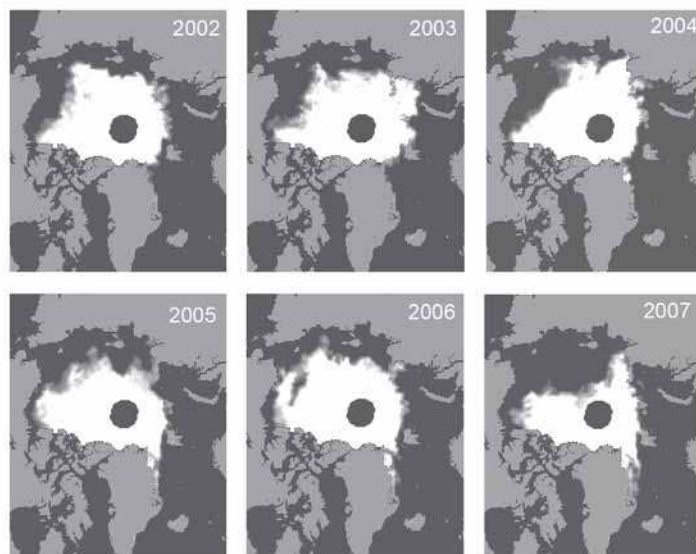


Рис. 3. Карты сплоченности ледяного покрова, полученные по данным спутниковых измерений для сентября с 2002 по 2007 г.

Площадь ледяного покрова существенно меняется в течение года, увеличиваясь в зимний сезон и сокращаясь в летний. Минимального значения площадь арктических морских льдов достигает, как правило, в сентябре, в конце сезона таяния. Анализ результатов расчетов площади ледяного покрова за период спутниковых наблюдений позволяет выявить тенденцию более быстрого сокращения площади морских льдов в летний сезон, чем в зимнее время. На рис. 2 показано изменение площади арктических льдов в сентябре. Видно, что, хотя вариации площади от года к году весьма значительны, наблюдается безусловная тенденция сокращения площади сентябрьского ледяного покрова, причем линейный тренд, описывающий эту тенденцию и составляющий уже $-9,6 \%$ за декаду, больше в абсолютном выражении ($58805 \pm 9700 \text{ км}^2$ в год), чем тренд, характеризующий изменение площади арктических льдов в целом (см. рис. 1). Особенно четко тенденция сокращения площади сентябрьского ледяного массива стала проявляться в текущем столетии. Наглядную картину изменения сентябрьского льда в Арктике можно получить, обратившись к рис. 3, где показаны карты сплоченности ледяного покрова, рассчитанные по данным спутниковых наблюдений с 2002 по 2007 г. В 2002 г. наблюдался первый в текущем столетии минимум сентябрьского ледяного покрова, который составлял около $5,3$ млн км^2 . После 2002 г. наблюдалось все более раннее наступление сезона таяния в Арктике, а в 2005 г. был зафиксирован следующий минимум, когда площадь ледяного покрова сократилась до $\sim 5,1$ млн км^2 . Однако все рекорды были побиты в сентябре 2007 г., когда площадь ледяного покрова сократилась драматически — до $\sim 4,1$ млн км^2 .

На рис. 4 показаны региональные изменения морского льда в Арктике с начала 1979 г. по конец 2006 г. Основные выводы, которые можно сделать, анализируя представленные карты, состоят в следующем. Зимой и весной (с декабря по июнь) наибольшее уменьшение льда наблюдалось в той части арктического ледового массива, который примыкает к Атлантике, в основном — в Баренцевом и Гренландском морях. Летом и осенью (с июля по ноябрь) наибольшие изменения произошли в противоположной части Арктики, причем наиболее сильные изменения имели место в Чукотском море и море Бофорта.

Вариации общей площади морских льдов в арктических морях, омывающих с севера территорию России, а также в морях Канадского сектора Арктики за период пассивных микроволновых спутниковых наблюдений показаны на рис. 5. На этом рисунке приведены средние данные для четырех сезонов.

Баренцево море, будучи наиболее подверженным влиянию теплых вод Атлантики, имеет особый ледовый режим. В то время как Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и другие моря полностью покрыты льдом в течение зимы, Баренцево море не бывает в зимнее время целиком покрыто льдом и его зимний ледяной покров имеет сильную временную изменчивость (см. рис. 5а). В целом в Баренцевом море, как и в остальных рассматриваемых в этой статье морях, также наблюдалось сокращение площади льдов. Как показывают расчеты, в зимний период за рассматриваемое время сокращение площади ледяного покрова Баренцева моря составило $9074 \pm 3033 \text{ км}^2/\text{год}$. Соответствующее сокращение весной составило $10770 \pm 3298 \text{ км}^2/\text{год}$, летом $3032 \pm 1358 \text{ км}^2/\text{год}$ и осенью $4748 \pm 2108 \text{ км}^2/\text{год}$. Сокращение, наблюдавшееся в летний и осенний периоды, хотя и не столь велико в абсолютном выражении, в процентном отношении весьма значительно. Наиболее же значительное в процентном отношении сокращение зафиксировано для периода апрель—июнь — около 16% за десятилетие. Анализ среднемесячных изменений площади льдов Баренцева моря показывает, что зимой, весной и в первой половине лета сокращение площади ледяного покрова значимо со статистической вероятностью 95% , а вариации, наблюдавшиеся в период с августа по ноябрь, имеют слишком большую изменчивость от одного года к другому и полученные отрицательные

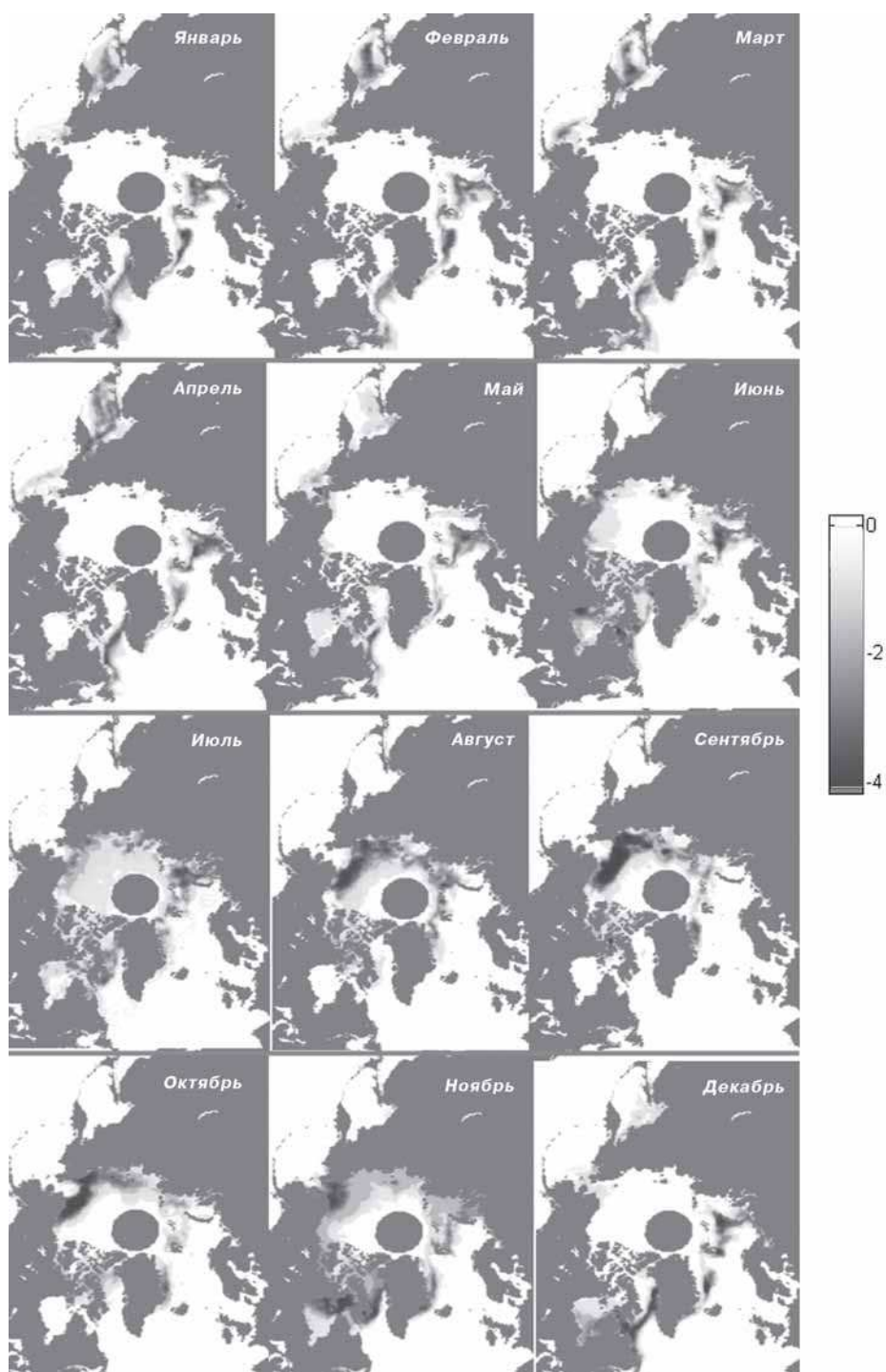


Рис. 4. Карты линейных трендов среднемесячных значений сплоченности льда (% в год)

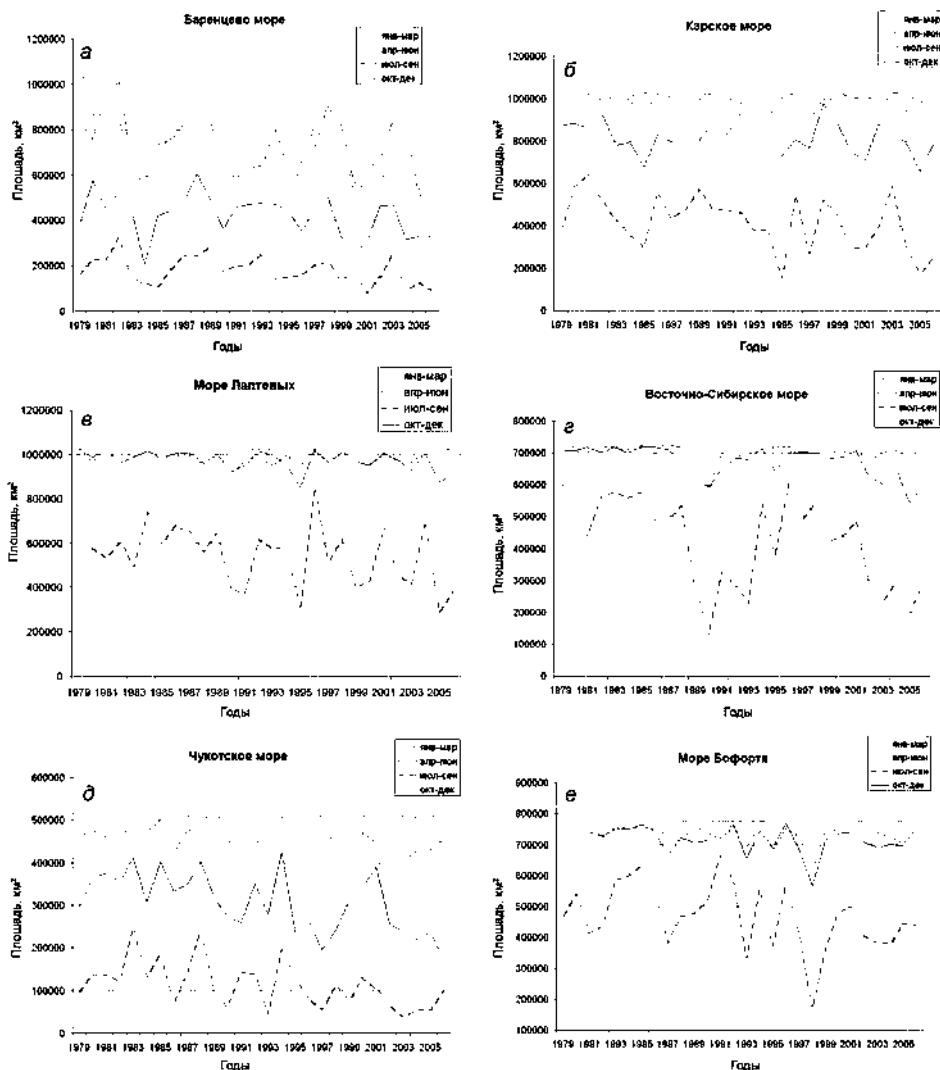


Рис. 5. Вариации общей площади морских льдов арктических морей по сезонам (январь–март, апрель–июнь, июль–сентябрь, октябрь–декабрь) за период 1979–2006 гг.

линейные тренды для этих месяцев нельзя признать статистически значимыми (см. табл. 1).

В Карском море (см. рис. 5б) наблюдалось следующее сокращение ледяного покрова по сезонам: в период с января по март — в среднем 970 ± 285 км²/год, с апреля по июнь — 2258 ± 956 км²/год, с июля по сентябрь — 7202 ± 2722 км²/год и с октября по декабрь — 2492 ± 1724 км²/год. Статистически значимые отрицательные среднемесячные тренды изменения площади льдов Карского моря зафиксированы для всех месяцев, кроме сентября, октября и ноября (см. табл. 1).

Изменения, происходившие с ледяным покровом в море Лаптевых, показаны на рис. 5в. Зимой вариации площади льдов и их средние изменения были минимальны: сокращение ледяного покрова зафиксировано на уровне лишь 21 ± 15 км²/год.

Таблица 1

Море	Месяц											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Баренцево												
Карское												
Лаптевых												
Восточно-Сибирское												
Чукотское												
Бофорта												

В весенний период сокращение было хотя и больше — $854 \pm 585 \text{ км}^2/\text{год}$, но также незначительно, причем на фоне существенных вариаций площади льда от года к году. Наибольшие изменения произошли в летний период, когда среднее уменьшение площади ледяного покрова составило $6956 \pm 3105 \text{ км}^2/\text{год}$. Сокращение площади льда в осенний сезон было на уровне $2300 \pm 947 \text{ км}^2/\text{год}$.

Похожая картина с точки зрения изменения по сезонам наблюдалась в Восточно-Сибирском море, хотя здесь тенденция уменьшения площади ледяного покрытия летом проявилась сильнее, что подтверждается анализом статистической значимости трендов, представленным в таблице. Зимой площадь льдов Восточно-Сибирского моря за период спутниковых наблюдений (см. рис. 5г) оставалась практически неизменной. Сокращение площади льдов в весенний период составило $421 \pm 572 \text{ км}^2/\text{год}$, в летний период — $9013 \pm 2873 \text{ км}^2/\text{год}$ и осенью — $3370 \pm 909 \text{ км}^2/\text{год}$.

В Чукотском море (см. рис. 5д) наблюдались следующие изменения по сезонам: сокращение ледяного покрова в период с января по март было незначительным и статистически незначимым — $32 \pm 31 \text{ км}^2/\text{год}$, с апреля по июнь уменьшение составило $1472 \pm 547 \text{ км}^2/\text{год}$, с июля по сентябрь — $3320 \pm 1144 \text{ км}^2/\text{год}$, а с октября по декабрь сокращение площади ледяного покрова было максимальным — $5043 \pm 1345 \text{ км}^2/\text{год}$. С мая по декабрь тренды сокращения площади льдов Чукотского моря были статистически значимыми (см. табл. 1).

Изменения, происходившие с ледяным покровом в море Бофорта, показаны на рис. 5е. Зимой вариации площади льдов и их средние изменения были незначительны и статистически незначимы. Сокращение ледяного покрова в весенний период зафиксировано на уровне $847 \pm 718 \text{ км}^2/\text{год}$. Летом сокращение площади льдов было весьма значительным — $5028 \pm 2355 \text{ км}^2/\text{год}$, а осенью уменьшение площади ледяного покрова составило $2026 \pm 966 \text{ км}^2/\text{год}$. Статистически значимые среднесезонные тренды были зафиксированы в сентябре и октябре (см. табл. 1).

Изменения морского ледяного покрова Арктики относятся к наиболее точно установленным трансформациям, произошедшим в этом регионе с начала 80-х гг. прошлого столетия. Благодаря доступности последовательных глобальных спутниковых измерений, проводившихся начиная с ноября 1978 г. радиометрами микроволнового диапазона, можно с уверенностью говорить о сокращении ледяного покрова Арктики со средней скоростью $4,48 \%$ за десятилетие за рассматриваемый почти 30-летний период. Особенно драматические изменения произошли в сентябре 2007 г., когда площадь ледяного покрова сократилась, по сравнению с сентябрем 2005 г., когда наблюдался предыдущий минимум, сразу на $19,6 \%$, или на 1 млн км^2 , став равной приблизительно 4 млн км^2 . Благодаря вкладу сентябрьского минимума 2007 г. средняя скорость сокращения арктического морского ледяного массива за указанный период увеличилась с $3,9 \%$ до $4,5 \%$ за десятилетие.

Сокращение площади морского льда в морях, омывающих с севера территорию России, и в Канадском секторе Арктики также зафиксировано спутниковыми измерениями, причем проявлялось оно по-разному в разных областях. В зимние и весенние месяцы наиболее сильное сокращение ледяного покрова отмечено в части Арктики, примыкающей к Атлантическому океану. В летние и осенние месяцы наибольшие изменения произошли в противоположном секторе Арктики, в основном — в Чукотском море и море Бофорта.

Сравнение изложенных в работе данных спутниковых наблюдений с результатами глобальных климатических моделей показывает, что наблюдаемое сокращение морского ледяного покрова Арктики происходит быстрее, чем в любом из модельных расчетов, проведенных для четвертого оценочного отчета Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Это наблюдаемое сокращение приблизительно на 30 лет опережает среднее для модельного ансамбля уменьшение ледяного покрова, согласно чему Арктика летом может оказаться свободной ото льда уже к 2050 г. Совместный анализ рассмотренных в работе данных наблюдений и модельных результатов может быть полезен в дальнейших исследованиях трансформации ледяного покрова и климата Арктики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Йоханнесен О.М., Бобылев Л.П., Кузьмина С.И., Шалина Е.В., Хворостовский К.С. Изменчивость климата Арктики в контексте глобальных изменений // Вычислительные технологии. 2005. Т. 10. Ч. 1. С. 56–62.
2. Шалина Е.В., Йоханнесен О.М. Изменение ледового покрытия Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского морей и моря Лаптевых по данным приборов SMMR и SSMI/I за период с 1978 по 1999 г. // Исследование Земли из космоса. 2001. № 5. С. 45–52.
3. Bjorgo E., O.M. Johannessen, M.W. Miles. Analysis of merged SMMR-SSMI time series of Arctic and Antarctic sea ice parameters 1978–1995 // Geophys. Res. Lett. 1997. Vol. 24. P. 413–416.
4. Carsey F. Microwave remote sensing of sea ice. Geophysical Monograph 68, AGU. 1992. 462 p.
5. Cavalieri D.J., Crawford J.P., Drinkwater M.R., Eppler D.T., Farmer L.D., Jentz R.R., Wackerman C.C. Aircraft active and passive-microwave validation of sea ice concentration from the DMSP SSMI // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. P. 21989–22008.
6. Christy J. R., Spenser R. W., and Lobl E. S. Analysis of the merging procedure for the MSU daily temperature time series // J. Clim. 1998. Vol. 11. P. 2016–2041.
7. Comiso J. Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 975–994.
8. Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. L01703, doi:10.1029/2007/GL031972.
9. Gloersen P., Campbell W., Cavalieri D., Comiso J., Parkinson C., Zwally H. Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987. Satellite passive-microwave observations and analysis. NASA, Washington, D.C., 1992. 289 p.
10. Gloersen P., Cavalieri D. Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 3913–3919.
11. Hall A. The role of surface albedo feedback in climate // J. Clim. 2004. Vol. 17. P. 1550–1568.
12. Hurrell J. W., Trenberth K. E. Spurious trends in satellite MSU temperatures from merging different satellite records // Nature. 1997. Vol. 386. P. 164–167.
13. Hurrell J. W., Trenberth K. E. Difficulties in obtaining reliable temperature trends: reconciling the surface and satellite microwave sounding unit records // J. Clim. 1998. Vol. 11. P. 945–967.
14. Johannessen O.M., Miles M., Bjorgo E. The Arctic's shrinking ice // Nature. 1995. Vol. 376. P. 126–127.
15. Parkinson C.L., Cavalieri D. A 21 year record of Arctic sea ice extents and their regional, seasonal and monthly variability and trends // Ann. Glaciol. 2002. Vol. 34. P. 441–446.

16. Parkinson C.L., Cavalieri D., Gloersen P., Zwally H., Comiso J. Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996 // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 20837–20856.
17. Perovich D.K., Light B., Eicken H., Jones K.F., Runciman K., Nghiem S.V. Increase in solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979-2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34. L19505, doi:10.1029/2007GL031480.
18. Stroeve J., Holland M. M., Meier W., Scambos T., and Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34. L09501, doi: 10.1029/2007GL029703.
19. Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Campbell W.J., Gloersen P., Cavalieri D.J., Matzler C. Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus-7 SMMR for sea ice research // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88(C5). P. 2781–2791.
20. Wentz F. J., Schabel M. Precise climate monitoring using complementary satellite data sets // Nature. 2000. Vol. 403. P. 414–416.

L.P.BOBYLEV, E.V.SHALINA, O.M.JOHANNESSEN, E.V.ZABOLOTSKIKH, S.SANDVEN,
O.I.BABINA

ARCTIC SEA ICE TRANSFORMATION REVEALED FROM SATELLITE PASSIVE MICROWAVE DATA

The paper contains estimations of the sea ice transformation in the Northern Hemisphere retrieved from satellite passive microwave data from November 1978 to September 2007. It is shown that during this period the total Arctic sea ice cover has been declining with the statistically significant rate of 4,48 % per decade. The analyses of changes that have occurred over the mentioned period in the Arctic seas taken separately is carried out and quantitative estimations fulfilled. These changes in the Arctic seas can also be described as general decline, however statistically significant trends have not been derived for every month of the year.

ИЗМЕНЕНИЯ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА И ДРУГИХ СОСТАВЛЯЮЩИХ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ В АРКТИКЕ И АНТАРКТИКЕ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ПОЛЯРНЫХ ВИХРЕЙ

З.М.ГУДКОВИЧ, В.П.КАРКЛИН, Е.Г.КОВАЛЕВ,
В.М.СМОЛЯНИЦКИЙ, И.Е.ФРОЛОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Закономерности климатических колебаний морского ледяного покрова в Арктике и Антарктике, как и других компонент климатической системы Земли, объясняются изменениями полярных вихрей, с которыми связаны зональные потоки в атмосфере умеренных и высоких широт. В теплые климатические эпохи разных масштабов полярные вихри углубляются, зональные потоки усиливаются, в холодные эпохи отмечаются противоположные изменения. При усилении зональных потоков зимой наибольшее повышение температуры воздуха отмечается в районах, где на средних картах располагаются антициклоны. В районах, подверженных влиянию барических депрессий, отмечается ослабление потепления и даже понижение температуры. Такие изменения имеют аналогичный характер в Северном и Южном полушариях, однако они противоположны по знаку: при усилении зональных воздушных потоков в Северном полушарии они ослабевают в Южном и наоборот. Оппозиция климатических аномалий проявляется и в температуре воздуха, и в ледовитости регионов. Возможной причиной отмеченных изменений состояния полярных вихрей являются колебания солнечной активности, воздействие которой «фокусируется» в атмосфере высоких широт. Межполушарная оппозиция климатических изменений находит объяснение в явлении «диссимметрии Солнца». Мнение ряда климатологов о решающей роли накопления парниковых газов в потеплении климата проверяется неадекватностью климатических моделей, которые не отражают важные реальные закономерности колебаний циркуляции атмосферы.

Морской ледяной покров Арктики и Антарктики – важная компонента глобальной климатической системы. В состоянии ледяного покрова арктических морей (его площади, толщины, сплоченности и других характеристик) выявлены относительно длительные однонаправленные изменения (линейные тренды), на фоне которых отмечаются циклические колебания разных временных масштабов. В работе [25] подробно проанализированы внутривековые (в течение XX века) изменения ледовитости арктических морей, расположенных между Гренландией и Аляской, в августе. В долгопериодных (климатических) колебаниях выделяются циклы продолжительностью около 10, 20 и 60 лет.

Тренды, как и относительно долгопериодные климатические циклические изменения ледовитости, лучше выражены в морях атлантического сектора (Гренландском, Баренцевом и Карском). Характерной особенностью отрицательного линейного тренда в этих морях является замедление (в 4,5 раза!) изменений ледовитости от первой половины XX века ко второй его половине, в течение которой оценка тренда недостоверна. В морях атлантического сектора особо выделяется цикл продолжительностью 50–60 лет, вклад которого в изменчивость ледовитости составляет около 20 % (суммарный вклад климатических циклов и линейного тренда здесь достигает 60 %). Влияние этого цикла в основном определяет чередование эпох потепления Арктики в 1920–1940-е и 1980–2000-е гг., разделенных эпохой

похолодания в 1960–1970-е гг. В тихоокеанском секторе преобладают более короткие циклы (до 10 лет), вклад которых в изменчивость превышает 70 %. Межсекторные различия обусловлены факторами, определяющими явление «ледовой оппозиции». Причина его заключается в том, что аномалии общей циркуляции атмосферы часто по-разному воздействуют на ледяной покров западных и восточных арктических морей [9].

Иначе выглядят климатические изменения ледяного покрова в Антарктике. Согласно данным, приведенным в отчете МГЭИК [17], в течение 1946–1975 гг. здесь отмечалось потепление, а в 1976–2000 гг., наоборот, похолодание. Следовательно, в Антарктике, как и в Арктике, в изменениях климата обнаруживается цикл близкий к 60-ти годам, однако его фазы противоположны: потепление в Северном полушарии практически совпало с похолоданием в Южном и наоборот. Это обстоятельство иллюстрирует рис. 1, на котором приведены изменения суммарной ледовитости арктических морей в августе и антарктических морей зимой (август–октябрь) за период 1979–2007 гг. В течение этого периода имеются наиболее достоверные непрерывные данные по ледовым условиям Антарктических морей на основе информации SSMR-SSM/I, распространяемой Национальным Центром данных по снегу и льду США [28]. Показанные на рис. 1 линейные тренды (отрицательный для ледовитости арктических морей и положительный – для антарктических)

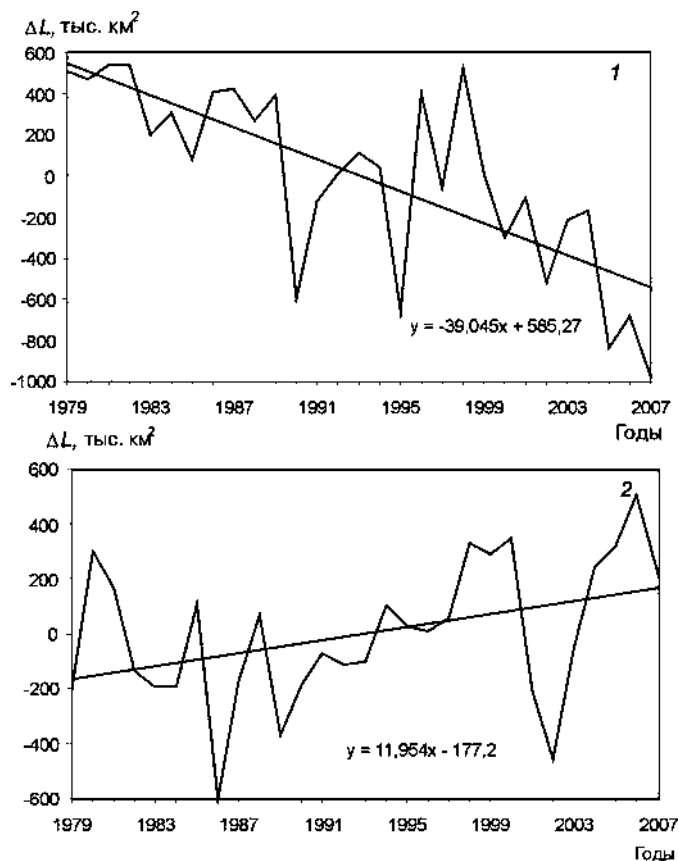


Рис. 1. Изменения суммарной ледовитости арктических морей (1) в августе и антарктических морей (2) зимой (август–октябрь) за период 1979–2007 гг.

свидетельствуют об оппозиции климатических изменений полярных регионов в течение теплой (для Арктики) фазы 60-летнего цикла. Оценка достоверности выявленных линейных трендов показала, что при 95 % уровне значимости отрицательный тренд ледовитости арктических морей достоверен, тогда как для антарктических морей положительный тренд достоверен при уровне значимости 90 %.

Анализ изменения сплоченности ледяного покрова в антарктических водах показывает, что с 1979 по 2007 г. сплоченность льда возросла в основном к северу от берегов Восточной Антарктиды (от моря Уэдделла до моря Росса), тогда как в морях Амундсена и Беллинсгаузена (к западу от Антарктического полуострова) она уменьшилась.

Активным элементом климатической системы Земли является атмосфера, с общей циркуляцией которой (ОЦА) в основном связано пространственное перераспределение тепловой энергии, поступающей от Солнца. ОЦА также определяет аномалии многих климатообразующих процессов в ледяном покрове (нарастание и таяние, динамика), в океане (адвекция тепла и солей с морскими течениями, вертикальная циркуляция и конвекция), а также процессы влагооборота, включая речной сток, формирование облачности и распространение аэрозоля.

Важным показателем состояния атмосферы является поверхностная температура воздуха (ПТВ). В Северном полушарии изменения ПТВ сопряжены с соответствующими изменениями ледовитости морей Евразийского шельфа и других гидрометеорологических характеристик: толщины и сплоченности льда, систем его генерального дрейфа, солености верхнего слоя вод и температуры глубинных атлантических вод в Арктическом бассейне, объема речного стока в арктические моря и т.д. [25]. В климатических изменениях ПТВ обнаруживаются те же циклы, что и в ходе показателей других упомянутых элементов. В долговременных изменениях ПТВ Северного полушария выявлен цикл продолжительностью около 200 лет, с которым, возможно, частично связан характерный для XX века климатический тренд.

Параметры основных составляющих изменений температуры воздуха в нижнем слое тропосферы в Северном полушарии изменяются с географической широтой. В работе [26] приведены коэффициенты линейного тренда и амплитуды 60-летних изменений среднегодовой ПТВ в двух широтных областях и на полушарии в целом в течение XX века. Из этих данных следует, что изменчивость ПТВ и двух основных климатических ее компонент в арктической области заметно выше, чем в зоне умеренных широт и на большей части Северного полушария. При этом вклад линейного тренда в дисперсию среднегодовой температуры, осредненной по соответствующей области, возрастает с уменьшением широты, а вклад полувекowego цикла, наоборот, сокращается.

Климатические изменения ПТВ в Антарктиде соответствуют рассмотренным выше изменениям ледовитости антарктических морей. В работе [12] на основе анализа данных о температуре воздуха в этом регионе за 1961–2000 гг. сделан вывод о том, что в течение последнего десятилетия XX века на большинстве антарктических станций отмечался отрицательный тренд ПТВ. На самом деле такой тренд здесь был замечен на протяжении последних 20 лет прошедшего века, и лишь на станциях, расположенных на Антарктическом полуострове и в Западной Антарктиде, тренд имел положительный знак (рис. 2). Незначительный положительный тренд характеризует изменение среднегодовой ПТВ на антарктическом континенте за весь ряд регулярных наблюдений (с 1961 г.). Следует отметить, что в первые годы XXI века наметился возврат к постепенному росту температуры воздуха, однако достоверность трендов ПТВ здесь невелика.

Важно осознать, что ПТВ в умеренных и высоких широтах зависит в первую очередь от динамических процессов в атмосфере [2, 8, 24]. Именно эти процессы

определяют адвекцию тепла и влаги, а также характер вертикальной циркуляции, с которой связана облачность. Поэтому все упомянутые изменения находят объяснение в соответствующих вариациях полей атмосферного давления, неотъемлемой особенностью которых является *состояние полярных (циркумполярных) вихрей* [14]. Как известно, с полярными вихрями связано циклоническое вращение воздуха тропосферы и нижней стратосферы вокруг полюсов с запада на восток. В нижних слоях тропосферы над Арктическим бассейном зимой циклоническая завихренность меняет знак: здесь формируется Арктический антициклон. Летом циклоническое поле обычно сохраняется и у поверхности [4, 15]. Примерно такая же картина ОЦА наблюдается в Антарктике, хотя другое распределение суши и моря, а также наличие мощного антарктического ледника вносят определенные коррективы [5].

Интенсивность циркумполярных вихрей изменяется в течение года. В зимнее полугодие обоих полушарий циркуляция атмосферы усиливается, в летнее — ослабевает, что определяется сезонными изменениями градиента температуры воздуха между низкими и высокими широтами.

Совсем иначе проявляется связь между состоянием полярных вихрей и температурой воздуха в климатической изменчивости. В эпохи *потепления* атмосферное давление и значения геопотенциала в пределах тропосферы и нижней стратосферы в области полярных вихрей *понижаются*. Это приводит к усилению зональных потоков в атмосфере умеренных широт, что выражается величиной известных индексов общей циркуляции атмосферы, таких как индексы Североатлантического колебания, Арктического колебания, Высокоширотной зональности и других — в Северном полушарии, индекс Южнополярного колебания — в Антарктике. В эпохи похолодания зональные потоки ослабевают.

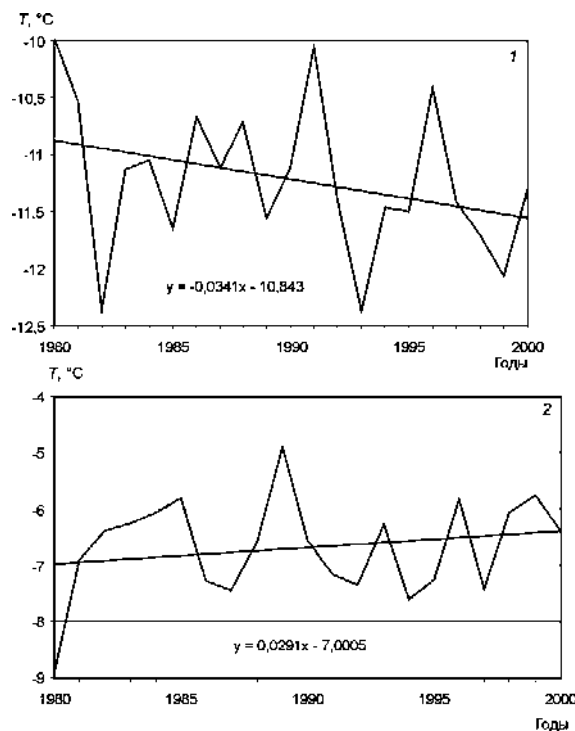


Рис. 2. Изменения среднегодовой температуры воздуха в восточной (1) и западной (2) Антарктиде за период 1980–2000 гг.

Как показано в работе [25], чем крупнее масштаб климатических колебаний, тем на более низкие широты распространяется его влияние. Важно отметить, что с интенсификацией северного полярного вихря ослабевает Арктический антициклон, с ослаблением вихря Арктический антициклон усиливается [14]. Роль Арктического антициклона в климатических изменениях, включая ледовитость арктических морей, впервые была выявлена В.Ю.Визе [7]. От степени развития Арктического антициклона зависит положение траекторий циклонов, распространяющихся на восток из Северной Атлантики. В соответствии с законами гидродинамики, циклоны, переносимые зональным потоком, в Северном полушарии отклоняются к северу, а в Южном — к югу, что играет роль положительной обратной связи в рассматриваемой закономерности ОЦА.

Именно изменениями интенсивности зональных потоков в Северном полушарии объясняется положение максимумов климатических вариаций температуры воздуха на континентах Евразии и Северной Америки, противоположные знаки соответствующих аномалий над океанами и континентами [2, 18, 24, 30]. В работе В.В.Клименко [18] приведены карты разностей среднегодовых и сезонных температур Северного полушария между наиболее теплым двадцатилетием (1986–2005 гг.) и наиболее холодным двадцатилетием XX века (1911–1930 гг.). Из карт видно, что максимальное потепление охватило умеренные широты Евразии и Северной Америки. Наибольшее значение указанных разностей зимой достигало 5°C , что в 10 раз превышает среднеглобальный сигнал. Это опровергает распространенное среди климатологов мнение о «полярном усилении» в изменчивости характеристик погоды и климата с широтой [1, 16]. Сомнение в справедливости такого мнения ранее было высказано в работе [29].

Карты В.В.Клименко [18] отражают совместный эффект векового тренда ПТВ и циклических ее колебаний (согласно [25], в начале XX века отмечался минимум 60-летнего цикла температуры воздуха, а в конце века — максимум). Чтобы выявить величину и характер проявления этой волны, на рис. 3 приведена карта разностей средних ПТВ зимой в умеренных и высоких широтах Северного полушария за годы 1980–2000 и 1960–1979, соответствующие эпохам потепления и похолодания, обусловленным 60-летним циклом, поскольку трендовая составляющая потепления за указанные годы была статистически незначима.

Из рис. 3 следует, что потепление относительно предшествовавшей холодной эпохи было наиболее заметным на континентах Евразии и Северной Америки, где оно местами превысило 3°C . Характерно, что потепление охватило те районы, где на климатических картах зимой располагаются *антициклоны*: Сибирский, Канадский, Арктический и Гренландский. Наоборот, в регионах, подверженных влиянию барических депрессий (Исландской и Алеутской), отмечалось ослабление потепления и даже понижение температуры. Несомненно, что такая закономерность связана с увеличением облачности при уменьшении антициклональной завихренности поля скоростей в атмосфере, воздействии этого процесса на температуру подстилающей поверхности и прилежащих к ней слоев воздуха. Летом из-за сезонности большинства упомянутых барических образований рассмотренная закономерность выражена гораздо слабее.

Несомненно, что понижение температуры воздуха при усилении циркуляции атмосферы в морях, окружающих Гренландию, объясняется и тем, что углубление Исландской депрессии вызывает адвекцию холода в ее тылу и тепла — в ее передней части. Это сопровождается увеличением выноса льдов и распресненных вод в море Баффина, Северную Атлантику и атлантических вод — в Арктику [3]. Отрицательные значения тренда ПТВ в районе Баренцева моря объясняют на первый взгляд парадоксальную зависимость от времени года линейных трендов ледовитости этого региона во второй половине XX века. Зимой (с октября по февраль) тренд оказался положительным при наличии отрицательного тренда летом (с марта по сентябрь)

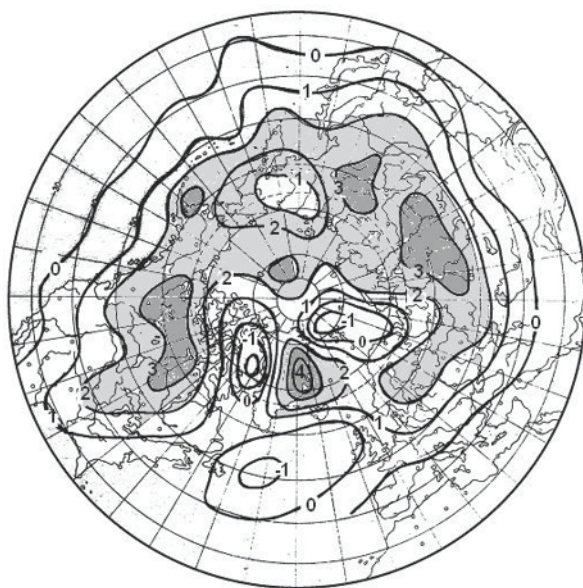


Рис. 3. Распределение разностей зимней температуры воздуха (январь–март) между периодами 1980–2000 и 1960–1979 гг.

[25, 27]. Осреднение аномалий ПТВ по разнородным участкам пояса умеренных широт занижает среднюю величину аномалий в этом поясе.

Важно отметить, что связь между изменениями климата и состоянием полярных вихрей (а следовательно, и с интенсивностью зональных потоков) имеет одинаковый характер в Арктике и Антарктике. Углубление вихрей сопровождается потеплением, а заполнение — похолоданием на большей площади обоих регионов. Однако эти изменения в Арктике и Антарктике противоположны по знаку: при усилении зональных потоков в Арктике происходит их ослабление в Антарктике и наоборот. На это обстоятельство впервые обратили внимание авторы работы [23], сопоставляя изменения индексов Северо-Атлантического колебания ($NAO_{\text{сб}}$) и Южно-полярного колебания (SPO). Коэффициенты корреляции между ними имеют значимые отрицательные величины. Эту закономерность подтвердили авторы работы [14], выявившие оппозицию в многолетних изменениях повторяемости числа элементарных синоптических процессов в Северном и Южном полушариях Земли, а также довольно тесную связь между индексом SPO и годовой повторяемостью Арктического антициклона [13].

Таким образом, связь рассмотренных выше климатических изменений ПТВ в Антарктике с ОЦА имеет те же черты, что и в Арктике. Зимой на побережье и внутриматериковых станциях Восточной Антарктиды, где велико влияние континентального антициклона, на фоне ослабления зонального воздушного потока в течение двух последних десятилетий XX века температура воздуха постепенно снижалась (рис. 2). Наоборот, на берегах Западной Антарктиды, которая окружена стационарными депрессиями, распространяющимися далеко на юг в районе морей Росса и Уэдделла, температура воздуха в это время повышалась. Следовательно, изменения температуры воздуха соответствовали характеру барических полей и трендам ледовитости в этом регионе.

В чем же причина рассмотренных изменений состояния циркумполярных вихрей? Как известно, процессы в атмосфере Земли зависят как от внешних, так и

от внутренних факторов. Среди внешних факторов наибольшее внимание привлекает солнечная активность (СА), включающая комплекс физических явлений на Солнце, приводящих к вариациям интенсивности корпускулярного, ультрафиолетового излучения и магнитных полей в межпланетном пространстве. В активности Солнца выявлены те же периоды, что и в климатических колебаниях: циклы Швабе (около 11 лет), Хейла (22 года) и Фритца (60 лет), а также цикл продолжительностью примерно 200 лет, который может объяснить внутривековые тренды, присутствующие в изменениях многих составляющих климатической системы [6]. Иллюстрацией значения этого цикла может служить связь средних десятилетних значений ледовитости морей сибирского шельфа в августе с осредненными за такие же интервалы аномалиями чисел Вольфа 200 лет назад (рис. 4).

В монографии [25] дан обзор исследований связей СА с изменениями различных составляющих климатической системы Земли. Возражения, касающиеся достоверности таких связей, основаны на малой изменчивости потока солнечной энергии, обусловленной СА. Так, по данным спутниковых измерений, проводимых с 1978 г., изменение потока солнечной радиации от минимума до максимума 11-летнего цикла составляет всего 2 Вт/м^2 (0,15 % от средней внеатмосферной величины солнечной постоянной). Однако, как показано в работе [19], солнечный ветер при взаимодействии его с магнитными полями и галактическими космическими лучами создает электрическое поле, приводящее к нагреванию верхних слоев атмосферы (на уровне 20–30 км). Повышение температуры в периоды усиления солнечного ветра, как показывают данные ракетного зондирования, может достигать нескольких градусов. Нагревание бывает заметно вплоть до высоты поверхности 850 ГПа, хотя в нижних слоях тропосферы оно выражено гораздо слабее, чем в средней стратосфере.

По нашему мнению, из-за неравномерности нагревания (оно концентрируется в областях полярных вихрей) в верхних слоях атмосферы возникают горизонтальные градиенты давления, вызывающие перераспределение масс воздуха. Это изменяет атмосферное давление у поверхности Земли, в результате чего в процесс подключается мощный источник внутренней энергии атмосферы. Данный механизм, объясняя влияние полярных вихрей на изменения климата, не выявляет причины отмеченной выше оппозиции колебаний ОЦА в Арктике и Антарктике, хотя авторы упомянутой работы [19] считают возможной причиной различие в состоянии подстилающей поверхности, от которого зависит электропроводность разных звеньев глобальной электрической цепи.

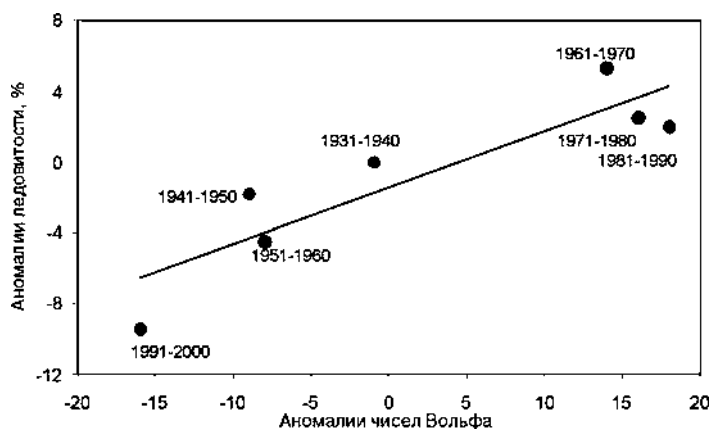


Рис. 4. Связь средних за 10-летия аномалий суммарной ледовитости арктических морей со средними за 10-летия аномалиями чисел Вольфа 200 лет назад

К внешним факторам относятся и явления, связанные с «диссимметрией Солнца». Этим термином называется вектор, связывающий центры масс Солнечной системы и Солнца. Под влиянием планет (главным образом, Юпитера и Сатурна) этот вектор изменяется во времени. При этом Солнце вращается вокруг центра масс по орбите, период движения по которой составляет около 60 лет [21]. В работе [11] приведены результаты расчета изменения солнечной постоянной, зависящей от расстояния между Землей и Солнцем, изменяющимся в связи с «диссимметрией Солнца». Они показали существенные колебания в поступлении солнечной энергии с периодичностью около 60 лет, причем вблизи перигелия и афелия знаки аномалий оказались противоположны, тогда как в среднем за год эти аномалии близки к нулю.

Последнее обстоятельство приводит к тому, что влияние этого фактора наиболее заметно в умеренных и высоких широтах, где обостряется влияние аномалий воздушных переносов на температуру воздуха и ледяной покров в определенные сезоны. Из вышеизложенного следует, что именно внутригодовая изменчивость интенсивности зональных потоков умеренных широт при сезонном характере континентальных антициклонов обостряет климатическую изменчивость ПТВ. Поскольку зима в Арктике и Антарктике приходится на противоположные участки орбиты Земли (соответственно, перигелий и афелий), знак аномалий в этих регионах должен быть противоположным. Отсутствие в области зональных потоков Антарктики стационарных антициклонов ослабляет здесь влияние этого фактора.

В работе [11] приведены графики расчетного изменения внеатмосферной величины солнечной постоянной в 60-летнем цикле в июле и январе. Графики не привязаны к конкретным годам и лишь иллюстрируют наличие указанного цикла. Учет фактических углов положения Юпитера и Сатурна, моментов их соединения и противостояния (в эклиптической системе координат), а также положения оси апсид позволило привязать эти графики к реальному времени. Как оказалось, наибольшие отрицательные аномалии солнечной постоянной в январе (перигелий) должны были отмечаться в 1900 и 1960 гг. Известно, что вблизи этих лет климат Арктики характеризовался холодными эпохами.

Конечно, примененный способ вычисления «диссимметрии Солнца» и соответствующих изменений солнечной постоянной [11] недостаточно строг, так как основан на статических расчетах, не учитывающих изменений во времени ускорений силы тяжести, связанных с изменениями расстояния до центра масс и центростремительными ускорениями. Однако строгая задача движения даже трех тел чрезвычайно сложна [22]. Поэтому основное значение здесь имеют качественные результаты — противоположный знак аномалий приходящей солнечной радиации в 60-летнем цикле в январе и июле, которым соответствует середина зимы в Северном и Южном полушариях Земли. К сожалению, еще не разработано теории, способной убедительно описать зависимость ОЦА от климатических аномалий приходящей энергии Солнца, как и от всего теплового баланса атмосферы.

Другим фактором, создающим предпосылки для формирования оппозиции климатических изменений в двух регионах, является сезонный характер воздействия атмосферы на морской ледяной покров. Как показано в работе [9], в морях, где толщина льда в конце периода его нарастания сравнительно невелика, аномалии ПТВ и воздушных переносов зимой заметно сказываются на последующих ледовых условиях. Атмосферные воздействия весной и в начале лета оказывают существенное влияние на состояние ледяного покрова во всех морях, так как от них зависит величина такой важной для ледового баланса характеристики, как альбедо. В конце лета и осенью ПТВ в значительной степени зависит от ледовитости моря. С уменьшением широты роль сезонного фактора ослабевает, что находит подтверждение в приведенных выше результатах анализа материалов наблюдений.

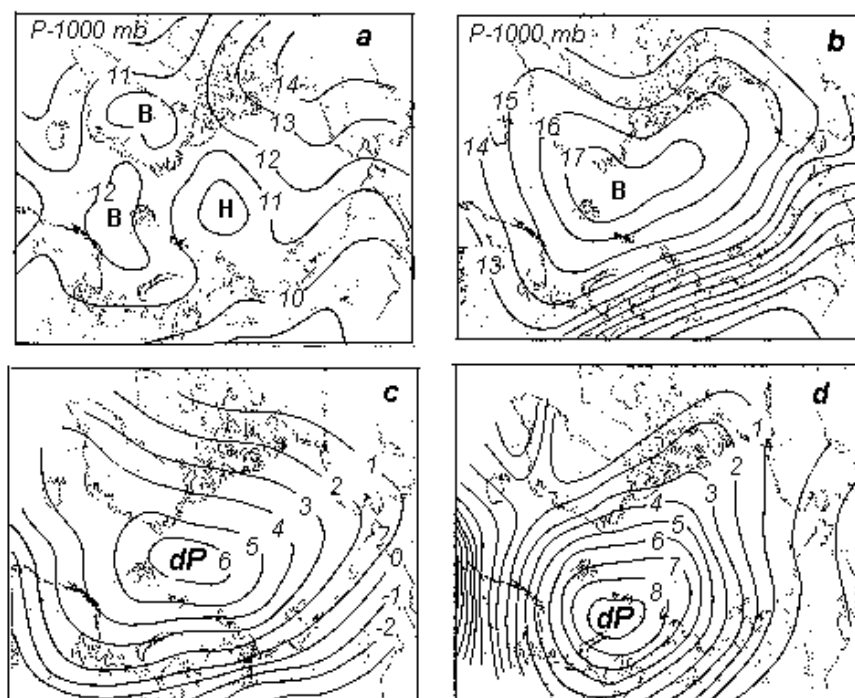


Рис. 5. Сопоставление среднего атмосферного давления на уровне моря в июле ($P=1000$ ГПа) за годы 1990–2000 (a) с результатами осредненных расчетов по моделям (HAD, CNRN, ENAM, GFDL, INM) за тот же период (b) и разности между ними в июле (c) и январе (d)

Помимо тепловых факторов, к внешним относятся и рассматриваемые в разных работах факторы, связанные с влиянием долгопериодных приливов в атмосфере и океане, а также с «полюсным приливом», вызванным нутацией полюсов Земли [20]. Достоверная оценка роли девятнадцатилетнего лунного деклинационного прилива затруднена из-за близости его периода и некоторых других космических факторов к автоколебательным циклам в системе океан–морской лед–атмосфера [10].

Внутренними факторами, оказывающими влияние на изменения климатической системы, с одной стороны, являются естественные процессы гидрометеорологической, геологической и биологической природы, а также автоколебания, связанные с взаимодействием в системе океан–ледяной покров–атмосфера. С другой стороны, определенную роль, по-видимому, играют и антропогенные факторы, связанные с выделением в атмосферу парниковых газов, образованием некоторых видов аэрозолей и формированием озонового слоя.

Использование совместных моделей атмосферы и океана сторонниками концепции о решающей роли накопления парниковых газов в изменениях климата не обнаружило отмеченных выше закономерностей в эволюции полярного вихря. На рис. 5 приведены среднее распределение атмосферного давления на уровне моря в июле за 1990–2000 гг., снятое с карт, построенных в ААНИИ по данным метеорологических станций и дрейфующих буев, и карты распределения давления за тот же период, осредненные по пяти моделям (HAD, CNRN, ENAM, GFDL, INM), любезно предоставленные нам А.П.Макштаном и С.В.Шутилиным. На этом же рисунке приведены средние величины погрешностей расчетов в июле и январе.

Как видно из рис. 5, расчеты по моделям весьма существенно завышают значение атмосферного давления над Арктическим бассейном в годы потепления климата, что противоречит выявленной В.Ю.Визе фундаментальной зависимости температуры воздуха и ледовитости арктических морей от степени развития Арктического антициклона. Это не соответствует и тому факту, что, как показано выше, аномалии ПТВ зависят в первую очередь от динамических процессов в атмосфере. Неадекватный учет последних в совместных моделях приводит к ошибкам в расчетной температуре воздуха, что не может не привести к существенным погрешностям модельных расчетов состояния ледяного покрова и других характеристик климата, а также их прогнозов на XXI век.

В монографии [25] перечислен ряд других обстоятельств, свидетельствующих о неадекватности используемых моделей для описания изменений климата. Вышеизложенное свидетельствует о том, что антропогенные факторы играют в процессах изменения климата высоких и умеренных широт Земли второстепенную роль.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г.В., Священников П.Н. Естественная изменчивость характеристик климата северной полярной области и Северного полушария. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 160 с.
2. Алексеев Г.В. Современные изменения климата в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. Вып. 72. С. 42–71.
3. Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В. Тепловая экспансия атлантических вод в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 1998. № 7. С. 69–78.
4. Атлас Арктики. М.: Изд.-во ГУ ГиК СМ СССР, 1985.
5. Атлас Антарктики. М.: Изд.-во ГУ ГиК МГ СССР, 1966.
6. Башкирцев В.С., Машнич Г.П. Переменность Солнца и климат Земли // Солнечно-земная физика. 2004. Вып. 6. С. 135–137.
7. Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Тр. АНИИ. 1944. Т. 184. С. 125–151.
8. Воробьев В.Н., Смирнов Н.П. Арктический антициклон и динамика климата северной полярной области. СПб.: Изд.-во РГГМУ, 2003. 82 с.
9. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 348 с.
10. Гудкович З.М., Ковалев Е.Г. О некоторых механизмах циклических изменений климата в Арктике и Антарктике // Океанология. 2002. Т. 42. № 6. С. 1–7.
11. Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е. Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–14.
12. Данилов А.И., Клепиков А.В., Радионов В.Ф. Мониторинг современных климатических изменений в Антарктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. Вып. 72. С. 174–196.
13. Дмитриев А.А. Изменчивость атмосферных процессов в Арктике и ее учет в долгосрочных прогнозах. Л.: Гидрометеоиздат, 1994. 207 с.
14. Дмитриев А.А., Белязо В.А. Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. СПб.: Гидрометеоиздат, 2006. 358 с.
15. Долгин И.М. Климат свободной атмосферы Советской Арктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 398 с.
16. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 213 с.
17. Изменение климата, 2001: Научные аспекты — Вклад рабочей группы I в Третий доклад об оценках МГЭИК. 2001, 101 с.
18. Клименко В.В. Климатическая сенсация. Что нас ожидает в ближайшем и отдаленном будущем? «Публичные лекции «Полит.ру» // www.polit.ru/lectures/2007/02/15/klimenko.html. 21 р.

19. Макарова Л.Н., Широков А.В., Нагурный А.П., Зубов В.А., Розанов Е.В., Егорова Т. Экспериментальное и модельное обоснование влияния энергии солнечного ветра на околоземное пространство // Тр. ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 227–240.
20. Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1970. 448 с.
21. Монин А.С. Влияние планет на климат Земли // Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). М.: Научный мир, 2000. С. 122–128.
22. Рябов Ю.А. Движения небесных тел. М.: Наука, 1988. 240 с.
23. Смирнов Н.П., Саруханян Э.И., Розанова И.В. Циклонические центры действия атмосферы Южного полушария и изменения климата. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2004. 218 с.
24. Формирование и динамика современного климата Арктики. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. 266 с.
25. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.
26. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149–160.
27. Buzin I.V. Estimations of some components of ice conditions in northeastern Barents sea // International Journal of Offshore and Polar Engineering. 2006. Vol. 16. № 4. P. 274–282.
28. Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M. 2002, updated 2007. *Sea ice index*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media
29. Polakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R.L., Johnson M.A., Karklin V.P., Makshtas A.P., Walsh D., Yulin A.V. Observationally based assessment of polar amplification of global warming // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 29. № 18. P. 1878. P. 1–4.
30. Wallace J.M., Yuan Zhang, Renwick J.A. Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends // Scitnce. 1995. Vol. 270. P. 780–783.

Z.M.GUDKOVICH, V.P.KARKLIN, YE.G.KOVALEV, V.M.SMOLYANITSKY, I.E.FROLOV

CHANGES OF SEA ICE COVER AND OTHER CLIMATIC SYSTEM COMPONENTS IN THE ARCTIC AND THE ANTARCTIC RELATED TO EVOLUTION OF POLAR EDDIES

Special features of the Arctic and Antarctic sea ice cover climatic fluctuations, as well as other components of the Earth climatic system, are explained by changes in polar whirlwinds with which zonal streams in atmosphere of the moderate and high latitudes are connected. During the warm climatic epochs of different scales deepening of the polar whirlwinds and amplification of zone streams are observed with opposite changes during the cold epochs. At strengthening of zonal air streams during the winter period the greatest rise in air temperature is observed for areas where anticyclones are positioned at average. In the areas subject to the influence of baric depressions, diminishing of warming effect and even decrease in temperature are observed. Such changes have similar character both in northern and southern hemispheres, however they are opposite on a sign: at strengthening of zonal air streams in northern hemisphere they weaken in southern and on the contrary. The opposition of climatic anomalies is shown both in air temperature and in ice extent. The possible reasons of noted changes in the state of polar whirlwinds are fluctuations of solar activity which influence «is focused» in an atmosphere of high latitudes. Interhemispheric opposition of climatic changes may be explained by the phenomenon of “Sun dissymmetry”. The opinion of some climatologists on the main role of greenhouse gases accumulation in climate warming is denied by inadequacy of climatic models which do not reflect the important natural special features of atmosphere circulation.

АНАЛИЗ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ В XXI ВЕКЕ

В.Ч.ХОН, И.И.МОХОВ

Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва

Получены оценки современных и ожидаемых климатических изменений в Арктическом бассейне, в том числе характеристик ледового покрова, влияющих на продолжительность судоходного сезона навигации по Северному морскому пути (СМП). Оценена способность современных климатических моделей воспроизводить средние климатические значения продолжительности ледового сезона и ее изменения для последних десятилетий. Средние по ансамблю моделей климатические значения продолжительности ледового сезона для современного периода достаточно хорошо согласуются с данными наблюдений. Отмечена некоторая недооценка моделями изменений продолжительности ледового сезона в восточном секторе Арктики для современного периода. Получены оценки продолжительности сезона навигации по открытой воде на различных трассах СМП в XXI веке для ансамбля климатических моделей при умеренном антропогенном сценарии SRES-A1B.

Спутниковые наблюдения за последнее тридцатилетие показывают значительное сокращение площади морского льда, с наиболее существенным уменьшением в летний сезон. С конца 1970-х гг. площадь сентябрьского морского льда в Северном полушарии по спутниковым данным уменьшилась в среднем на 1,4 млн км² по сравнению с началом XXI века (рис. 1а) (см. <http://nsidc.org/>). В сентябре 2007 г. отмечена наименьшая площадь морских льдов в Северном Ледовитом океане за всю историю спутниковых наблюдений – около 4,3 млн км², тогда как в конце 1970-х гг. она была около 7,5 млн км². Рис. 1б характеризует распространение морского льда в Арктическом бассейне в сентябре 2007 г. по спутниковым данным (для сравнения

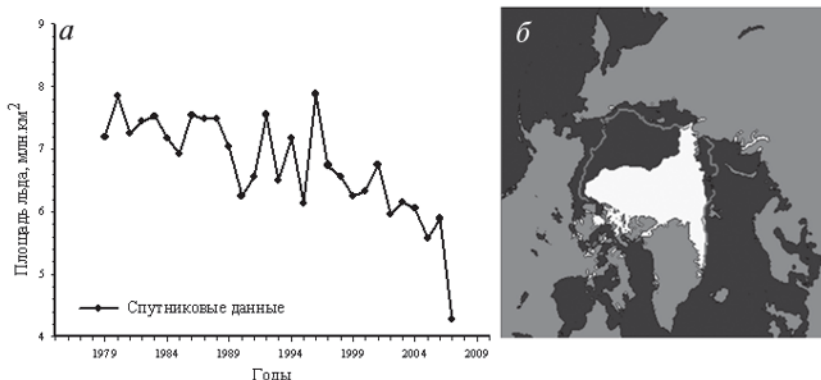


Рис. 1. Изменения площади морского льда в Арктике в сентябре (а) для периода 1979–2007 гг. и границы распространения морского льда в Арктике в сентябре 2007 г. (б) по спутниковым данным

отмечена также соответствующая средняя граница морских льдов). Эти изменения свидетельствуют об увеличении доступности судоходной навигации в окраинных морях Северного Ледовитого океана и повышении перспектив Северного морского пути (СМП) [1–4, 6, 7].

Цель данной работы — анализ ледовых условий в Арктическом бассейне с оценками возможных изменений продолжительности сезонной навигации на трассе СМП в XXI веке. Оценки продолжительности сезона навигации сделаны для наиболее слабого ледового класса судов (навигация по чистой воде) и без учета ледокольной поддержки.

Для анализа длительности ледового сезона для современного периода анализировались ежедневные спутниковые данные [5] для сплоченности морского льда, полученные по данным пассивного микроволнового зондирования в 1979–2006 гг. Пространственное разрешение спутниковых данных составляет 25×25 км. Для сравнения использовались также данные HadISST [12] по наблюдениям для сплоченности морского льда с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ для того же периода.

Для оценки ожидаемых в XXI веке изменений характеристик ледового покрова использовались результаты численных экспериментов с глобальными климатическими моделями общей циркуляции атмосферы, океана и морского льда [8]. Расчеты с этими моделями использовались при подготовке 4-го Оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по оценке климатических изменений (IPCC) [6]. Анализировались результаты численных экспериментов с увеличением концентрации парниковых газов и аэрозоля в атмосфере согласно умеренному сценарию SRES-A1B. Были отобраны 6 моделей (IPSL-CM4, HadGEM1, HadCM3, CCSM3, GFDL_2.0 и GFDL_2.1), которые достаточно реалистично воспроизводят как годовой ход площади морского льда в Северном полушарии [11], так и особенности его пространственного распределения для периода 1980–1999 гг.

Продолжительность ледового сезона характеризовалась количеством дней в году со сплоченностью морского льда, превышающей 15 % [9–10].

На рис. 2 приведено пространственное распределение средней продолжительности в году ледового покрытия Арктического бассейна для периода 1980–1999 гг. по расчетам с глобальными климатическими моделями (*а–е*) и мультимодельному (среднему по ансамблю моделей) расчету (*ж*) в сопоставлении с данными наблюдений HadISST (*з*) и спутниковыми данными (*и*). В целом современные климатические модели способны адекватно воспроизводить среднюю продолжительность ледового сезона для современного климата. Результаты мультимодельного расчета (рис. 2*ж*) средней продолжительности ледового сезона для современного периода свидетельствуют о хорошем согласии с данными наблюдений. Наилучшее соответствие наблюдаемой продолжительности ледового сезона в Арктическом бассейне получено для моделей HadGEM1, IPSL-CM4, GFDL2.1 и CCSM3.

При этом модели способны достаточно реалистично воспроизводить не только средний режим ледового сезона, но и его изменения. На рис. 3 приведены изменения продолжительности ледового сезона для последнего десятилетия 1997–2006 гг. по спутниковым данным (*а*) и по результатам мультимодельных расчетов (*б*). Для большей части Арктического бассейна характерно уменьшение продолжительности сезонного ледового покрова, за исключением центральной полярной области (с круглогодичными многолетними морскими льдами) и западного сектора Арк-

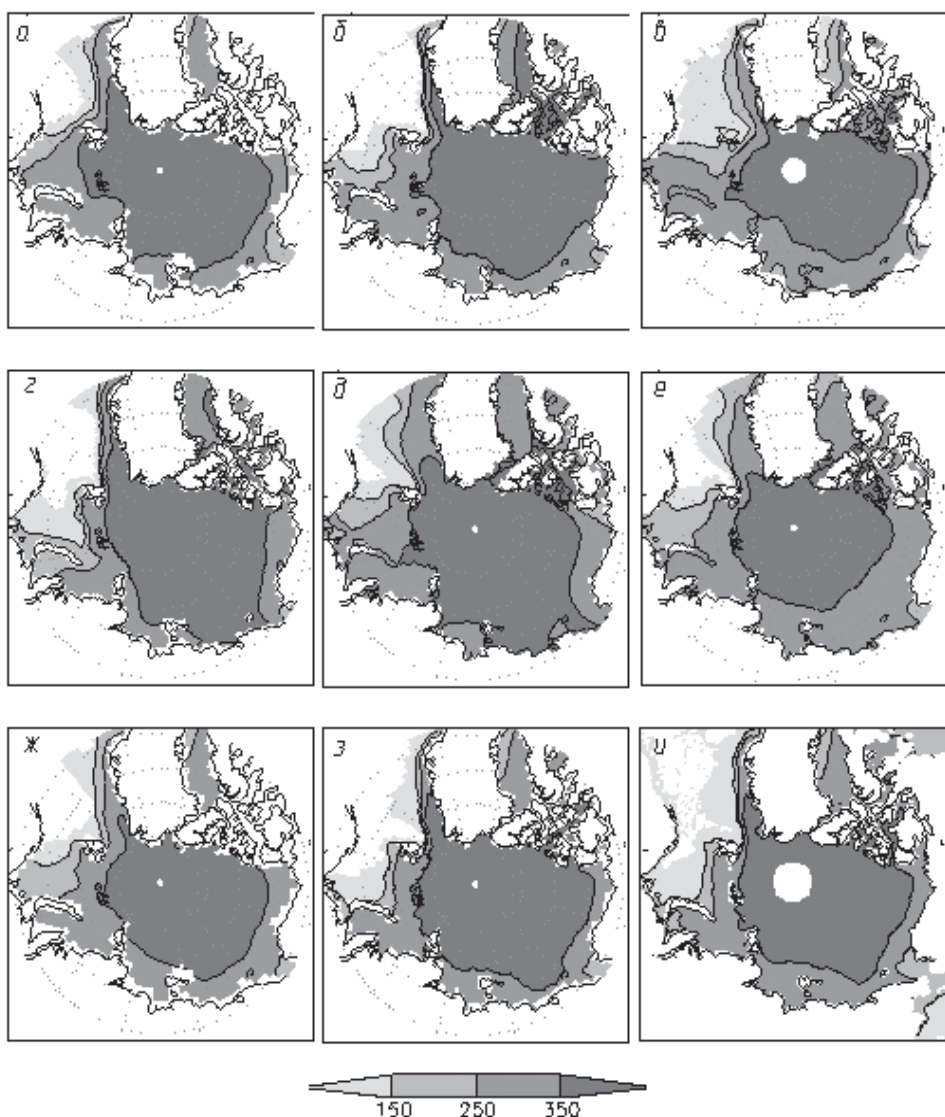


Рис. 2. Средняя продолжительность ледового сезона (в днях) для периода 1980–1999 гг. по расчетам с глобальными климатическими моделями IPSL-CM4 (а), HadGEM1 (б), HadCM3 (в), CCSM3 (г), GFDL2.0 (д), GFDL2.1 (е), мультимодельному расчету (ж) в сопоставлении с данными наблюдений HadISST (з) и спутниковыми данными (и)

тики с областями небольших положительных аномалий. Наиболее существенное уменьшение продолжительности ледового сезона отмечено для атлантического и восточного секторов Арктики. В целом результаты мультимодельных расчетов изменений продолжительности ледового сезона согласуются с данными наблюдений. При этом отмечена некоторая недооценка моделями изменений ледового сезона в восточном секторе Арктики (рис. 3б).

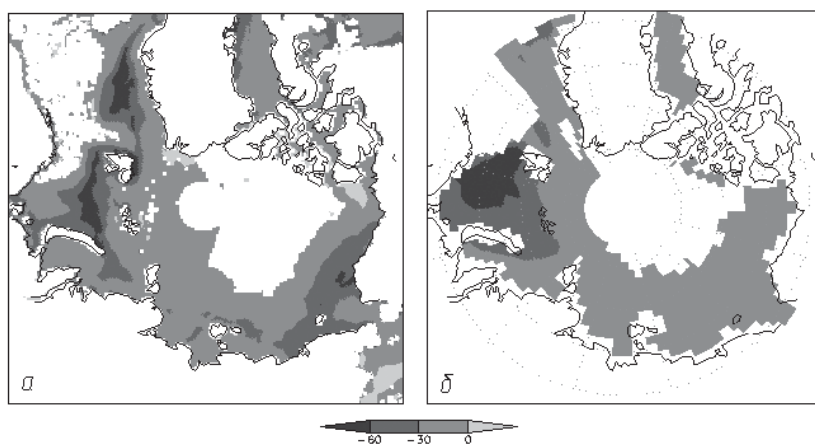


Рис. 3. Изменения продолжительности ледового сезона (в днях) для периода 1997–2006 гг. (относительно периода 1979–1988 гг.) по спутниковым данным (а) и по результатам мультимодельных расчетов (б)

Помимо традиционных прибрежных маршрутов, анализировались и более высокоширотные потенциальные трассы. Анализируемые маршруты трасс СМП приведены на рис. 4.

На рис. 5 представлено распределение числа дней в году (N) в зависимости от протяженности пути с открытой водой (τ) на различных трассах СМП для периода 1997–2006 гг. (сплошная линия) и 1979–1988 гг. (прерывистая линия) по спутниковым данным. Изменения $N(\tau)$ в последнее десятилетие по сравнению с предыдущим ($\Delta N(\tau)$) отмечены вертикальными столбцами. Согласно рис. 5 в 1997–2006 гг. по сравнению с 1979–1988 гг. увеличилась вероятность появления более

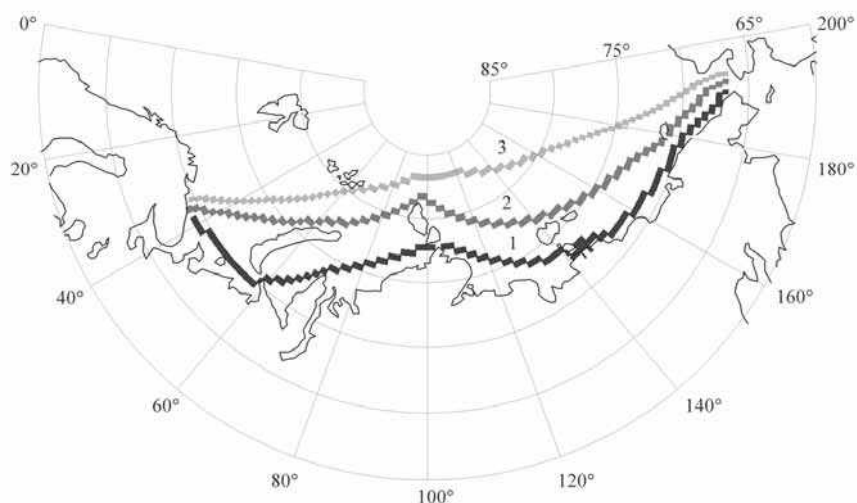


Рис. 4. Трассы СМП, для которых проводились расчеты:

1 – более низкоширотная, 2 – промежуточная и 3 – более высокоширотная

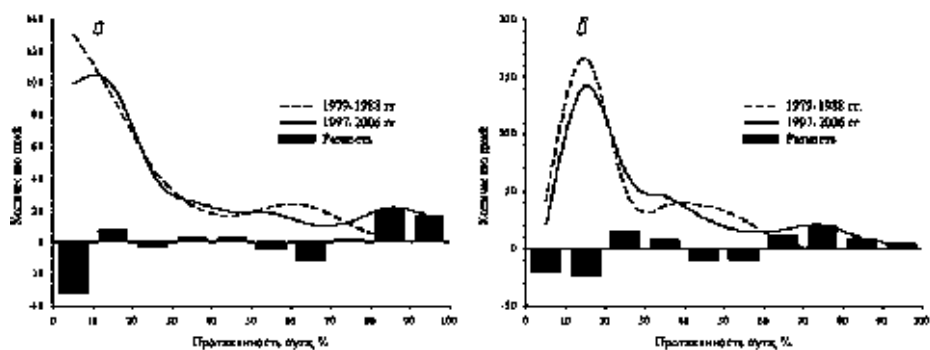


Рис. 5. Число дней в году N в зависимости от протяженности пути τ (%) с открытой водой для низкоширотной (а) и промежуточной (б) трасс СМП по спутниковым данным для периодов 1997–2006 гг. (сплошная линия) и 1979–1988 гг. (прерывистая линия). Вертикальными столбцами отмечена разность между сплошной и прерывистой линией

протяженных участков открытой воды. Так, для низкоширотной трассы (рис. 5а) $N(\tau > 80 \%)$ (повторяемость участков открытой воды, превышающих 80 % от общей длины пути), для периода 1997–2006 гг. увеличилась более чем на месяц (примерно на 35 дней). Для более высокоширотной трассы (рис. 5б) отмечено увеличение примерно на полтора месяца ($\Delta N \approx 43$ дня) при $\tau > 60 \%$ с наибольшим увеличением для τ в интервале 60–80 % (ΔN составляет порядка месяца).

С использованием результатов модельных расчетов проведен анализ ледовых условий, влияющих на продолжительность периода навигации в российских арктических морях в XXI веке, в частности при умеренном антропогенном сценарии SRES-A1B. При этом продолжительность сезона навигации на различных трассах СМП определялась количеством дней в году со сплоченностью морского льда не более 15 % одновременно для каждой ячейки трассы.

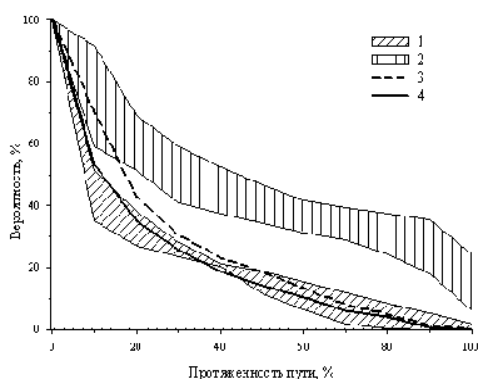


Рис. 6. Вероятность открытой воды на низкоширотной трассе СМП в зависимости от протяженности пути:

1 – диапазон модельных оценок для периода 1980–1999 гг., 2 – для периода 2080–2099 гг., 3 – спутниковые данные и 4 – данные HadISST для периода 1980–1999 гг.

На рис. 6 приведена кумулятивная функция распределения $P(\tau \geq \tau_0)$ протяженности пути с открытой водой на низкоширотной трассе СМП по модельным оценкам (1) в сопоставлении со спутниковыми данными (3) и данными наблюдений HadISST (4) для периода 1980–1999 гг. Значения кумулятивной функции $P(\tau \geq \tau_0)$ характеризуют вероятность реализации пути с открытой водой τ не короче τ_0 ($\tau \geq \tau_0$). Кумулятивные распределения построены для 4 моделей (HadGEM1, IPSL-CM4, GFDL2.1 и CCSM3), наиболее реалистично воспроизводящих характеристики ледового покрова на трассах СМП в условиях современного климата. Наклонной штриховкой (1) и вертикальной штриховкой (2) на рис. 6 выделены диапазоны оценок на основе результатов расчетов с 4 моделями для периода 1980–1999 гг. и при реализации антропогенного сценария SRES-A1B для периода 2080–2099 гг. соответственно. Согласно рис. 6 для современного периода лучше всего модельные расчеты соответствуют данным наблюдений при $\tau_0 > 50$ %.

В табл. 1 приведены значения (в сутках) кумулятивной функции распределения для разной протяженности пути с открытой водой на низкоширотной трассе СМП для 20-летних периодов в конце XX века (по наблюдениям и по модельным расчетам) и в конце XXI века (по модельным оценкам). В среднем по ансамблю моделей продолжительность навигационного сезона на низкоширотной трассе СМП к концу XXI века составит около 4 месяцев в году при длине пути с открытой водой τ более 70 % (при $\tau \geq 90$ % период навигации составит около 3-х месяцев).

Таблица 1

$P(\tau \geq \tau_0)$ (в сутках) протяженности пути
по открытой воде ($\tau_0 = 60$ %, 70 %, 80 %, 90 %) для низкоширотной трассы СМП
по данным наблюдений и модельным оценкам

τ_0 , %	1980–1999 гг.		2080–2099 гг.
	Наблюдения	Модельные оценки	Модельные оценки
60 %	39 + 49	42 (± 13)	133 (± 20)
70 %	22 + 30	25 (± 15)	123 (± 20)
80 %	15 + 18	14 (± 14)	111 (± 22)
90 %	3 + 5	7 (± 9)	95 (± 27)

. В скобках приведены стандартные отклонения оценок для ансамбля из 4-х моделей

В данной работе с использованием данных наблюдений и модельных расчетов проведен анализ продолжительности сезона навигации на трассах СМП с открытой водой. Средние по ансамблю анализирувавшихся моделей продолжительности ледового сезона для современного периода достаточно хорошо согласуются с данными наблюдений. При этом модели способны адекватно воспроизводить не только среднюю продолжительность ледового сезона, но и ее изменения. Отмечена некоторая недооценка моделями изменений продолжительности ледового сезона в восточном секторе Арктики для современного периода. Сделаны количественные оценки возможных изменений продолжительности навигации в XXI веке при умеренном антропогенном сценарии SRES-A1B.

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ, программ РАН и Минобрнауки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриев В.Г., Фролов И.Е. Современная ситуация в Арктической зоне РФ, перспективы и возможные пути социально-экономического развития региона: Аналитический доклад. СПб.: ААНИИ, 2006. 39 с.

2. Катцов В.М. и др. Моделирование эволюции ледяного покрова Мирового океана в XX и XXI веках // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. С. 165–181.
3. Мохов И.И., Хон В.Ч., Рекнер Э. Изменения ледовитости Арктического бассейна в XXI веке по модельным расчетам: Оценка перспектив Северного морского пути // Доклады РАН. 2007. Т. 414. С. 814–818.
4. Проблемы Северного морского пути / СОПС РАН. М.: Наука, 2006. 581 с.
5. Cavalieri D. J. et al. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104(C7). P. 15,803–15,814.
6. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. S. Solomon et al. (eds.). Cambridge Univ. Press. Cambridge. 996 p.
7. Khon V.Ch., Mokhov I.I., Roeckner E. Changes of seasonal ice area in the Arctic Ocean from model simulations with IPCC SRES scenario // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. J.Cote (Ed.). Geneva: WMO/TD–No. 1397. 2007. P. 7.3–7.4.
8. Meehl G.A. et al. The WCRP CMIP3 multimodel dataset – A new era in climate change research // Bulletin of the American Meteorological Society. 2007. Vol. 88 (9). P. 1383–1394.
9. Parkinson C. L. Spatial patterns of increases and decreases in the length of the sea ice season in the North Polar region, 1979–1986 // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 14,377–14,388.
10. Parkinson C. L. Variability of Arctic sea ice: the view from space, an 18-year record // Arctic. 2000. Vol. 53. P. 341–358.
11. Parkinson C. L., Vinnikov K. Y., Cavalieri D. J. Evaluation of the simulation of the annual cycle of Arctic and Antarctic sea ice coverages by 11 major global climate models // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. doi:10.1029/2005JC003408.
12. Rayner N.A. et al. 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, doi:10.1029/2002JD002670.

V.CH.KHON, I.I.MOKHOV

ANALYSIS OF SEA ICE CONDITIONS IN THE ARCTIC BASIN AND PERSPECTIVES OF THE NORTHERN SEA ROUTE IN THE 21ST CENTURY

Current and expected climatic changes in the Arctic basin, including the characteristics of the ice cover affecting the navigation duration on the Northern Sea Route (NSR) were estimated. The ability of modern climate models to reproduce the average duration of ice season, and its change for the past decades was evaluated. The multi-model averaged values of the ice season duration for the present period are in a good agreement with observations. Some model underestimations of the ice season changes are noted in the eastern Arctic for the present period. The duration of the navigation season on the Northern Sea Route in the 21st century was estimated for the ensemble of climate models with moderate anthropogenic scenario SRES-A1B.

АЙСБЕРГИ И ЛЕДНИКИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ

ЧАСТЬ 1. ОСНОВНЫЕ ПРОДУЦИРУЮЩИЕ ЛЕДНИКИ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЙСБЕРГОВ

И.В.БУЗИН¹, А.Ф.ГЛАЗОВСКИЙ², Ю.П.ГУДОШНИКОВ¹, А.И.ДАНИЛОВ¹,
Н.Е.ДМИТРИЕВ¹, Г.К.ЗУБАКИН¹, Н.В.КУБЫШКИН¹, А.К.НАУМОВ¹,
А.В.НЕСТЕРОВ¹, А.А.СКУТИН¹, Е.А.СКУТИНА¹, С.И.ШИБАКИН³

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² – Институт географии РАН, г. Москва

³ – ООО «Севморнефтегаз», г. Москва

Айсберги являются продуктом деятельности выводных ледников и наиболее опасным элементом природной среды для судоходства и функционирования инженерных сооружений и коммуникаций, расположенных в шельфовой зоне арктических и субарктических морей. Без учета данного феномена освоение природных ресурсов сопряжено с повышенным риском как с точки зрения безопасной добычи полезных ископаемых на материковом шельфе и транспортировки сырья, так и с точки зрения минимизации ущерба, наносимого природной среде при последствиях возможных столкновений айсбергов с сооружениями в море. Исследования айсбергов в Баренцевом море, результаты которых представлены в данной статье, выполнены ААНИИ в последнее десятилетие. Они базируются на анализе архивных данных об обнаруженных айсбергах за период 1891–1991 гг. и на данных, полученных в результате проведения специализированных наблюдений в экспедициях 1992, 2003–2007 гг.

В силу большого объема исследований работа разделена на две части. В первой характеризуются ледники, описываются распространение и морфометрия айсбергов. Во второй части рассмотрены вопросы динамики айсбергов по натурным данным и модельным расчетам, оценки вероятностей появления айсбергов в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ) и столкновения айсбергов с платформой, а также опыт ААНИИ по реализации методики активного воздействия на айсберги. Примыкает к данному исследованию статья настоящего сборника (Н.В.Кубышкина и др.) о физико-механических свойствах айсбергов и ледников.

В 2003 г. было обнаружено вторжение аномально большого количества айсбергов в центральную и юго-восточную часть Баренцева моря. Данное обстоятельство послужило толчком для проведения специализированных исследований для оценки вероятности и частоты появления айсбергов на акватории Штокмановского газоконденсатного месторождения. В период 2003–2007 гг. в рамках ледовых изыскательских работ для обеспечения освоения Штокмановского газоконденсатного месторождения ААНИИ выполнил большой объем работ по исследованиям айсбергов Баренцева моря и ледников архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. В результате анализа собранных материалов наблюдений были получены новые данные о пространственном распределении айсбергов, размерах и их динамике, прочностным свойствам. Анализ профилей температуры в толще ледников и айс-

бергов позволил идентифицировать источники происхождения айсбергов с различных архипелагов. Для некоторых ледников был обнаружен факт ускорения их деградации. При этом изменились географические очертания берегов, появились новые объекты на картах, изменилась гидрографическая и навигационная обстановка.

Кроме перечисленных экспедиционных исследований, в ААНИИ запланирован и выполняется большой объем работ по исследованиям ледников и айсбергов в рамках Международного полярного года. Данные, полученные в ходе проведения экспедиционных работ 2007–2008 гг., наряду с другой информацией, собранной мировым сообществом в полярных регионах, позволят более точно оценить влияние эффекта современного потепления на поведение ледников, изменения в пространственном распределении айсбергов, времени их существования, риски и экологическую безопасность в районе ШГКМ и на акватории моря в целом, организацию мониторинга опасных ледяных образований и их менеджмента.

Источниками айсбергов, распространяющихся на акватории Баренцева моря, являются арктические архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля (о. Северный) и некоторые арктические острова (о. Ушакова и о. Виктория). В качестве отдаленного источника айсбергов может выступать Северная Земля [9, 25]. В настоящее время на всех архипелагах баренцевоморского региона продолжается сокращение ледяного покрова, начавшееся на Шпицбергене и Новой Земле примерно с конца XIX – начала XX вв., а на ЗФИ – со второго десятилетия XX в. Сокращение оледенения выражается в отступании кромок ледников и понижении поверхности куполов, уменьшении скорости движения и толщины выводных ледников [6, 20, 29].

Образование айсбергов происходит от ледников трех типов – ледниковых куполов, выводных и шельфовых ледников. Ледниковые купола наиболее распространены на ЗФИ и Шпицбергене (преимущественно о. Северо-Восточная Земля), о. Ушакова и Виктория. Выводные ледники присутствуют на всех трех архипелагах. Шельфовые ледники в бассейне Баренцева моря имеются в настоящее время только на ЗФИ (2 ледника – на о. Земля Георга и о. Джексона) [6, 15, 20]. В краевых прибрежных частях куполов, обрывающихся в море, скорости движения льда составляют до 6–8 м/год. В выводных ледниках скорость движения льда лежит в диапазоне от нескольких десятков (Новая Земля, ЗФИ) до нескольких сотен метров в год (Шпицберген) [6, 15, 20, 26]. Протяженность ледниковых фронтов архипелага Шпицберген, образующих айсберги, составляет порядка 1000 км [15, 16]. Для Новой Земли протяженность ледниковых фронтов составляет на 2001 г. – 229,9 км, из них 164,3 км для Западного берега и 65,6 км для Восточного берега соответственно. Для ЗФИ общая протяженность заканчивающихся в море ледниковых фронтов составила 2510 км, из которых 1606 км на 2001 г. являлись айсбергопродуцирующими. Суммарная протяженность тех их участков, где за последние 50 лет отмечены заметные изменения (наступление или отступление более чем на 200 м), оказалось равным 820 км [14]. Острова Виктория и Ушакова имеют почти исключительно ледяные берега [6].

Для ледников Шпицбергена известно явление т.н. сёрджа (*surge* – подвизжка, англ.). Сёрджи характеризуются увеличением скорости ледника на несколько порядков и обычно сопровождаются его быстрым наступлением и переносом массы льда из верхней зоны ледника (зона аккумуляции) в нижнюю зону. В случае, если ледник приливной (т.е. оканчивается в море), сёрдж проявляется в увеличении количества образующихся айсбергов. Отметим, что согласно исследованию Даудсвелла и Вильямса [18] в Российской Арктике следы прошлых сёрджей ледников обнаружены только на Новой Земле (для 3-х ледников) и Северной Земле (для 2-х ледников).

Последняя оценка айсбергообразования на Шпицбергене выполнена в работе [20]. В соответствии с этим источником, поток льда на продуцирующих фронтах оценивается как $3 \pm 1 \text{ км}^3/\text{год}$, а годовое отступление ледников составляет порядка 1 км^3 . Таким образом, полная потеря льда за счет айсбергообразования равна $4 \pm 1 \text{ км}^3/\text{год}$, что близко к оценкам работы [11]. Айсберговый сток Земли Франца-Иосифа по данным А.Ф.Глазовского [23] составляет порядка $4,4 \text{ км}^3/\text{год}$ ($4,0 \text{ км}^3/\text{год}$ — поток льда на продуцирующих ледниковых фронтах, $0,4 \text{ км}^3/\text{год}$ — годовое отступление ледников). Согласно оценкам этого исследователя, общие потери льда на образование новоземельских айсбергов составляют около $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$ ($1,0 \text{ км}^3/\text{год}$ — поток льда на продуцирующих фронтах; $0,5 \text{ км}^3/\text{год}$ — годовое отступление ледников). Необходимо уточнить, что приведенные выше оценки айсбергового стока несколько превышают значения, опубликованные А.Ф.Глазовским и Ю.Я.Мачеретом в монографии [14] — $4 \text{ км}^3/\text{год}$ и $1 \text{ км}^3/\text{год}$, соответственно. Значения айсбергового стока островов Ушакова и Виктория, приведенные в работе [6], невелики и составляют $0,01$ и $0,001 \text{ км}^3/\text{год}$ соответственно. Оценки айсбергового стока с Северной Земли дают величину в пределах $0,4\text{--}0,8 \text{ км}^3/\text{год}$ [6, 10, 11]. Согласно исследованиям Даудсвелла и др. [19], эта величина для Северной Земли может быть не менее $0,7 \text{ км}^3/\text{год}$.

Значительный интерес представляет вопрос изменчивости айсбергового стока внутри года. Известно, что для российских арктических архипелагов и островов наибольший айсберговый сток наблюдается в июле–августе [6]. При этом для ЗФИ максимальный айсберговый сток отмечается в августе, а для Новой Земли — с июня по август. Максимальный айсберговый сток на ледниках Шпицбергена, согласно общепринятым оценкам, наблюдается в августе–сентябре (А.Ф.Глазовский, личное сообщение, 2007).

Говоря об айсберговом стоке с различных архипелагов, следует иметь в виду, что распространение айсбергов от мест образования может быть серьезным образом затруднено и ограничено местной батиметрией (глубины у ледников и во фьордах, наличие отмелей и подводных порогов, отделяющих фьорды от моря). Крупные айсберги могут сесть на мель в прибрежных мелководных районах и оставаться там длительное время, вплоть до разрушения. По мнению Даудсвелла, большинство небольших айсбергов, обломков и кусков айсбергов, отколовшихся во фьорды Шпицбергена, разрушаются там же, не доходя до открытого моря [15]. Наблюдения в заливе Русская Гавань (Новая Земля) показали, что открытого моря достигают лишь единичные экземпляры (т.е. менее 1 % от образовавшихся айсбергов, обломков айсбергов и более мелких фракций) [4]. Таким образом, количество айсбергов, достигших моря и реально вовлеченных в свободный дрейф, существенно меньше, чем общее количество образовавшихся айсбергов.

Между морфометрическими параметрами айсберга и ледником, его породившим, существуют определенные зависимости. В самом общем виде эти закономерности можно описать так: наиболее крупные столообразные айсберги (несколько сотен метров в поперечнике) порождаются шельфовыми ледниками и ледяными куполами. Число таких айсбергов, как правило, невелико. Расположенные во фьордах выводные ледники продуцируют айсберги меньших размеров и зачастую неправильной формы. Активные ледники производят большое количество айсбергов малых размеров и неправильной формы; количество айсбергов от малоактивных ледников меньше, но их размеры могут быть большими, чем от активных. Ледники, подверженные сёрджам, в короткий период фазы сёрджа производят очень большое количество малых айсбергов (менее 50 м в длину) неправильной формы [15, 17]. Эти обобщения хорошо согласуются с различными описаниями айсбергов, выполненными в разное время у Шпицбергена, ЗФИ и Новой Земли [8, 25], а также собственными исследованиями авторов.

В настоящее время в ААНИИ собрана база данных наблюдений за айсбергами, описывающая около 23700 айсбергов различной формы. Массив наблюдений охватывает период с 1928 по 2007 г., который можно разделить на 2 группы:

- данные 1928–1991 гг. содержат в основном информацию о дате обнаружения, количестве айсбергов и их местоположении; большая часть сведений, относящихся к данному периоду, — результаты авиаразведок, регулярно проводившихся вплоть до 1991 г.;

- данные 1992, 2002–2007 гг., которые помимо сведений о дислокации айсбергов и их обломков содержат информацию об их морфометрических особенностях, полученную с помощью современных методов в ходе проведения экспедиционных исследований и организации мониторинговых наблюдений.

Таким образом, массив данных по фиксациям охватывает периоды 1928–1992 гг., 2002–2007 гг. и насчитывает около 23500 записей, причем основой служит информация, полученная в ходе проведения авиаразведок.

Массив морфометрических наблюдений охватывает периоды 1991–1992 гг., 2003–2007 гг. и содержит информацию о характеристиках более 1800 исследованных айсбергов различных форм. Особо отметим, что данные, относящиеся к 2003–2007 гг., — материалы экспедиционных исследований ААНИИ в северо-восточной части Баренцева моря. За указанный период по данным визуальных наблюдений и материалам аэрофотосъемки, радиолокационной, гидролокационной подводной фото- и видеосъемки была получена информация о морфометрических параметрах почти 1200 айсбергов, зафиксированных в северо-восточной части Баренцева моря [2, 7, 30].

Согласно имеющимся данным, количество айсбергов, зафиксированных в Баренцевом море в течение одного года наблюдений, значительно менялось (рис. 1).

Наибольшее число фиксаций было отмечено в 1989 г. (1384 айсберга, что составляет 5,8 % от общего числа наблюдений), 1992 г. (5,2 % от общего объема данных), 2007 г. (4,9 % от общего числа данных) и в 1960 г. (4,5 % от общего объема наблюдений).

Согласно архивным данным, наблюдения за айсбергами во время проведения авиаразведок и судовых рейсов охватывали практически весь год в период с 1950 по 1991 гг. Для остальных лет сведения носят отрывочный характер, разведки выполнялись лишь в отдельные месяцы без какой-либо периодичности. Среднее

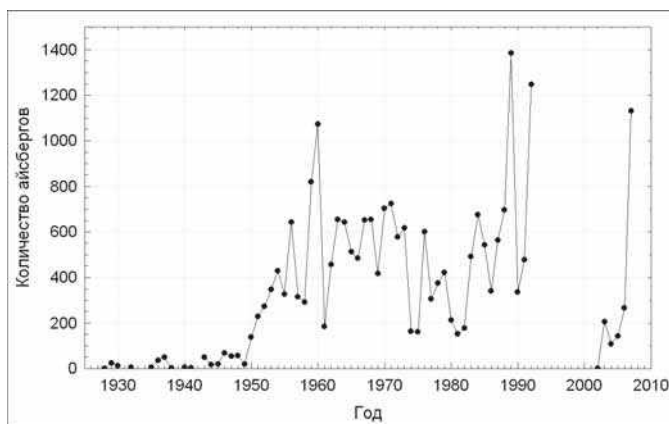


Рис. 1. Многолетняя изменчивость числа айсбергов, обнаруженных на акватории Баренцева моря в период с 1928 по 2007 г.

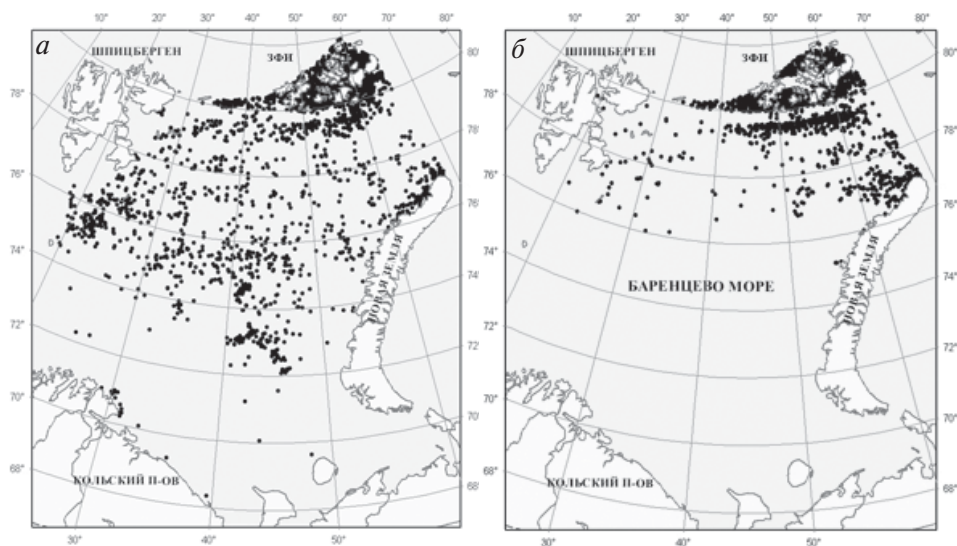


Рис. 2. Местоположение айсбергов, их обломков и кусков, обнаруженных в Баренцевом море в апреле–мае (а) и в сентябре (б) в период с 1928 по 2007 г.

число полетов для указанного периода составило 42 при среднем квадратическом отклонении 17 полетов, среднее число зафиксированных в течение года айсбергов – 481 при среднем квадратическом отклонении 255 айсбергов.

Отметим, что в 1989 г. при максимальном числе зафиксированных айсбергов было выполнено максимальное число разведок. В 1960 г. число разведок было близко к среднему за период 1950–1991 гг., в то время как общее количество зафиксированных айсбергов превышало среднее число фиксаций в 2,2 раза.

Коэффициент корреляции между числом айсбергов, зафиксированных на акватории Баренцева моря в течение года, и количеством выполненных разведок для периода 1950–1991 гг. составляет 0,8, а между общим числом фиксаций и средним числом айсбергов, зафиксированных во время одной разведки, – 0,6.

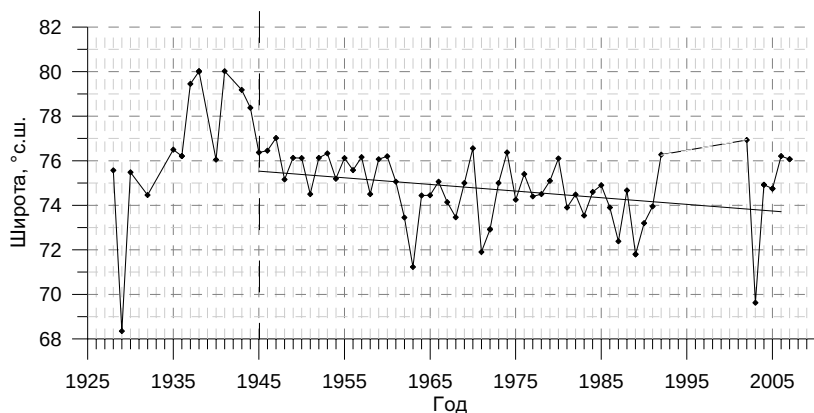


Рис. 3. Многолетняя изменчивость положения южной границы распространения айсбергов, обломков и кусков в Баренцевом море в период с 1928 по 2007 гг.

Для сезонной изменчивости числа айсбергов, обнаруженных на акватории Баренцева моря, характерно 2 пика фиксации: в апреле–мае и в сентябре (рис. 2). Таким образом, можно предположить, что айсберги, находящиеся в сентябре вблизи районов образования, к апрелю–маю распространяются по акватории моря. Небольшое количество разведок с октября по март не позволяет проследить динамику этого процесса, а уменьшение числа айсбергов объясняется их выносом с акватории Баренцева моря между арх. Шпицберген, арх. Земля Франца-Иосифа и о. Новая Земля.

На акватории моря айсберги распространены неравномерно. Максимальное их число наблюдается вблизи очагов образования, с уменьшением широты число зафиксированных айсбергов уменьшается.

Многолетняя изменчивость положения южной границы распространения айсбергов (рис. 3) показывает, что в период с 1928 по 2007 гг. зафиксировано только 2 случая, когда южная граница распространения айсбергов располагалась южнее 70° с.ш. (1929 и 2003 гг.).

В четырех случаях не было обнаружено ни одного айсберга южнее 79° с.ш. (1937, 1938, 1941 и 1943 гг.). Кроме того, в период с 1945 по 2007 г., наблюдается смещение границы распространения айсбергов к югу (рис. 3).

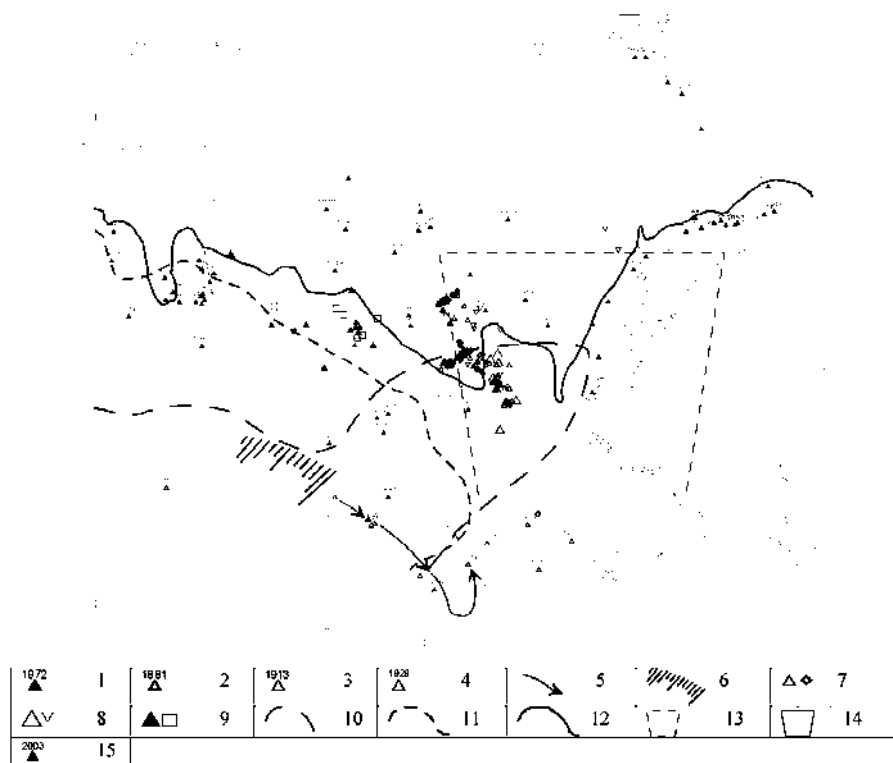


Рис. 4. Случаи наиболее южных фиксаций айсбергов в Баренцевом море по данным различных источников и распределение айсбергов в 2003 г.:

1 – архив данных ААНИИ (1928–1993 гг.); 2 – случаи 1881 г.; 3 – случаи 1913 г.; 4 – случаи 1929 г.; 5 – генеральный дрейф айсбергов в 1929 г.; 6 – район обнаружения айсбергов в 1881 и 1929 гг.; 7 – айсберги и обломки, май 2003 г. (экспедиция ААНИИ); 8 – айсберги по данным RADARSAT за 02 и 12.05.03; 9 – айсберги по данным ENVISAT за 02 и 05.05.03; 10 – кромка льда на 02.06.1881; 11 – кромка льда на 06.05.1929; 12 – кромка льда за 26-29.04.03; 13 – области снимков RADARSAT за 02 и 12.05.03; 14 – области снимков ENVISAT за 02 и 05.05.03; 15 – айсберги, обнаруженные летом и осенью 2003 г.

Известно, что наибольшее количество айсбергов в Баренцевом море отмечается у источников их образования — архипелагов ЗФИ, Шпицберген и Новая Земля. Однако в отдельные годы айсберги могут распространяться далеко на юг и достигать побережья Норвегии и России. Подробное описание таких экстремальных случаев, основанное на анализе различных источников, приведено в работах [3, 31]. На рис. 4 представлены случаи наиболее южного проникновения айсбергов в Баренцевом море до 2005 г., построенные по данным различных источников (опубликованные работы, архив данных ААНИИ, экспедиционные исследования, спутниковые снимки) [3].

Известно, по крайней мере, два надежно документированных случая обнаружения айсбергов у южного побережья Баренцева моря — в 1881 и 1929 гг. (рис. 4). Появление айсбергов в первой половине июня 1881 г. у побережья Финнмарка детально описано в [24]. Авторы сообщают о нескольких айсбергах, наибольший из которых имел длину около 1 км и высоту порядка 25–30 м. Продвижение айсбергов так далеко на юг проходило на фоне исключительно суровой ледовой обстановки — в июне 1881 г. кромка льда достигла экстремально южного положения и находилась на удалении 10–20 км от побережья Восточного Финнмарка. Принимая во внимание свидетельства местных жителей, высаживавшихся на лед, и полагая плотность морского льда равной 900 кг/м^3 , толщина льда была оценена этими авторами в 1,5 м, что соответствует толстому однолетнему льду.

В мае 1929 г. 22 айсберга и огромное количество обломков и осколков было обнаружено у Финнмарка восточнее 23° в.д. Большинство этих айсбергов имело высоту надводной части 6–8 м и горизонтальные размеры около 60×30 м. Максимальная высота айсберга составляла около 23 м [28]. В.Ю. Визе [5] сообщает об айсбергах, количеством более 10 шт., дрейфовавших в апреле–июле на восток вдоль побережья Норвегии и Кольского п-ова. Высота айсбергов была до 12 м над уровнем моря. В апреле айсберги наблюдались на 71° с.ш. и $34,5^\circ$ в.д., в первую декаду мая они оказались у побережья Мурман. В дальнейшем, занесенные ветрами и течениями в Воронку Белого моря, они удерживались под Канинским берегом в течение июня [8]. В июле 1929 г. один айсберг был обнаружен западнее северной части о. Колгуев [1] (рис. 4).

Экстремальные случаи распространения отдельных айсбергов в южные районы Баренцева моря были зарегистрированы, согласно данным наблюдений ААНИИ, в 1933, 1942, 1963, 1971, 1982 и 1989 гг. Аномальными также следует признать два случая наблюдения айсбергов в районе о. Колгуев (восточнее острова и в Поморском проливе) в июне 1913 г. [1], а также обломка айсберга (высота ~4 м, размеры ~ 10×20 м), обнаруженного 20.05.2003 северо-западнее острова [12] (рис. 4). Мы обладаем крайне скупой информацией относительно случая 1913 г., возможно, небольшие айсберги, достигшие о. Колгуев с севера, были вовлечены существующим течением в циркуляцию по часовой стрелке — и таким образом один из них мог оказаться в Поморском проливе. По сведениям [21], весной 1939 г. с маяка в п. Гамвик (Восточный Финнмарк) были замечены два айсберга.

Говоря об экстремальном распространении айсбергов, следует особо выделить случай 2003 г., когда на акватории Штокмановского ГКМ и вблизи него экспедицией ААНИИ было встречено аномально большое количество айсбергов и их обломков. В период с 1 по 15 мая 2003 г. по результатам ледовых авиаразведок и наблюдений с борта НЭС «Михаил Сомов» было зафиксировано 109 айсбергов и их обломков, причем в течение одного дня был обнаружен 41 айсберг/обломков [12]. Размеры объектов составляли по визуальной и инструментальной оценке от 10–20 до 450 м, а высота — от 3 до 10 м над уровнем моря. Сопоставление экспедиционных данных 2003 г. с данными спутниковых наблюдений для начала

мая 2003 г. показало широкое распространение айсбергов по акватории Баренцева моря в этот период [31] (рис. 4). Интересно отметить, что айсберги оставались в центральной части моря и позднее — по сообщениям «Севморнефтегаз», в июле 2003 г. с судна, выполняющего геофизическую съемку на акватории месторождения, видели гротообразный (разрушающийся) айсберг [3].

Следует отметить, что все исследования отмечают характерную деталь — наиболее южному проникновению айсбергов в Баренцевом море предшествовали продолжительные (3–5 месяцев) периоды с ветрами преимущественно северных направлений.

Айсберги представляют собой физические объекты, исследования которых сопряжены с определенными трудностями. Прямые измерения параметров айсберга возможны только в исключительных случаях, когда высадка специалистов на айсберг безопасна. Контактными измерениями на айсберге могут быть определены температура в его толще, прочностные свойства льда, горизонтальные и вертикальные (надводная часть) размеры.

С помощью дистанционных методов измерений можно получить информацию о морфометрических характеристиках айсбергов, их динамике, распределении на акватории. К таким методам можно отнести аэрофотостереосъемку с последующей фотограмметрической обработкой снимков. Эта методика, наряду с определением горизонтальных размеров, дает возможность построить трехмерные модели надводной поверхности айсбергов [2].

Данные гидролокационной и технической подводной видеосъемки позволяют оценить размеры подводной части айсбергов, построить ее трехмерную модель [7]. Привлечение радиолокационных методов дает возможность оценить общую толщину айсбергов и фронтальных зон ледников.

Таким образом, использование аэрофотосъемки совместно с гидролокацией и радиолокационным зондированием позволяет достаточно точно описать фигуру айсберга, оценить его массу.

Для расчета нагрузок на сооружения кроме морфометрических характеристик айсбергов необходимо иметь данные о прочности айсбергового льда и динамике айсбергов. Прочностные характеристики определяются традиционными в ледотехнике методами.

Наблюдения за перемещением айсбергов при помощи автономных координатных систем позволяют рассчитать скорость движения объекта с достаточной степенью точности. Подобные наблюдения в Баренцевом море активно проводились в 1980–90 гг. XX века с помощью автономных буев «ARGOS». В последние годы для определения координат айсбергов применялись разработанные в АНИИ автоматические буи на базе спутниковой системы связи «ИНМАРСАТ». К достоинствам этих буев можно отнести задаваемую дискретность в определении координат и хорошую точность (50 м в отличие от 200 м для буев «ARGOS»). Недостатком подобных буев является неустойчивая работа на широте выше 78° с.ш.

Наблюдения за формой айсбергов, согласно архивным данным, начали проводиться с 1968 г. В настоящее время имеются данные о форме 5660 айсбергов, зафиксированных на акватории Баренцева моря.

Материалы авиаразведок и судовых наблюдений, а также данные специальных программ, посвященных исследованию айсберговой проблемы (IDAP, ICEBASE), показали, что в Баренцевом море могут встречаться следующие разновидности форм айсбергов: обломок айсберга, кусок айсберга, столообразный айсберг, пирамидальный айсберг, куполообразный айсберг и разрушающийся айсберг [13].

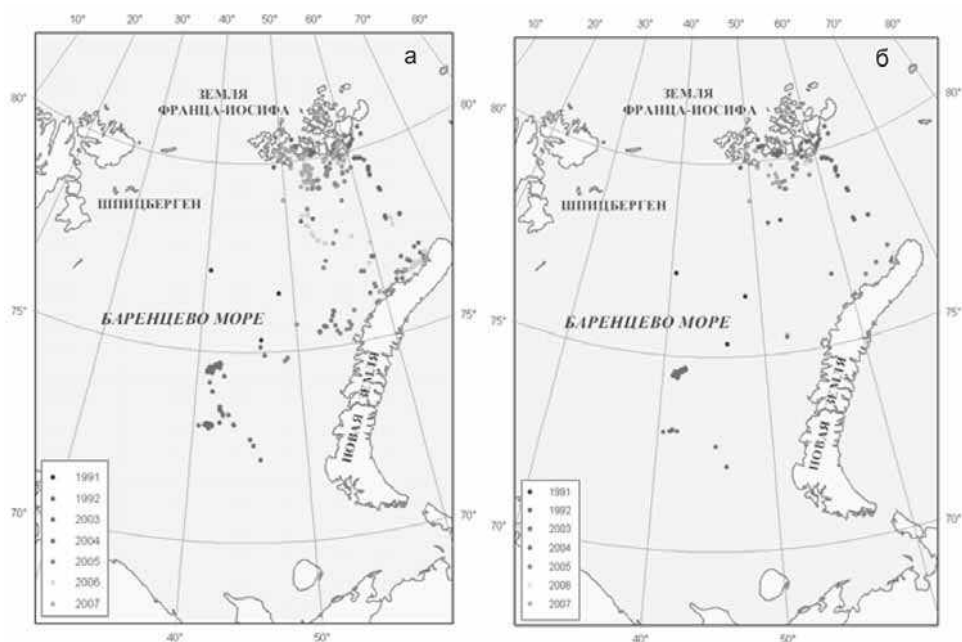


Рис.5.Местоположение айсбергов с известными морфометрическими характеристиками:
а – по данным визуальных и инструментальных наблюдений; *б* – по данным АФС

Наиболее часто на акватории Баренцева моря встречаются обломки айсбергов (70,2 %). На долю кусков приходится 4,4 % наблюдений [30]. Следует отметить, что в основе имеющегося материала лежат данные авиаразведок (визуальных наблюдений), специфика которых такова, что заметить и зафиксировать куски айсбергов, а, кроме того, отличить их от небольших обломков на чистой воде или выделить на восторженном поле удастся далеко не во всех случаях. Поэтому разумно объединить обломки и куски айсбергов в одну группу. Следовательно, согласно [13] преобладающей группой в Баренцевом море (75 %), является группа айсбергов, высота которых над уровнем моря не превышает 5 м, площадь по ватерлинии – 300 м².

Приведенные ниже оценки различных параметров айсбергов получены по данным специальных программ IDAP, ICEBASE и по результатам экспедиционных исследований ААНИИ в Баренцевом море. Данные охватывают период 1991, 1992, 2003–2007 гг. Местоположение исследованных айсбергов представлено на рис. 5. Измерения, послужившие основой для получения приведенных оценок, выполнены с помощью современных технических средств: аэрофотосъемка надводной части, гидролокационная и техническая подводная видеосъемка подводной части, радиолокационная съемка.

Всего за указанный период были исследованы морфометрические характеристики 1866 айсбергов из которых 1572 – по данным визуальных наблюдений, 294 – по данным аэрофотосъемки. Для 13 айсбергов осадка была измерена по данным гидролокации, для 47 – с помощью радиолокационной съемки была получена оценка толщины.

Наибольший объем данных по морфометрии (сведения о 500 айсбергах, что составляет 47 % от общего числа данных по морфометрии айсбергов) был получен в 2007 г., экспедиционная программа которого была полностью ориентирована на изучение фронтальных зон выводных ледников и мониторинг айсбергов. Большая

часть исследовательских работ экспедиции «Штокман-2007» (период проведения — апрель—май 2007 г.) была выполнена в районе выводных ледников арх. Земля Франца-Иосифа и о. Новая Земля, причем наблюдения охватывали существенно большее число ледников, чем наблюдения 2003—2006 гг.

Кроме того, в сентябре—октябре 2007 г. в рамках Международного полярного года (МПГ) наблюдения за айсбергами проводились в сентябре (экспедиция «Сомов — лето — МПГ — 2007»). В результате этих исследований были определены районы образования и компактного скопления больших столообразных айсбергов: 1) залив Елены Гульд о. Земля Вильчека, 2) проливы между о. Солсбери, Луиджи, Чамп; 3) залив Географов о. Земля Георга. Глубины в этих районах превышают 100 м. Большинство из обнаруженных айсбергов находились на плаву. Следовательно, при благоприятных синоптических условиях до становления припая ничто не препятствует выходу больших айсбергов из данных районов в глубоководные проливы Маркема, Британский Канал и Австрийский пролив, а далее — на акваторию Баренцева моря.

Наибольшее число данных о размерах айсбергов описывает плановые размеры (длину и ширину) надводной части. Вычисление основных статистических характеристик этих параметров по данным визуальных и инструментальных наблюдений показывает, что среднеплановые размеры айсбергов составляют 78×56 м, если учитывать при расчете обломки и куски, и 96×66 м без учета обломков и кусков.

Отметим, что данные визуальных наблюдений — субъективные данные, которые содержат погрешности, вызванные условиями проведения наблюдений. Наиболее достоверная информация — результаты прямых и дистанционных методов измерений. На рис. 5б показано местоположение айсбергов, для которых оценки морфометрических параметров были получены по результатам фотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемки (АФС), проводившейся в 2003—2007 гг. в северо-восточной части Баренцева моря. Согласно полученным данным, средние плановые размеры айсбергов (как дрейфующих, так и находившихся в момент проведения АФС на мели) составили 147×79 м, при среднем квадратическом отклонении для длины 111 м и для ширины — 48 м.

При изучении айсбергов наибольший интерес, как правило, представляли не куски и обломки, а более крупные формы. Кроме того, проведение измерений вблизи айсбергов небольших размеров или непосредственно на их поверхности небезопасно и рискованно. При выборе аэрофотоснимков для фотограмметрической обработки определение кусков и обломков затруднительно, особенно если они находятся во второшенном поле (поскольку размеры этих форм айсбергов сравнимы с размерами больших торосов). Следовательно, данных о размерах и массах, характерных для кусков айсбергов и их обломков, значительно меньше, чем для других форм. Этим объясняется смещение значений основных статистических характеристик, полученных по данным АФС, от соответствующих значений, полученных по выборке, включающей визуальные наблюдения, в большую сторону. Поэтому еще раз отметим, что приведенные ниже характеристики, полученные по данным АФС, описывают айсберги, форма которых отлична от обломков и кусков.

Согласно имеющимся данным, длина айсбергов может быть аппроксимирована логарифмически нормальным распределением с параметрами масштаба $m = 114,17$ и формы $a = 0,723$; ширина — гамма-распределением с параметрами $\lambda = 0,0365$, $\alpha = 2,877$ (рис. 6).

Максимальное зафиксированное значение длины составило 749 м. Оно было отмечено в экспедиции ААНИИ 25 апреля 2006 г. в точке с координатами $79,99^\circ$ с.ш., $59,82^\circ$ в.д. Айсберг находился на мели.

Коэффициент корреляции, определяющий степень линейной зависимости между длиной и шириной айсбергов, составляет 0,84.

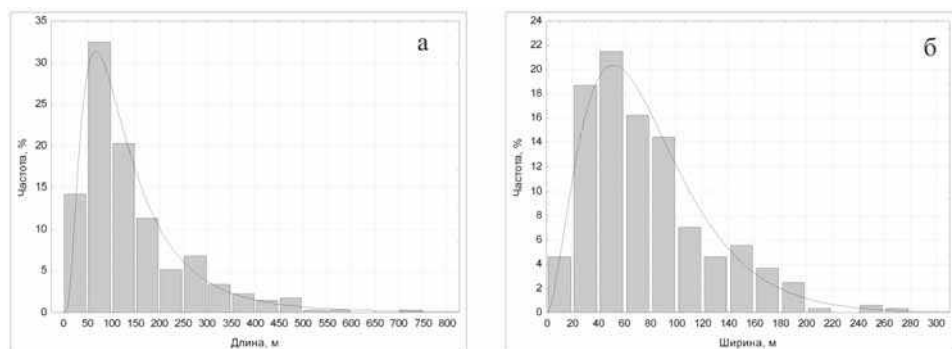


Рис. 6. Распределения длины (а) и ширины (б) айсбергов, полученные по данным АФС

Как описано выше, по результатам фотограмметрической обработки материалов АФС можно оценить такие характеристики, как высота айсберга, объем надводной части и площадь по ватерлинии. В случае, когда выполнено условие гидростатического равновесия, можно по известным значениям плотностей морской воды и айсбергового льда оценить объем подводной части, массу айсберга в целом и его осадку.

Таблица 1

Параметр	Выбор. среднее	Границы среднего		Медиана	Мин.	Макс.	Квартили		СКО
		-95 %	+95 %				25 %	75 %	
Длина*, L (м)	140	124	155	102	15	526	58	197	107
Ширина*, B (м)	77	69	84	64	8	210	40	102	47
Высота, H (м)	11,1	10,2	12,0	10,2	2,0	35,0	6,9	14,9	5,8
Масса, M (тыс.т)	927	663	1190	241	2	8028	56	1121	1382

* — параметры характеризуют плановые размеры айсберга в сечении плоскостью по ватерлинии

В табл. 1 приведены статистические характеристики размеров дрейфующих айсбергов, зафиксированных в северо-восточной части Баренцева моря. Результаты, представленные в таблице, получены по данным АФС и по результатам расчетов.

Отметим, что столообразный айсберг, находившийся в условиях гидростатического равновесия и имеющий максимальные геометрические размеры надводной части, был зафиксирован в районе арх. Земля Франца-Иосифа ($80^{\circ} 50,45'$ с.ш., $61^{\circ} 23,56'$ в.д.) в ходе экспедиционных работ ААНИИ в сентябре 2007 г. (экспедиция «Сомов—МППГ—лето—2007»). Длина указанного столообразного айсберга составила 526 м, ширина — 178 м, высота — 8,6 м, масса — 4,2 млн т.

Распределения высоты и массы дрейфующих айсбергов над водой представлено на рис. 7.

Максимальная отмеченная высота (35 м) зафиксирована в 1992 г. [41]. В экспедициях 2003—2007 гг. максимальное значение высоты составило 25 м; плановые размеры этого айсберга составляли 197×74 м, масса — около 960 тыс. т.

Для аппроксимации значений высоты можно использовать гамма-распределение с параметрами $\lambda = 0,326$, $\alpha = 3,626$.

Наибольшая масса (около 8 млн т) была отмечена в 1992 г. [22] в точке $79^{\circ} 45'$ с.ш., $61^{\circ} 32'$ в.д. Столообразный айсберг, обладавший такой массой, имел геометрические размеры 420×140 м и высоту около 19 м.

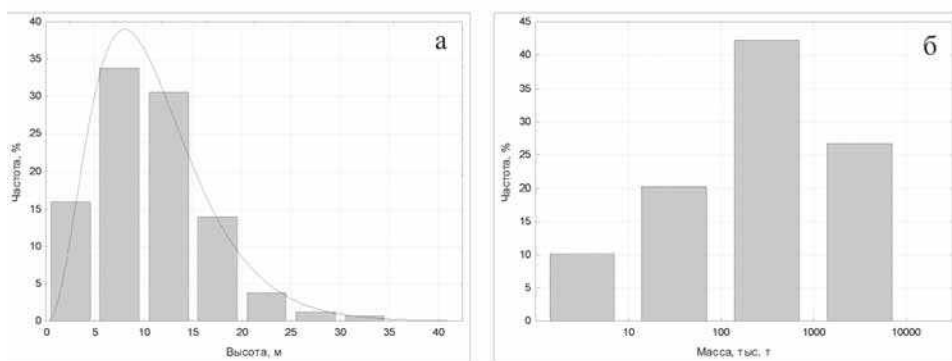


Рис. 7. Распределения высоты (а) и массы (б) дрейфующих айсбергов, полученные по данным АФС

Среди наблюдений за айсбергами число измерений параметров надводной части значительно превышает число измерений подводной части (осадки айсберга или его толщины). Однако осадку можно оценить по известным параметрам надводной части, предполагая, что форма подводной части близка к форме определенных геометрических тел, и учитывая данные батиметрических карт [30].

Как уже указывалось, самая распространенная в Баренцевом море форма айсбергов — обломки и куски. Согласно определениям [13] площадь по ватерлинии таких айсбергов не превосходит 300 м^2 , высота не превышает 5 м, масса — 11 тыс. т. Следовательно, осадка обломков и кусков айсбергов в предположении, что их подводная часть описывается сегментом эллипсоида вращения, не превосходит 22 м.

В результате оценки по известным параметрам надводной части с учетом формы, а также по данным гидролокационной и радиолокационной съемок средняя осадка айсбергов (исключая обломки и куски) составляет 50 м при среднеквадратическом отклонении 28 м, интерквартильная область — от 30 до 70 м. На рис. 8 представлено распределение осадки айсбергов, полученное по результатам обобщения инструментальных данных и расчетов.

Максимальное значение, которое по результатам расчетов может достигать около 137 м, получено из условия гидростатического равновесия для столбобразного айсберга, имевшего максимальную массу (около 8 млн т, 1992 г.). Как уже отмечалось, в момент фиксации айсберг находился в точке $79^\circ 45' \text{ с.ш.}$, $61^\circ 32' \text{ в.д.}$ — в 23 милях

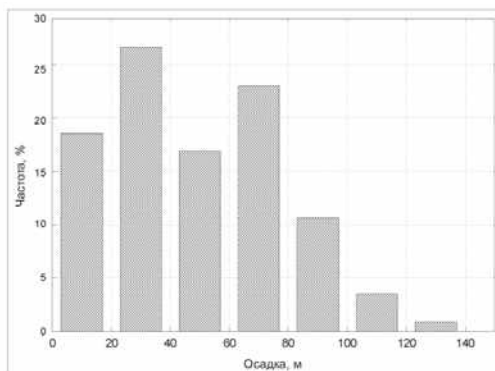


Рис. 8. Распределение осадки айсбергов, полученное в результате обобщения инструментальных данных и расчетов

на юго-восток от о. Сальм, арх. Земля Франца-Иосифа [22]. Глубина моря в этом районе (по данным батиметрической карты) от 130 до 160 м.

Согласно экспедиционным данным 2003–2007 гг., максимальная осадка достигает 115 м. Такая оценка получена для наклонного айсберга, зафиксированного 23.09.2007 в точке 80° 31,72' с.ш., 61° 35,09' в.д.; плановые размеры составили 346×182 м, высота – 24,5 м, масса – около 4,6 млн т.

Отношение высоты айсберга к его осадке в среднем составляет 0,26 или 1:4.

Особенности физико-механических свойств льда айсбергов и ледников более подробно рассмотрены в работе [23] и в статье «К вопросу определения районов образования больших баренцевоморских айсбергов по распределению температуры в их толще» Н.В.Кубышкина и др. настоящего сборника.

Вопросам исследования дрейфа айсбергов посвящена вторая часть представленной работы (статья «Движение айсбергов по натурным данным и результатам моделирования и вероятностные оценки рисков столкновения айсберга с гидротехническим сооружением» настоящего сборника). Кроме того, в указанной работе приведены вероятностные оценки столкновения айсбергов с платформой и описывается опыт ААНИИ по активной борьбе с айсбергами с целью предотвращения их воздействия на гидротехнические сооружения.

В результате выполненного исследования определился круг первостепенных задач по проблеме, рассмотренной в данной работе:

- мониторинг поведения ледников и их продуктивности в условиях изменения климата;

- изучение морфометрических особенностей айсбергов с использованием современных методов: по материалам аэрофотосъемки, гидролокационной и подводной технической видеосъемки;

- накопление материалов по оценке физико-механических свойств айсбергов.

Авторы выражают благодарность руководству ООО «Севморнефтегаз» за финансирование экспедиционных работ и поддержку при продвижении результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.А., Зубакин Г.К. Русские наблюдения айсбергов. Фонды ААНИИ. СПб. 1992. 33 с.
2. Бородулин В.П., Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Наумов А.К., Забродин Г.В., Кузнецова Е.Н. Аэрофотосъемка льдов и айсбергов на перспективных нефтегазоносных структурах Баренцева моря // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 211–228.
3. Бузин И.В. Случаи экстремального распространения айсбергов в Баренцевом море // Ледяные образования морей Западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. С. 116–121.
4. Бузин И.В., Глазовский А.Ф. Айсберги ледника Шокальского, Новая Земля // Мат-лы гляциол. исслед. 2005. Вып. 99. С. 39–44.
5. Визе В.Ю. Айсберги у северных берегов Европы в 1929 г. // Известия Государственного Гидрологического Института. 1930. № 29. С. 77–84.
6. Говоруха Л.С. Современное наземное оледенение Советской Арктики. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 256 с.
7. Зубакин Г.К., Кринцкий П.И., Гудошников Ю.П., Гладыш В.А., Виноградов Р.А. Гидролокационная съемка нижней поверхности ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 229–237.
8. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Главсевморпуть, 1945. 108 с.
9. Корякин В.С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 160 с.
10. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 288 с.

11. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 638 с.
12. Наумов А.К., Зубакин Г.К., Гудошиников Ю.П., Бuzин И.В., Скутин А.А. Льды и айсберги в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения // Труды RAO-03. 16–19.09.2003. СПб, 2003. С. 337–342.
13. Номенклатура морских льдов: Условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 90 с.
14. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Отв. ред. В.М.Котляков (ИГ РАН). М.: Наука, 2006. 482 с.
15. Dowdeswell J.A. On the nature of Svalbard glaciers // J. Claciol. 1989. Vol. 35. P. 224–234.
16. Dowdeswell J.A., Bamber J.L. On the glaciology of Edgeoya and Barentsoya, Svalbard // Polar Research. 1995. Vol. 14(2). P. 105–122.
17. Dowdeswell J.A., Whittington R.J., Hodgkins R. The sizes, frequencies, and freeboards of East Greenland icebergs observed using ship radar and sextant // Journal of Geophysical Research. 1992. Vol. 97. № C3. P. 3515–3528.
18. Dowdeswell J.A., Williams M. Surge-type glaciers in the Russian High Arctic identified from digital satellite imagery // Journal of Glaciology. 1997. Vol. 43. Iss. 145. P. 489–494.
19. Dowdeswell J.A., Bassford R.P., Gorman M.R., Williams M., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Shepherd A.P., Vasilenko Y.V., Savatyugin L.M., Hubberten H.-W., Miller H. Form and flow of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. № B4. 10.1029/2000JB000129.
20. Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.-G. Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux // Polar Research. 2003. 22(2). P. 145–159.
21. Honsi I. Isfjell i Barentshavet (Icebergs in the Barents Sea) // Report OD-88-75. Norwegian Petroleum Directorate, 1988.
22. Icebergs Expedition to Novaya Zemlya and Franz Josef Land. Barents Sea Gas Project. Technical Research Centre of Finland, Ship Laboratory Helsinki University of Technology, AORC. Espoo, Finland, 1992. 67 p.
23. Kubyshkin N.V., Buzin I.V., Glazovsky A.F., Skutin A.A. Determination of the Area of Generation of Big Icebergs in the Barents Sea – Temperature Distribution Analysis // Proceedings of the Sixteenth International Offshore and Polar Engineering Conference. 2006. P. 634–638.
24. Kvitrud A., Honsi I. Icebergs in the Norwegian Continental Shelf in 1880–1881, 1991 OMAE // Arctic/Polar Technology ASME. 1991. Vol. IV. P. 131–136.
25. Sandfor K.S. Tabular Icebergs Between Spitsbergen and Franz-Josef Land // Geographical Journal. 1955. Vol. 121. P. 164–170.
26. Sharov A.I., Glazovskiy A.F., Meyer F. Survey of glacial dynamics in Novaya Zemlya using satellite radar interferometry // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2003. Vol. 38. № 1. P. 1–19.
27. Study of the Ice Coat at the Shtockman Structure. A Report Based on the Results of the Studies of the Ice Coat in the North-Eastern Part Of the Barents Sea Conducted in 1992. The 2-st Stage: Summer Expedition (August–September 1992). SE AMIGE. Murmansk, 1992. 84 p.
28. Vinje T. Icebergs in the Barents Sea, Eight International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, The Hague, March 19–23. 1989. P. 139–145.
29. Zeeberg J.J., Forman S.L. Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century // The Holocene 11 (2001). P. 161–175
30. Zubakin G.K., Naumov A.K., Skutina E.A. Spreading and morphometric peculiarities of icebergs in the Barents Sea // Proceedings of 18th IAHR International Symposium on ice (IAHR-2006), 28 August – 01 September. Sapporo, Japan, 2006. P. 79–87.
31. Zubakin G.K., Shelomentsev A.G., Onshuus D.K., Eide L.I., Buzin I.V. Spatial Distribution of Icebergs in the Barents Sea Based on Archived Data and Observations of 2003, Proceedings of the 18th International Conference on Port and Ocean Engineering (POAC-2005), 26–30 June. Potsdam, USA, 2005. P. 575–583.

I.V.BUZIN, A.F.GLAZOVSKY, YU.P.GUDOSHIKOV, A.I.DANILOV, N.E.DMITRIEV,
G.K.ZUBAKIN, N.V.KUBYSHKIN, A.K.NAUMOV, A.V.NESTEROV, A.A.SKUTIN,
E.A.SKUTINA, S.I.SHIBAKIN

**ICEBERGS AND GLACIERS OF THE BARENTS SEA.
RESULTS OF THE MOST RECENT RESEARCH.**

**PART 1. MAIN PRODUCING GLACIERS, THEIR PROPAGATION AND
MORPHOMETRIC PROPERTIES**

Icebergs are produced by the outlet glaciers; these environmental elements represent the greatest danger for navigation, operation of the engineering constructions and service lines situated in the shelf zone of the Arctic and the subarctic seas. Apart from that, development of natural sources is extremely risky considering safety of mineral sources extraction at the continental shelf and transportation operations as well as minimization of damage that the possible collision of icebergs and marine structures can bring about in the environment. Studies of icebergs in the Barents Sea that AARI has performed last decade are based on analysis of archived records on icebergs detected through 1891–1991; they used as well, data obtained in the course of specialized observations in expeditions of 1992 and 2003–2007.

Due to the large scope of material the study was divided into two parts. The first characterizes glaciers, propagation and morphometry of icebergs. The second is devoted to the dynamics of icebergs assessed by filed data and model calculations; estimates of probability of the icebergs appearance in the SGCF region and their collision with a platform. It considers the AARI experience in methods of the active icebergs management as well. Article of N.V. Kubyshkin on the physical and mechanical properties of icebergs and glaciers included in the present volume is close to this study.

АЙСБЕРГИ И ЛЕДНИКИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ

ЧАСТЬ 2. ДРЕЙФ АЙСБЕРГОВ ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ВЕРОЯТНОСТНЫЕ ОЦЕНКИ РИСКОВ СТОЛКНОВЕНИЯ АЙСБЕРГА С ГИДРОТЕХНИЧЕСКИМ СООРУЖЕНИЕМ

И.В.БУЗИН¹, А.Ф.ГЛАЗОВСКИЙ², Ю.П.ГУДОШНИКОВ¹, А.И.ДАНИЛОВ¹,
Н.Е.ДМИТРИЕВ¹, Г.К.ЗУБАКИН¹, Н.В.КУБЫШКИН¹, А.К.НАУМОВ¹,
А.В.НЕСТЕРОВ¹, А.А.СКУТИН¹, Е.А.СКУТИНА¹, С.И.ШИБАКИН³

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² – Институт географии РАН, г. Москва

³ – ООО «Севморнефтегаз», г. Москва

Данная работа является продолжением статьи «Айсберги и ледники Баренцева моря: Исследования последних лет. Часть 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов» настоящего сборника и посвящена исследованию движения айсбергов, оценкам вероятностей появления айсбергов в районе ШГКМ и столкновения с гидротехническими сооружениями. Кроме того, в работе описывается опыт ААНИИ по реализации методики активного воздействия на айсберги.

Актуальность данной работы обусловлена перспективными проектами строительства гидротехнических сооружений в центральной части Баренцева моря, и в первую очередь — в связи с планами освоения Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ). Опасность воздействия крупного дрейфующего айсберга на добывающую платформу очевидна, и поэтому прогноз движения айсбергов, даже на короткий период, имеет важное прикладное значение.

Накопленный натурный материал и результаты модельных расчетов позволяют выявить основные закономерности движения айсбергов, определить диапазоны изменчивости скоростей их дрейфа и ареалы перемещения.

Вторая часть работы посвящена получению оценок вероятностей появления айсбергов в районе ШГКМ и столкновения айсберга с гидротехническим сооружением.

В третьей части описываются эксперименты, которые проводились во время экспедиционных работ ААНИИ в 2004 и 2005 гг. по реализации методики активного воздействия на айсберги с целью изменения их траекторий методом буксировки, что позволит в будущем включить блок «управления айсбергами» в систему безопасности сооружений в Баренцевом море.

В 2003–2007 гг. во время экспедиционных исследований на НЭС «Михаил Сомов» в Баренцевом море проводились наблюдения за дрейфом айсбергов.

В 2003 г. инструментальные измерения дрейфа группы айсбергов осуществлялись дистанционно с борта судна штатным радиолокатором путем определения дальности и пеленга с дискретностью ~1 ч. Наблюдения с борта охватывали группу айсбергов в радиусе до 10 миль от судна. Точность определения составляла около 200 м.

Радиолокационные наблюдения за айсбергами показали, что столообразный айсберг с горизонтальными размерами 430×190 м и средней высотой надводной части 7 м, массой порядка 3,2–3,6 млн т за исследуемый период дрейфовал с максимальной скоростью около 50 см/с при средней скорости ~15 см/с. Кроме того, выявлено, что крупные айсберги в значительной мере подвержены воздействию прилива, т.к. траектория их движения имела петлеобразный характер с периодом, близким к полусуточному. Коэффициент извилистости движения (отношение длины пути объекта к перемещению) для столообразных айсбергов составил величину 3,1–6,4, в то время как для обломков он был близок к 1,0.

В течение экспедиционных изысканий 2004–2007 гг. измерение скоростей дрейфа айсбергов производилось при помощи автономных буев INMARSAT-C. Точность определения координат составляла ± 50 м. На рис. 1 представлены районы дрейфа айсбергов с установленными буями.



Рис. 1. Районы дрейфа айсбергов с буями INMARSAT-C

Общая продолжительность работы буев, установленных в экспедициях ААНИИ, составила 97,3 сут. Непрерывная продолжительность работы 1 буй не превысила 25,3 сут. Это было связано как с характеристиками объектов, на которые устанавливались буй, так и с тем, что в большинстве случаев район постановки буев являлся критическим с точки зрения работы системы INMARSAT.

Максимальная скорость была зафиксирована в 2005 г. во время дрейфа буй № 8 у побережья арх. Новая Земля и составила 51,3 см/с. Средний модуль скорости дрейфа по сериям наблюдений продолжительностью свыше 5 суток находится в пределах от 9,7 до 17,7 см/с, дисперсия модуля — от 38,9 до 85,4 см²/с².

Ниже на рис. 2 для примера представлены траектории движения айсбергов по данным трех радиобуев, установленных в 2004 г.

Приведенные рисунки, в частности, иллюстрируют синоптическую изменчивость динамики исследуемых объектов. Количественным показателем устойчи-

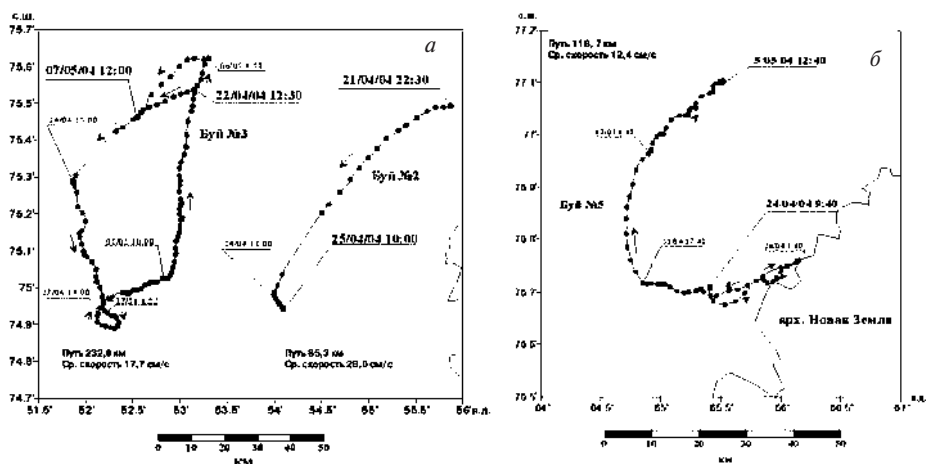


Рис. 2. Схема дрейфа айсберга с буй № 2 и ледяного поля с вмороженным в него айсбергом с буй № 3 (а) и айсберга с буй № 5 (б)

ности дрейфа служит отношение модуля среднего вектора к средней арифметической скорости за рассматриваемый период (коэффициент устойчивости q): если $q > 0,85$ — движение устойчивое, $q < 0,6$ — неустойчивое [4]. Коэффициент устойчивости на различных участках дрейфа составил величину от 0,42 до 0,86, что обуславливалось особенностями атмосферных процессов. Выявлено, что близость берега (буй № 5) существенно влияет на дрейф айсберга.

Проводился гармонический анализ приливных движений айсбергов по методу наименьших квадратов (МНК) по расширенной версии, разработанной в ААНИИ [1]. По выполненным оценкам, в районах наблюдений приливные движения имеют характер круговых (поворот вектора происходит по часовой стрелке, что характерно для глубин более 100 м) и при среднесизигийных условиях не должны превышать 15 см/с. Диаметр циркуляции айсберга под действием прилива может составлять от 800 до 1500 м, в зависимости от астрономических условий.

Одним из основных инструментов, используемых в настоящее время в ААНИИ для расчетов дрейфа айсбергов, является трехмерная гидродинамическая модель [9, 10] с подключенным к ней блоком перемещения айсбергов как автономных объектов без обратной связи. Впервые блок расчета движения айсбергов, включенный в данную модель, представлялся на конференции RAO-95 [2]. Горизонтальный шаг модели составлял 7,5 миль.

При создании модели дрейфа айсберга, следуя [12], мы включили в рассмотрение важнейшие из воздействующих на айсберг сил — влекущее действие ветра и течений различной природы, силу Кориолиса и уклоны уровня.

Воздействие течений на айсберг моделируется как векторная сумма напряжений, возникающих в каждом слое, на которые разделяется жидкость и айсберг, а напряжения рассчитываются согласно квадратичному закону по относительной скорости течения (по отношению к айсбергу).

Включение в гидродинамическую модель моря различных вынуждающих сил (приливов, ветра, бароклинности, расходов через проливы) позволяет учитывать эффект этих сил в суммарном дрейфе айсберга.

Был выполнен ряд расчетов по воспроизведению реально наблюдавшегося дрейфа айсбергов в Баренцевом море. Привлекались данные наблюдений за

движением айсбергов в северной части моря в августе-сентябре 1990 г. [2] и в 2003 г. при проведении экспедиционных работ на НЭС «Михаил Сомов» [7].

Ниже на рис. 3 представлены результаты одного из сравнительных расчетов на протяжении 10 суток (01.09–10.09.1990 г.).

Из рисунка отчетливо видно, что на некоторых участках траектории наблюдаемого и расчетного дрейфа несколько расходятся, но в то же время после десятисуточного дрейфа совпадение конечных точек положения айсбергов следует признать достаточно удовлетворительным. Коэффициент корреляции наблюдаемого и расчетных векторов дрейфа за период в одни сутки составил 0,68–0,86 в течение всей продолжительности перемещения объектов. Отметим, что верификационные расчеты показали – при известных линейных размерах и ориентировочной массе модель вполне удовлетворительно воспроизводит движение айсбергов в течение достаточно длительного периода.

С помощью описанной модели был проведен ряд экспериментов, суть которых состояла в моделировании движения айсбергов с различными массогабаритными характеристиками на акватории Баренцева моря под воздействием внешних вынуждающих сил, основными из которых являются ветер и прилив.

Модельная область, состоящая из 133×105 ячеек, включала в себя акваторию Баренцева моря, ограниченную с запада о. Шпицберген, с востока проливом Карские Ворота и с севера проливом между Шпицбергом и архипелагом Земля Франца-Иосифа. Пространственный шаг модели составлял 7,5 миль. Вертикальное разрешение в толще воды обеспечивалось 18 горизонтами: 2,5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500 и 600 м. «Баротропный» шаг по времени равнялся 120 с, а «бароклиный» – 3600 с.

Для расчета полей суммарных скоростей течений на жидких границах области задавался уровень в виде суммы гармонических колебаний основных приливных волн: M_2 – лунной главной; S_2 – солнечной главной, K_1 – лунно-солнечной деклинационной; O_1 – лунной главной. Параметры данных волн взяты из расчетов приливов на полной сеточной области Северного Ледовитого океана с аналогичным шагом. Условие, при котором изменение уровня на жидких границах вызывается только приливом, несомненно, вызывает некоторые искажения динами-

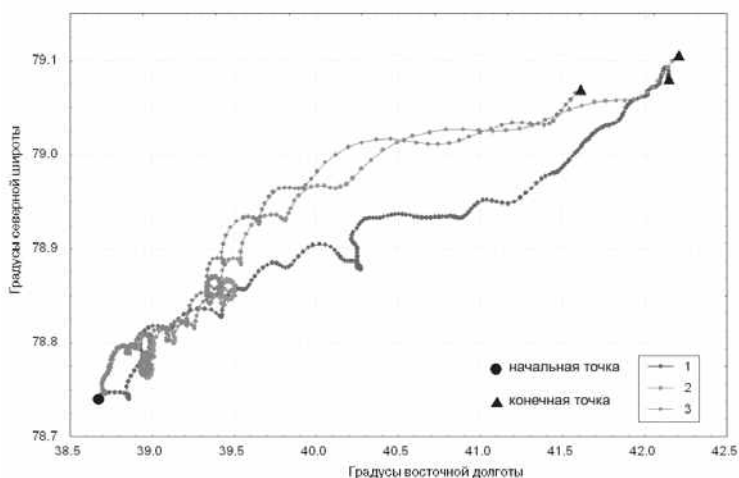


Рис. 3. Расчетные и наблюдаемая траектории дрейфа айсбергов (01.09–10.09.1990 г.): 1 – буй № 1795; 2 – расчетный айсберг массой 974,1 тыс. т; 3 – расчетный айсберг массой 3334,7 тыс. т

ческих характеристик в непосредственной близости от границы из-за неучета ветровой составляющей, но, как показала практика предыдущих расчетов, в центральных частях расчетной области данные возмущения минимальны.

При проведении модельных расчетов в качестве формы айсбергов была выбрана призма с эллиптическим основанием. Модельный эксперимент проводился для 10 айсбергов с массой от 9,6 до 8150,5 тыс. т. Начальной точкой выброса айсбергов являлась область в окрестностях Земли Вильчека (остров в архипелаге Земли Франца-Иосифа), ледник которого предположительно является продуцентом крупных айсберговых образований, представляющих наибольшую угрозу для технических сооружений в открытой части Баренцева моря. Координаты данной точки: $\varphi = 79,72184^\circ$ с.ш., $\lambda = 53,36120^\circ$ в.д. Исходя из предпосылки о времени выброса, датированной окончанием летнего периода, за точку начального отсчета выбрано 1 сентября 2002 г. Общая продолжительность расчетов — 8 месяцев (01.09.2002–30.05.2003 г.).

Траектории движения айсбергов по результатам модельных расчетов приведены на рис. 4.

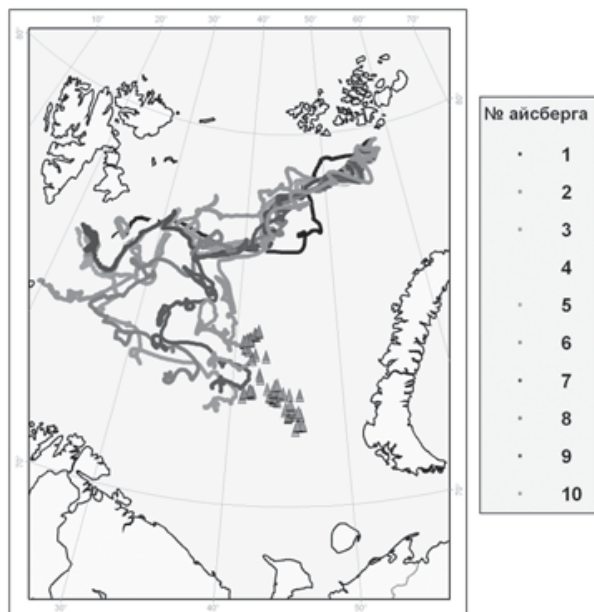


Рис. 4. Траектории движения айсбергов по результатам модельных расчетов за период сентябрь 2002 — май 2003 г. Показано местоположение айсбергов, зафиксированных в мае 2003 г.

По направлению перемещения выделяются три группы айсбергов. Первая группа — айсберги с массой до 100 тыс. т, которые двигались в западном направлении, их осадка не превышала 40 м. На юго-запад перемещались два айсберга с массой свыше 900 тыс. т, и айсберг массой 270 тыс. т. В южном направлении сместились айсберги массой 326 тыс. т (№ 6), 933 тыс. т (№ 7), 8150 тыс. т (№ 10). По оценкам, проведенным во время экспедиционных работ 2003 г., встреченный в районе ШГКМ самый крупный айсберг имел массу около 3670 тыс. т. Модельные расчеты показали, что дрейф крупных айсбергов, образовавшихся из ледников архипелага Земля Франца-Иосифа, в сентябре 2002 г. — мае 2003 г. происходил преимущественно в юго-западном и южном направлениях и существовали все предпосылки к проникновению данных объектов в район ШГКМ, где они и были зафиксированы в мае 2003 г. в ходе выполнения экспедиционных работ ААНИИ.

Для добывающих платформ, расположенных в районах, подверженных воздействию дрейфующих льдов и айсбергов, особую важность представляет оценка возможности столкновения крупного ледяного образования с сооружением. Таким районом является район Штокмановского ГКМ, для которого была поставлена и решена указанная задача.

Для оценки опасности столкновения айсберга с шельфовым сооружением необходимо иметь сведения о вероятности попадания айсбергов в некоторую прилегающую область, кроме того, необходимо знать параметры дрейфа айсбергов [11, 3]. Параметры дрейфа были получены на основе модельных расчетов (раздел 3).

Применительно к задаче оценки риска столкновения айсберга с гидротехническим сооружением в районе ШГКМ модельные расчеты движения айсбергов выполнялись для шести периодов: май–июль 1972 г. (50 айсбергов), апрель–июнь 1987 г. (30 айсбергов), январь–март 1989 г. (210 айсбергов), февраль–апрель 1989 г. (50 айсбергов), декабрь 1989 – февраль 1990 г. (40 айсбергов), май–июль 2003 г. (500 айсбергов). Общее количество айсбергов, для которых выполнялся расчет, составило 880 штук. Область моделирования дрейфа айсбергов была ограничена координатами по широте $72^{\circ} 15'$ с.ш. и $74^{\circ} 30'$ с.ш., по долготе – $39^{\circ} 00'$ в.д. и $48^{\circ} 00'$ в.д. Расчет проводился до тех пор, пока айсберг находится в выбранной области, плюс неделя после выхода за границы. Массогабаритные характеристики и начальное положение моделируемых айсбергов определялись случайным образом.

В ряде случаев айсберги в период расчета не выходили за пределы выбранной области. В 90 % случаев коэффициент извилистости (отношение пути к перемещению) траекторий дрейфа айсбергов не превышает 6.

Как указывалось выше, для расчетов также необходимы оценки распространения айсбергов в выбранной области. Площадь выделенного района составляет величину порядка 80 тыс. км². Согласно данным наблюдений, охватывающим период 1928–1992 и 2002–2005 гг., айсберги на акватории, прилегающей к району, отмечались в течение 11 лет (1967, 1968, 1971, 1972, 1975, 1981, 1986, 1987, 1989, 1991 и 2003 гг.). Общее количество фиксаций – 220. В 112 случаях помимо местоположения айсбергов была установлена их форма. Количество айсбергов, наблюдаемых в течение года, изменялось значительно. Это приводит к большому разбросу плотности айсбергов на выделенной акватории. Среднее количество айсбергов в районе составляет 18,4 (1 айсберг на 4,3 тыс. км²), максимальное количество достигает 122 (1 айсберг на 656 км²).

Приняв независимость количества айсбергов, обломков айсбергов и кусков айсбергов и частоты их появления в районе ШГКМ, можно сделать следующие оценки:

- вероятная встреча с хотя бы одним айсбергом в рассматриваемом районе составляет 26 %;

- вероятность встречи не менее 2-х айсбергов составляет 15 % (аналогично, встреча не менее 4-х айсбергов – 13 %, не менее 6 – 10,8 %, более 70 – 4,5 % и, наконец, более 120 айсбергов – 2,3 %).

Таким образом, раз в 4 года возможно появление одного айсберга в районе ШГКМ, а раз в 50 лет возможно нахождение в районе порядка 140 айсбергов. Экстраполяция дает значение 1 раз в 100 лет – 145 айсбергов [11].

Кроме распространения айсбергов, необходимо оценить распределение айсбергов по формам и размерам. На рис. 5 приведено распределение зафиксированных в исследованном районе айсбергов по форме [13].

Результаты наблюдений показывают, что в рассматриваемом районе ($72^{\circ} 15'$ с.ш. – $74^{\circ} 30'$ с.ш.; 39° в.д. – 48° в.д.) отмечено 4 вида айсбергов. Наиболее часто (71 %) в этом районе наблюдались обломки айсбергов. На долю столообразных

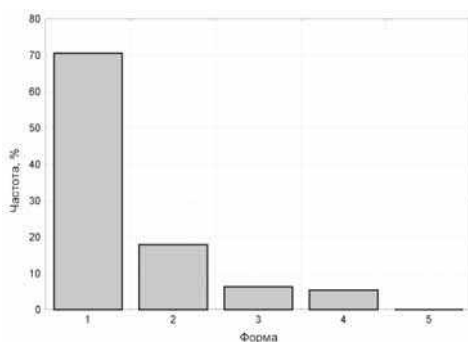


Рис. 5. Распределение повторяемости форм айсбергов, зафиксированных в районе ШГКМ (72° 15' с.ш. – 74° 30' с.ш.; 39° в.д. – 48° в.д.) по данным за 1928–1992, 2002–2005 гг.: 1 – обломки айсберга; 2 – столбообразный айсберг; 3 – кусок айсберга; 4 – пирамидальный айсберг; 5 – прочие формы айсбергов

айсбергов приходится около 18 % всех фиксаций, на долю кусков айсбергов и айсбергов пирамидальной формы – 6 % и 5 % соответственно. Таким образом, в данном районе, как и на всей акватории Баренцева моря, преобладающей формой айсбергов являются обломки и куски айсбергов (около 80 %).

Для оценки вероятности столкновения айсберга с гидротехническим сооружением использовались три методики, применявшиеся ранее для решения подобных задач [5, 6, 8]. Данные методики условно можно определить как: 1) метод дискретных ячеек, 2) метод случайных блужданий, 3) метод фрактальных размерностей.

По методике № 1 событие нахождения айсберга и платформы в одной ячейке 1×1 км имеет повторяемость 1 раз в 81 год. Практически это можно считать столкновением с учетом размеров сооружения и айсберга.

Методика № 2 оценивает возможность сближения между центрами айсберга и сооружения менее чем на 1 км раз в 91 год.

Расчеты по методике № 3 показывают, что для сооружения 200×200 м вероятность столкновения составит 105 лет.

По различным методикам мы имеем период повторяемости интересующего нас события приблизительно 80–100 лет. Как сказано выше, подавляющую часть зафиксированных айсбергов составляют обломки и куски, иными словами (согласно «Номенклатуре морских льдов») – айсберги, высота которых над уровнем моря не превышает 5 м, площадь по ватерлинии – 300 м², масса – 11 тыс. т. Исходя из этого, можно сделать вывод, что повторяемость столкновения сооружения с достаточно крупным айсбергом, т.е. объектом, превышающим по своим массогабаритным характеристикам обломки и куски айсбергов, составит величину порядка 400–500 лет.

В качестве рабочей концепции при проектировании надводных сооружений для освоения Штокмановского месторождения предполагается, что, возможно, потребуется реализовать комплекс организационно-технических мероприятий, направленных на предотвращение воздействия айсбергов на эти сооружения. Как свидетельствует опыт защиты от айсбергов шельфовых сооружений в канадской Арктике, одним из наиболее эффективных методов такой защиты является активное воздействие на айсберг методом буксировки или «сталкивания» его с расчетной траектории на расстояние, при котором во время дальнейшего дрейфа под влиянием ветра и течений он заведомо минует сооружение. В экспедициях ААНИИ



Рис. 6. Буксировка айсберга массой 160 тыс. т

2004 и 2005 гг. были выполнены эксперименты по активному воздействию на айсберги. Если в 2004 г. НЭС «Михаил Сомов» успешно изменил траекторию айсберга на чистой воде, масса которого была соизмерима с массой судна, то в 2005 г. буксировке подвергся айсберг, масса которого превышала 160 тыс. т (рис. 6). Айсберг был заморожен в поле однолетнего тонкого льда толщиной 40–50 см торосистостью 2 балла.

Перед началом буксировки была выполнена топографическая съемка его надводной поверхности, сонарная съемка подводной части айсберга и ее обследование с помощью подводного управляемого аппарата. Для учета внешних факторов были выполнены измерения скорости и направления дрейфа айсберга, океанологические и метеорологические наблюдения и др. Была проведена авиаразведка, которая включала стереосъемку айсберга для последующего получения детальной информации о геометрии его надводной поверхности.

В целом выполнявшиеся в рамках экспедиционных работ ААНИИ эксперименты по буксировке айсбергов в натуральных условиях Баренцева моря позволили получить новые данные, полезные для совершенствования методов активной борьбы с айсбергами. Представляется, что продолжение научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ в данном направлении в сочетании с усвоением и развитием зарубежного опыта является наиболее перспективным направлением обеспечения защиты от айсберговой опасности при разработке Штокмановского газоконденсатного месторождения.

В результате выполненного исследования определился круг первоочередных задач по проблеме, рассмотренной в данной работе:

- разработка модели движения айсбергов с учетом таяния и разрушения, живучести айсбергов;
- оценки рисков и экологической безопасности в целом для добывающего комплекса ШГКМ;
- проведение экспериментов по активной борьбе с айсбергами как часть ледового менеджмента при обустройстве и эксплуатации месторождений в Баренцевом море.

Авторы выражают благодарность руководству ООО «Севморнефтегаз» за финансирование экспедиционных работ и поддержку при продвижении результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войнов Г.Н. Приливные явления в Карском море. СПб.: Изд. Русского географического общества, 1999. 109 с.
2. Дмитриев Н.Е., Поляков И.В. Трехмерная гидродинамическая модель дрейфа айсбергов в Баренцевом море: Тезисы II-й международной конференции RAO-95. СПб., 1995. С. 165–166.
3. Ледяные образования морей западной Арктики / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: АНИИ, 2006. 272 с.
4. Лосев С.М., Горбунов Ю.А. О флюктуационных движениях льдин в зонах редкого и разреженного льда // Тр. АНИИ. 1978. Т. 354. С. 28–37.
5. Наумов А.К., Зубакин Г.К., Гудосников Ю.П., Бузин И.В., Скутин А.А. Льды и айсберги в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения // Труды RAO-03. 16–19.09.2003. СПб., 2003. С. 337–342.
6. Наумов А.К. Распределение айсбергов в районе Штокмановского ГКМ и оценки столкновения айсберга с платформой // Тр. АНИИ. 2004. Т. 449. С. 140–152.
7. Dmitriev N.Ye., Voinov G.N., Gudoshnikov Yu.P., Nesterov A.V., Skutin A.A. Study of the Dynamics of Icebergs of the Barents Sea // Proc. of the 18th Int. Conf. Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions (POAC'05) 26–30.06.2005, Potsdam, NY, USA. 2005. Vol. 2. P. 521–530.
8. Mathiesen M., Lovas S.M., Vefsnmo S. Iceberg Collision – Risk Analysis // Report on Project № 605254. 1992. 42 p.
9. Polyakov I.V., Kulakov I.Yu., Kolesov S.A., Dmitriev N.Ev., Pritchard R.S., Driver D., Naumov A.K. Coupled Sea Ice-Ocean Model of the Arctic Ocean // Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineers. 1998. Vol. 120. P. 77–84.
10. Polyakov I.V., Kulakov I.Yu., Kolesov S.A., Naumov A.K., Dmitriev N.Ev. Coupled ice-ocean dynamics model of the Kara Sea // Tech. Rep. 4-YA-94. Arctic and Antarctic Research Institute. 1994. 194 p.
11. Scientific Technical Report on the project, «Glacial ice features (icebergs, bergy bits and growlers)» Saint-Petersburg, AARI. 2006. 79 p.
12. Sodhi D.S., El-Tahan M. Prediction of an iceberg drift trajectory during a storm // Annals of Glaciology. 1980. Vol. 1. P. 77–82.
13. Zubakin G.K., Naumov A.K., Skutina E.A. Spreading and morphometric peculiarities of icebergs in the Barents Sea // Proceedings of 18th IAHR International Symposium on ice (IAHR-2006), 28 August – 01 September. Sapporo, Japan, 2006. P. 79–87.

*I.V.BUZIN, A.F.GLAZOVSKY, YU.P.GUDOSHIKOV, A.I.DANILOV, N.E.DMITRIEV,
G.K.ZUBAKIN, N.V.KUBYSHKIN, A.K.NAUMOV, A.V.NESTEROV, A.A.SKUTIN,
E.A.SKUTINA, S.I.SHIBAKIN*

ICEBERGS AND GLACIERS OF THE BARENTS SEA: RESEARCHES OF THE RECENT YEARS.

PART 2. DRIFT OF ICEBERGS ACCORDING TO THE FIELD DATA AND RESULTS OF MODELING; PROBABILISTIC ESTIMATES OF RISKS OF THE ICEBERG AND HYDROTECHNICAL STRUCTURE COLLISION

This study continues the article «Icebergs and glaciers of the Barents Sea: researches of the recent years. Part 1. Main producing glaciers, propagation and morphometric characteristics of icebergs» which is included in the present volume and devoted to the icebergs motion, estimates of their appearance in the SGCF region and risks of collision with hydrotechnical structures. Besides, the study describes AARI experience in methods of the active icebergs management.

ЦИФРОВАЯ ОБРАБОТКА РСА-ИЗОБРАЖЕНИЙ МОРСКИХ ЛЬДОВ СПУТНИКА ENVISAT

В.Ю.АЛЕКСАНДРОВ¹, Н.Ю.ПИОТРОВСКАЯ²

¹ — Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена (Фонд Нансен-центр), Санкт-Петербург, Россия

² — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

По калиброванным изображениям ENVISAT ASAR WS, полученным на ГГ-поляризации, определены значения УЭПР основных видов морских льдов при угле зондирования 23° и получены зависимости УЭПР молодого, однолетнего и многолетнего льдов от угла зондирования. Разработана методология приведения УЭПР морских льдов к одному углу зондирования, которая позволяет получить равноконтрастное изображение по всей полосе обзора. Представлен пример скорректированного изображения ENVISAT ASAR WS.

Начиная с 2003 г. РСА-изображения спутника ENVISAT с широкой полосой обзора используются для обеспечения судоходства в морских льдах на трассе Северного морского пути [3, 6]. При их интерпретации определяются такие параметры морских льдов, как возраст и сплоченность, выделяются полыньи и разрывы, положение кромок льдов, границы припая и многолетнего льда [4, 12]. Основным дешифровочным признаком является яркость радиолокационного изображения морских льдов, которая зависит от их удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР). Характерными особенностями изменения УЭПР с возрастанием толщины льда являются низкие значения для начальных льдов и ниласа, их повышение для стадии серого льда и понижение для однолетнего льда [1, 2]. С началом замерзания рассеяние льда, пережившего стадию летнего таяния, значительно увеличивается [7, 10, 11]. УЭПР изменяется в зависимости от форм льда и шероховатости его поверхности, а также зависит от технических параметров радиолокатора, а именно частоты, поляризации и угла зондирования.

Для картирования морских льдов используются изображения ENVISAT ASAR WS на ГГ-поляризации. В то время как изменения УЭПР различных видов морских льдов на ВВ-поляризации достаточно подробно описаны в литературе [7, 8], их особенности на ГГ-поляризации изучены значительно меньше. Так, в работе [5] показаны поляризационные отличия УЭПР начальных видов льда и ниласа, а в работе [10] — однолетнего и молодого льдов. При изменении угла зондирования в диапазоне (16–43°) на изображениях отчетливо видно уменьшение яркости, обусловленное угловой зависимостью УЭПР подстилающей поверхности.

Целями данного исследования являются: 1) оценка УЭПР различных видов морских льдов по калиброванным РСА-изображениям спутника ENVISAT, 2) разработка методологии приведения УЭПР морских льдов к одному углу зондирования с целью получения равноконтрастного изображения независимо от дальности. Решение этих задач имеет большое значение для развития методологии интерпретации РСА-изображений морских льдов.

В работе анализировались калиброванные изображения ENVISAT ASAR WS полного разрешения (150 м при ширине полосы обзора 420 км) на ГГ-поляризации, полученные в различных районах Арктики зимой 2005 и 2006 гг. С использованием методологии Европейского космического агентства УЭПР морских льдов рассчитывалась по квадратам размером (5×5) пикселей с целью уменьшения спекл-шума. На изображениях были выбраны участки водной поверхности, начальных льдов, ниласа, молодого льда, однолетнего ровного и деформированного льдов, припая и многолетнего льда, расположенные под фиксированным углом зондирования (23°). Для получения угловой зависимости УЭПР данные снимались по всей полосе обзора с шагом один градус.

При появлении начальных видов льда на водной поверхности ее УЭПР уменьшалась. Значения УЭПР ледяного сала в начальной стадии его формирования изменялись от $-7,43$ до $-6,15$ дБ, в то время как у окружающей взволнованной водной поверхности составило $-4,0$ дБ. Для типичных зон ледяного сала значения его УЭПР изменялись в диапазоне от $-17,5$ до $-12,0$ дБ. Нилас, представляющий собой тонкую эластичную корку льда, характеризуется низким обратным рассеянием. Его УЭПР, вычисленная по характерным участкам изображений ENVISAT ASAR, изменялась в диапазоне от $-18,7$ до $-17,2$ дБ. Это несколько превышает приведенные в работе [5] значения УЭПР темного и светлого ниласа (-24 и -20 дБ соответственно), полученные при угле зондирования 35° . Более высокие значения УЭПР в наших данных можно объяснить различием в углах зондирования. Образование солевых цветов на поверхности ниласа и серого льда приводит к увеличению его УЭПР на $3-5$ дБ на всех поляризациях [9]. Среднее значение УЭПР серого льда, вычисленное по изображениям ENVISAT ASAR, составило $-7,4 \pm 0,8$ дБ. Со старением солевых цветов и накоплением между ними снега обратное рассеяние льда уменьшается. Так, по нашим данным, значения УЭПР ровного однолетнего льда изменялись в диапазоне от $-16,4$ до $-11,6$ дБ, а припая от $-17,5$ до $-15,0$ дБ. Значения УЭПР деформированного однолетнего льда значительно превышали значения для ровного льда и изменялись в диапазоне от $-11,2$ до $-8,4$ дБ. Среднее значение УЭПР многолетнего льда составило $-7,4 \pm 0,7$ дБ, то есть практически не отличается от УЭПР серого льда.

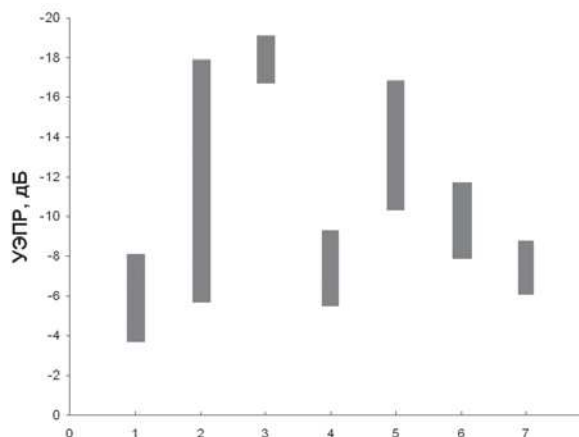


Рис. 1. УЭПР основных видов морских льдов, вычисленные по калиброванным изображениям ENVISAT ASAR (ГГ-поляризация, угол зондирования 23°): 1 — водная поверхность, 2 — начальные виды льда, 3 — нилас, 4 — молодой лед, 5 — однолетний лед, 6 — однолетний деформированный лед, 7 — многолетний лед

Диапазоны изменения УЭПР основных видов морских льдов для угла зондирования 23° , вычисленные по калиброванным изображениям ENVISAT ASAR на ГГ-поляризации, представлены на рис. 1. Характер изменения УЭПР морских льдов разного возраста, в общем, соответствует картине, наблюдаемой на ВВ-поляризации, а также в X-диапазоне.

Уменьшение УЭПР морских льдов с увеличением угла зондирования приводит к значительному уменьшению яркости РСА-изображения в дальней части полосы обзора относительно ближней. Для коррекции этого эффекта необходимо определить угловую зависимость УЭПР водной поверхности, а также молодого, однолетнего и многолетнего льдов. С этой целью на калиброванных изображениях ENVISAT ASAR выделялись относительно однородные участки этих льдов, расположенные по всей ширине полосы обзора, на которых выполнялись измерения с шагом 1° . Полученные угловые зависимости УЭПР для выбранных типов поверхности значительно различались. С увеличением угла зондирования максимальное уменьшение УЭПР $0,82\text{--}1,05\text{ дБ/}^\circ$ отмечалось у взволнованной водной поверхности, а минимальное $0,14\text{--}0,20\text{ дБ/}^\circ$ — у молодого льда. УЭПР однолетнего льда уменьшалась несколько больше $0,18\text{--}0,42\text{ дБ/}^\circ$, чем многолетнего льда $0,16\text{--}0,24\text{ дБ/}^\circ$.

Разработанный алгоритм приведения изображения к фиксированному углу зондирования включает в себя пересчет яркости РСА-изображения в значение УЭПР для данного угла зондирования, пересчет полученного значения для угла зондирования 25° и пересчет скорректированной УЭПР в новое значение яркости. На рис. 2а представлен фрагмент исходного РСА-изображения морских льдов в северо-вос-

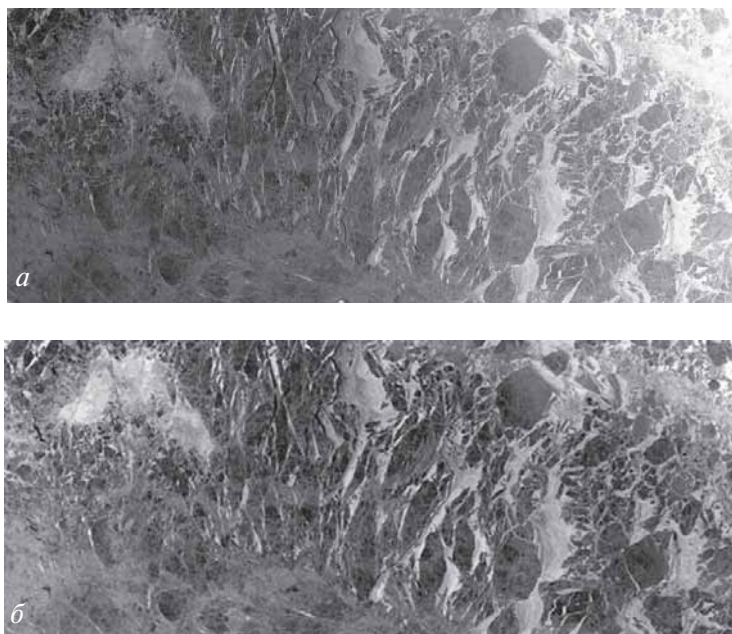


Рис. 2. Приведение УЭПР калиброванного изображения ENVISAT ASAR WS к углу зондирования 25° : а — исходное изображение за 31.03.2006 в районе к югу от Земли Франца-Иосифа в Баренцевом море, преобладает однолетний лед; б — то же изображение, скорректированное на угловое изменение УЭПР (приведенное к углу 25°)

точной части Баренцева моря, полученного 31 марта 2006 г. На нем преобладают гигантские поля однолетнего льда, которые изображаются темным тоном, а между ними выделяются широкие разрывы, покрытые молодым льдом. Для приведения УЭПР к углу зондирования 25° использовался коэффициент 0,25 дБ/°. Обработанный таким образом фрагмент изображения имеет примерно одинаковый тон по всей полосе обзора, что значительно облегчает процедуру его дешифрирования (рис. 2б). В ближней и дальней частях полосы обзора значительно улучшился контраст между различными ледовыми объектами.

В работе получены оценки УЭПР различных видов морских льдов на ГГ-поляризации при угле зондирования 23° путем обработки калиброванных РСА-изображений спутника ENVISAT. Оценены угловые зависимости УЭПР взволнованной водной поверхности, серого, однолетнего и многолетнего льдов. Разработанная методология приведения УЭПР ледяного покрова к углу зондирования 25° . В зависимости от преобладающего вида ледяного покрова используются коэффициенты изменения УЭПР с увеличением угла зондирования, характерные для водной поверхности, многолетнего и однолетнего льда. Полученное изображение имеет примерно одинаковый тон по всей полосе обзора, что значительно облегчает процедуру его дешифрирования.

Данные ENVISAT ASAR были предоставлены Европейским космическим агентством в рамках проекта АО № 1260.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушуев А.В., Быченков Ю.Д., Лоцилов В.С., Масанов А.Д. Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО): Методическое пособие. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 120 с.
2. Радиолокация поверхности Земли из космоса / Ред. Л.М.Митник и С.В.Викторов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 200 с.
3. Alexandrov V.Y., Johannessen O.M., Sandven S. Satellite SARs. SAR sea ice monitoring in the Arctic // Chapters 9.1.1, 9.1.2 in: A. Pasmurov, J. Zinoviev «Radar Imaging and Holography». Stevenage, Herts, UK: The Institution of Electrical Engineers, Michael Faraday House, 2005. P. 191–204.
4. Alexandrov V.Y., Sandven S., Kloster K., Bobylev L.P., Zaitsev L.V. Comparison of sea ice signatures in OKEAN and RADARSAT radar images for the northeastern Barents Sea // Canadian Journal of Remote Sensing. 2004. Vol. 30. № 6. P. 882–892.
5. Beaven S.G., Gogineni S.P., Shanableh M. Radar backscatter signatures in the Central Arctic // International Journal of Remote Sensing. 1994. Vol. 15. № 5. P. 1149–1154.
6. Johannessen O.M., Alexandrov V.Y., Frolov I.Y., Bobylev L.P., Sandven S., Miles M., Pettersson L.H., Kloster K., Smirnov V.G., Mironov Y.U., Babich N.G. Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route: Studies and Applications. Chichester, UK: Springer-Praxis, 2007. 472 p.
7. Kwok R., Cunningham G.F. Backscatter characteristics of the winter ice cover in the Beaufort Sea // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № C4. P. 7787–7802.
8. Melling H. Detection of features in first-year pack ice by synthetic aperture radar (SAR) // International Journal of Remote Sensing. 1998. Vol. 19. № 6. P. 1223–1249.
9. Nghiem S.V., Martin S., Perovich D.K., Kwok R.M., Drucker R., Gow A.J. A laboratory study of the effect of frost flowers on C-band radar backscatter from sea ice // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. № C2. P. 3357–3370.
10. Onstott R.G. SAR and Scatterometer Signatures of Sea Ice // Ed. Carsey F.D. Microwave Remote Sensing of Sea Ice. Geophysical Monograph 68. Washington, DC: American Geophysical Union. 1992. P. 73–104.

11. *Onstott R.G., Shuchman R.A.* SAR Measurements of Sea Ice // Eds. Jackson C.R., Apel J.R. Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual. 2004. Washington, DC: U.S. Department of Commerce. P. 81–115.
12. *Sandven S., Dalen O., Lundhaug M., Kloster K., Alexandrov V.Y., Zaitsev L.V.* Sea Ice Investigations in the Laptev Sea Area in Late Summer Using SAR Data // Canadian Journal of Remote Sensing. 2001. Vol. 27. № 5. P. 502–516.

V.Y.ALEXANDROV, N.Y.PIOTROVSKAYA

DIGITAL PROCESSING OF ENVISAT SAR IMAGES OF THE SEA ICE

The backscatter coefficients for major sea ice types at HH-polarization and 23° incidence angle, as well as angular dependencies of backscatter for young, first-year and multiyear ice types are derived from calibrated ENVISAT ASAR WS images. Elaborated methodology of backscatter recalculation to the predetermined incidence angle allows obtaining range independent contrast for the same ice types, as it is shown in an example of corrected ENVISAT ASAR WS image.

ДАННЫЕ О ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЕ ВОЗДУХА В ВЫСОКИХ СЕВЕРНЫХ ШИРОТАХ: СОЗДАНИЕ НОВОГО СЕТОЧНОГО НАБОРА ДАННЫХ О ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЕ ВОЗДУХА В ВЫСОКИХ СЕВЕРНЫХ ШИРОТАХ

С.И.КУЗЬМИНА¹, О.М.ЙОХАННЕССЕН², О.Г.АНИСКИНА¹, Л.П.БОБЫЛЕВ¹

¹ — Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена (Фонд Нансен-центр), Санкт-Петербург, Россия

² — Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Берген, Норвегия

Выявление и объяснение причин изменения температуры в высоких северных широтах во многом зависит от неопределенностей, содержащихся в данных наблюдений. Новый сеточный набор данных о приповерхностной температуре воздуха (ПТВ) для региона к северу от 40° с.ш. был создан для 1900–2000 гг. с применением методов объективного анализа (ОА). При этом использовались все имеющиеся данные о ПТВ с наземных метеорологических станций, ARGOS буев, дрейфующих станций и судов погоды. Результаты, полученные с помощью метода ОА, были сопоставлены с другими сеточными наборами данных, широко используемыми в климатических исследованиях. Преимуществом нового набора данных является его улучшенное пространственное разрешение в высоких северных широтах, что стало возможным благодаря способности ОА оптимизировать данные, когда информация является неполной. Наши результаты показывают, что для полярного региона ошибки в линейных трендах ПТВ, вызванные недостаточным пространственным разрешением, могут составлять порядка половины градуса за сто лет.

Результаты глобальных климатических моделей показывают, что Арктика является областью, наиболее чувствительной к возрастанию концентрации парниковых газов в атмосфере [8, 9, 10]. Данные наблюдений также свидетельствуют о значительных изменениях в климатической системе высоких широт [9, 10, 16, 21]. Однако вопрос о том, является ли потепление Арктики последних десятилетий реакцией на возрастание концентрации парниковых газов в атмосфере [7, 8, 11] или результатом естественных долгопериодных колебаний [18], остается открытым. В работе [10] было показано, что ни возрастание температуры, ни уменьшение протяженности ледяного покрова и его объема в течение двух последних десятилетий не могут быть объяснены одними лишь естественными процессами. Также показано, что потепление последних десятилетий связано с парниковыми газами, тогда как потепление первой половины двадцатого века может быть объяснено одними лишь естественными процессами [4, 10].

Приповерхностная температура воздуха (ПТВ) является одним из основных параметров, использующихся для изучения климатической изменчивости. Понимание неопределенностей в температурных данных необходимо для того, чтобы прийти к определенному выводу о природе температурной изменчивости [14]. Как было отмечено Межправительственной группой экспертов по климатическим изменениям [9], основной проблемой и причиной систематических ошибок в высоких северных широтах и над океанами является недостаточное пространственно-временное разрешение температурных данных.

Существующие наборы данных ПТВ основаны на различных компиляциях результатов измерений на метеорологических станциях и никогда не используют в точности одни и те же данные [11]. Различаются и методы интерполяции данных наземных метеорологических станций на регулярную сетку. Среди наиболее часто используемых следует отметить метод климатических аномалий (МКА) [11], метод опорной станции (МОС) [6], метод первых разностей (МПР) [17] и объективный анализ (ОА) [3]. В работе [17] были рассмотрены три различных метода (МКА, МПР и МОС), проведена оценка ошибки расчета глобальных изменений ПТВ, связанной с особенностями этих методов, и показано, что различия глобальных трендов, рассчитанных по данным, которые были получены этими тремя способами, не превышали сотых долей градуса за сто лет. Однако это не так в случае рассмотрения региональных трендов. В высоких северных широтах различное пространственно-временное разрешение приводит к разночтению в оценках температурной изменчивости и трендов в XX веке [11, 19]. Это указывает на необходимость сравнения существующих наборов данных ПТВ для высоких широт с тем, чтобы оценить различия между ними. Кроме того, существуют методы, позволяющие повышать пространственное разрешение сеточных данных, даже в условиях недостатка информации. Так, метод объективного анализа (ОА), включающий в себя оптимальную интерполяцию, позволяет оптимизировать данные, когда информация является неполной [3, 13]. Все вышеизложенные факты и определили следующие цели работы:

- сравнение существующих сеточных наборов данных о ПТВ для высоких северных широт с тем, чтобы определить различия между ними и их возможное применение для оценки изменений климата;
- создание нового сеточного набора данных о ПТВ для высоких широт, имеющего улучшенное пространственное и временное разрешение.

Для сравнения использовались четыре набора данных о ПТВ, широко применяющихся в климатических исследованиях:

- набор данных Джонса [11, 12], обозначаемый в дальнейшем J;
- набор данных Хансена [7], обозначаемый в дальнейшем H;
- набор данных Алексеева [2]; обозначаемый в дальнейшем A;
- результаты реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) (ERA-40) [22], обозначаемый в дальнейшем E.

В табл. 1 приведена спецификация используемых наборов данных о ПТВ.

Для января, апреля, июля и октября проведено пространственно-временное сравнение этих наборов данных для области к северу от 40° с.ш. с тем, чтобы определить согласованность и различия аномалий и трендов ПТВ для различных временных периодов и сезонов.

Для сравнительного анализа из трех сеточных наборов данных о ПТВ были извлечены данные по области 40–90° с.ш. за период 1900–1999 гг. Данные реанализа использовались начиная с 1957 г. В качестве справочного периода, относитель-

Таблица 1

Набор данных	Период, годы	Разрешение	Метод интерполяции на регулярную сетку	Ссылки
Е	1957–2002	2,5° × 2,5°	Реанализ, ERA-40, ECMWF	[22]
А	1891–1999	5° × 10°	Объективный и синоптический анализ	[2]
J	1870–2002	5° × 5°	Метод климатических аномалий (МКА)	[11, 12]
Н	1880–1999	1° × 1°	Метод опорной станции (МОС)	[6, 7]

но которого рассчитывались аномалии ПТВ, выбран период 1961–1990 гг. Все температурные аномалии были проинтерполированы на регулярную сетку с пространственным разрешением $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

Была рассчитана корреляция для января и июля между наборами данных А, J и Н для столетнего периода 1900–1999 гг., а также для периода 1958–1994 гг. Статистически значимая корреляция была отмечена для всех наборов данных и обоих сезонов за исключением некоторых высокоширотных областей над морем, где коэффициент корреляции составил 0,2–0,4. Наиболее высокая корреляция (коэффициент корреляции 0,8–0,9) отмечена над сушей, особенно на территории Северной Америки и Западной Европы, что объясняется высокой плотностью метеорологических станций. Низкая корреляция между наборами данных над океанскими территориями связана с малой температурной изменчивостью над океанами, а также с тем, что в различных наборах данных для этих территорий использовалась различная исходная информация. Для наборов данных Е, J, Н использовались данные о температуре поверхности океана, а для набора данных А значения температур над океаном были получены при совместном применении оптимальной и визуальной интерполяции данных метеорологических станций и некоторых кораблей погоды.

Был проведен анализ аномалий ПТВ для января, апреля, июля и октября в двух широтных зонах: $40\text{--}60^\circ$ с.ш. и $60\text{--}90^\circ$ с.ш. Обнаружено, что разницы между нефильТРованными временными рядами набора данных А, J и Н максимальны в первой половине XX века для области $60\text{--}90^\circ$ с.ш. В январе наибольшая разница была в 1940-х гг. и достигала $\sim 3^\circ\text{C}$ для наборов данных А и J, $2,5^\circ\text{C}$ для наборов данных А и Н и $\sim 1,0^\circ\text{C}$ для Н и J наборов данных. В октябре наибольшие расхождения были обнаружены в 1911–1919 гг.: 2°C для наборов данных А и Н, $\sim 2^\circ\text{C}$ для наборов данных А и J и $\sim 1,6^\circ\text{C}$ для Н и J наборов данных. Наибольшее совпадение между рассматриваемыми временными рядами наблюдалось для области $40\text{--}60^\circ$ с.ш. в июле и апреле.

Линейные тренды ПТВ для периода 1900–1999 гг. представлены в табл. 2. Наибольшие различия были обнаружены между наборами данных А и остальными наборами данных (для наборов данных А и J $\sim 0,64^\circ/100$ лет в июле, $\sim 0,6^\circ/100$ лет в октябре; для наборов данных А и Н $\sim 0,45^\circ/100$ лет в октябре). Это может быть объяснено лучшим пространственным покрытием для набора данных А, в котором использовались данные российских дрейфующих станций. Различия в трендах для наборов данных Н и J, с наибольшим значением $\sim 0,46^\circ/100$ лет, отмечено в июле.

Сравнение данных реанализа Е с наборами данных А, J и Н за их общий период с 1958 г. показало достаточно хорошее согласие. Однако тренды в Е наборе данных систематически ниже (табл. 2б).

Таблица 2

Набор данных	а				б			
	60–90° с.ш.		40–60° с.ш.		60–90° с.ш.		40–60° с.ш.	
	январь	июль	январь	июль	апрель	октябрь	апрель	октябрь
а) 1900–1999 тренды ($^\circ\text{C}/100$ лет)								
А	1,36	1,20	0,52	0,54	0,54	-0,42	1,04	0,01
J	0,93	0,56	1,02	0,49	0,89	0,18	0,98	0,57
Н	1,12	1,02	0,84	0,39	0,68	0,03	0,79	0,37
б) 1958–1999 тренды ($^\circ\text{C}/10$ лет)								
А	0,14	0,28	0,19	0,22	0,57	0,16	0,28	0,11
J	0,15	0,17	0,23	0,13	0,35	0,12	0,20	0,14
Н	0,19	0,15	0,25	0,12	0,36	0,13	0,20	0,12
Е	0,12	0,10	0,15	0,07	0,34	0,12	0,14	0,07

. Значимые на уровне 95 % тренды выделены жирным шрифтом

Анализ зонально-осредненных аномалий ПТВ выявил расхождения между наборами данных до 1,5 °С. В январе, апреле и особенно в октябре потепление первой половины XX века ограничено высокими широтами в наборах данных А и J, тогда как в наборе данных Н оно выражено слабо.

Анализ пространственного распределения трендов ПТВ для периодов потепления и похолодания продемонстрировал как общие черты, так и различия. Для периода потепления 1920–1939 гг. общими для всех наборов данных явились похолодание в Центральной Азии и Сибири и сильное потепление над восточной частью Северной Америки в январе. В июле область положительных аномалий ПТВ занимала всю Северную Америку и европейскую территорию России, а похолодание наблюдалось над Центральной Азией. Основные различия между наборами данных были отмечены для океанских территорий.

Периоды потепления 1920–1939 гг. и 1980–1999 гг. наиболее сильно проявляются в январе. Однако положительные тренды ПТВ как летом, так и зимой для периода 1980–1999 гг. наблюдаются на большой территории, и их пространственное распределение отличается от того, которое наблюдалось в период первого потепления. Это справедливо для всех наборов данных, основное же противоречие здесь связано с трендами ПТВ в Центральной Арктике, где набор данных А показывает потепление в январе, набор данных Е отмечает похолодание, а в наборах данных J и Н информация для Центральной Арктики вовсе отсутствует. Трудно сделать заключение о корректности этих оценок, так как тренды ПТВ в Центральной Арктике в последние десятилетия по данным различных наблюдений варьируются от значительного потепления [20] до сильного похолодания [14, 15].

Все вышеперечисленные расхождения между рассматриваемыми наборами данных ПТВ подтолкнули нас к созданию нового сеточного набора данных о ПТВ. Этому способствовало наличие дополнительных сведений о ПТВ для Центральной Арктики и применение методов, позволяющих улучшить пространственное разрешение сеточных данных. Так, метод объективного анализа, включающий оптимальную интерполяцию, имеет преимущества по сравнению с другими подходами, в особенности в случае редкой сети наблюдений.

В качестве основного источника данных использовалась среднемесячная ПТВ с метеорологических станций [12], качество которой довольно высоко согласно исследованиям масштабных оценок и анализу однородности рядов, проведенных Джонсом [12].

Дополнительно для второй половины XX века использовались наблюдения за ПТВ, полученные с помощью ARGOS буев (1979–1997 гг.) [20], российских дрейфующих станций (1937–1991 гг.) [1, 5].

Новый сеточный набор данных о ПТВ был создан с использованием метода объективного анализа [3]. Анализ проводился для каждой точки регулярной сетки с разрешением 2,5°×2,5° (144×21 точек) для периода 1900–2000 гг. Расчет среднемесячных климатических норм и автокорреляционных функций проводился с использованием данных о температуре воздуха по данным реанализа ERA-40 для периода 1961–1990 гг.

Так как плотность станций меняется значительно, были использованы «супернаблюдения», представляющие собой статистическое среднее наблюдений на всех станциях в радиусе 100 км. Очевидно, что точность «супернаблюдений» возрастает с увеличением числа усредняемых станций.

Было проведено сравнение полученного нового набора данных (здесь и далее N) с широко используемым в климатических исследованиях набором данных J. Рассматривались аномалии ПТВ относительно периода 1961–1990 гг. для J и N.

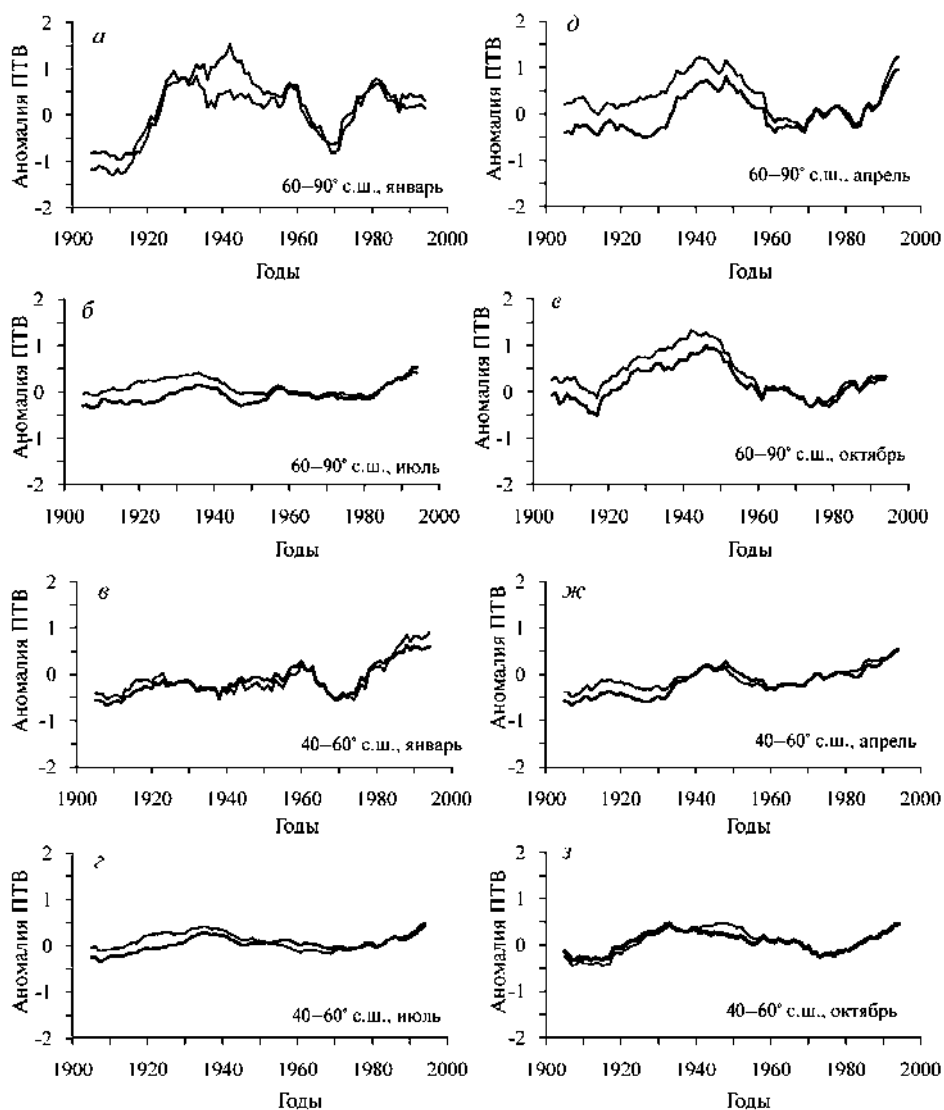


Рис. 1. Аномалии ПТВ в январе (а, в), июле (б, г), апреле (д, ж) и октябре (е, з) для различных широтных зон: черная линия – набор данных J, серая линия – набор данных N

Таблица 3

Месяц	N		J	
	60–90° с.ш.	40–60° с.ш.	60–90° с.ш.	40–60° с.ш.
Январь	1,05	0,96	0,93	1,02
Июль	0,11	0,12	0,56	0,49
Апрель	0,15	0,69	0,89	0,98
Октябрь	0,30	0,31	0,18	0,70

. Значимые на уровне 95 % тренды выделены жирным шрифтом

На рис. 1 представлено скользящее среднее аномалий ПТВ (окно осреднения 11 лет) для января, апреля, июля и октября в двух широтных зонах: 40–60° с.ш. и 60–90° с.ш. Из рисунка видно, что в течение XX века в высоких широтах наблюдалось два периода потепления: 1920–1940 гг. и современное потепление, начавшееся в середине 1970-х гг. Следует отметить, что для области 40–60° с.ш. наборы данных J и N практически совпадают. Наибольшая разница между ними отмечается в первой половине XX века для области 60–90° с.ш. Существует также значимая разница в столетних трендах 1900–1999 гг. (табл. 3), особенно в апреле для полярного региона.

Эти расхождения могут быть объяснены различным пространственным покрытием двух рассматриваемых наборов данных, что определяется используемым методом интерполяции на узлы регулярной сетки. Так, из рис. 2 видно, что число пропущенных значений (над сушей) для набора данных J в четыре раза больше, чем для нового набора данных. Следовательно, наибольшее расхождение между наборами данных имеет место в регионах, где в них используется различное количество данных для осреднения. Поэтому нами были рассчитаны аномалии ПТВ для апреля и области 60–90° с.ш. (именно той области и сезона, для которых была обнаружена наибольшая разница в трендах между другими наборами данных), с использованием одинакового числа ячеек сетки над сушей для J и N. В этом случае осредненные аномалии ПТВ для двух наборов данных очень близки. Затем нами были рассчитаны аномалии ПТВ для того же региона и месяца, но с исключением из набора данных N тех узлов сетки, в которых в наборе данных J информация отсутствует. Линейные тренды ПТВ для этого случая приведены в табл. 4. Использование одинакового числа ячеек сетки для данных J и N значительно снизило разницу в трендах.

Оставшиеся расхождения можно объяснить особенностями применяемых для каждого набора данных методов интерполяции на регулярную сетку. В то время

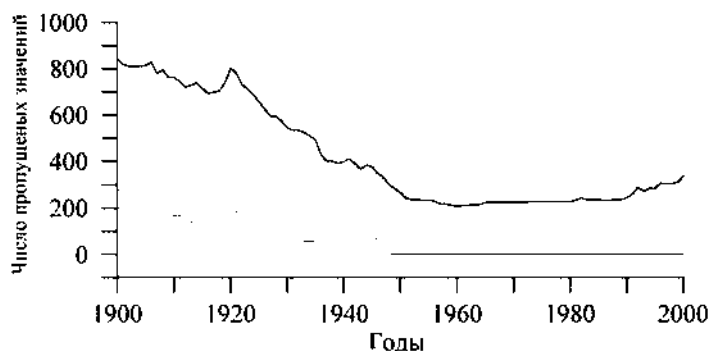


Рис. 2. Число пропущенных значений над сушей для наборов данных J (черная линия) и N (серая линия)

Таблица 4

Набор данных	Тренд
J	0,89
N	0,15
N без ячеек, где есть пропуски в CRUTEM2v данных	0,65
J, только суша	0,85
NA, только суша	0,66

. Значимые на уровне 95 % тренды выделены жирным шрифтом

как в МКА, применявшемся при создании набора данных J, использовались станционные ПТВ только внутри ячейки сетки, при создании же нового набора данных N в алгоритме оптимальной интерполяции были использованы также данные близлежащих станций, находящихся вне ячейки сетки. Этот пример иллюстрирует проблему получения и интерпретации линейных трендов и оценки их значимости для ограниченных территорий.

На рис. 3 представлена область, ограничивающая среднеквадратическую относительную ошибку интерполяции для каждого месяца. Ошибки максимальны в начале XX века и минимальны в период 1950–1990 гг., что связано с высокой плотностью наблюдений в этот период. В последние годы ошибки интерполяции вновь возрастают, что объясняется уменьшением числа станций.

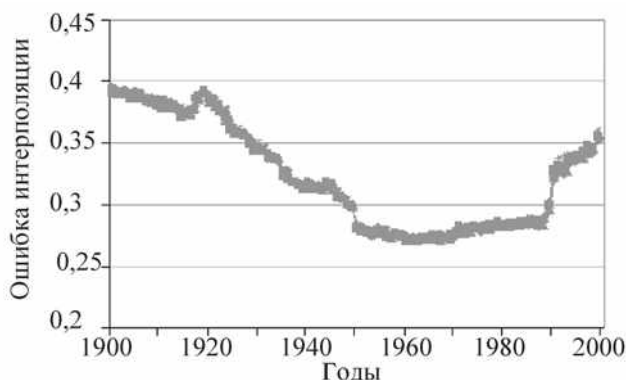


Рис. 3. Относительные ошибки интерполяции

В работе проведено сравнение сеточных наборов данных о ПТВ для высоких широт. Показано, что для полярного региона ошибки в линейных трендах ПТВ, вызванные недостаточным пространственным разрешением, могут составлять около половины градуса за сто лет. Рассмотренные наборы данных получены с помощью различных методов интерполяции станционных данных в узлы регулярной сетки. Все интерполяционные процедуры дают одинаковые результаты в случае густой наблюдательной сети. В условиях же недостаточной информации наиболее эффективными методами осреднения метеорологических полей являются статистически оптимальные методы. С использованием метода объективного анализа создан новый сеточный набор данных о ПТВ для области к северу от 40° с.ш. для периода 1900–2000 гг. Преимуществом нового набора данных является его улучшенное пространственное разрешение в высоких северных широтах, что стало возможным благодаря способности ОА оптимизировать данные, когда информация является неполной.

Новый сеточный набор данных о ПТВ, описанный в данной работе, может быть получен на сайте Научного фонда «Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена» http://www.niersc.spb.ru/NANSEN_SAT_gridded.rar.

Работа была выполнена при поддержке Норвежского исследовательского совета по проектам MACESIZ, ROLARC и ARCWARM.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Е., Брызгин Н., Дементьев А., Радионов В. Метеорологический режим Арктического бассейна (по данным дрейфующих станций). Том 2. Климат приледного слоя атмосферы Арктического бассейна / Под ред. Г.В.Алексеева. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. 144 с.
2. Алексеев Г.В., Священников П.Н. Естественная изменчивость характеристик климата северной полярной области и Северного полушария. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 159 с.
3. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 242 с.
4. Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M. The early twentieth-century warming in the Arctic – a possible mechanism // *J. Climate*. 2004. Vol. 17. P. 4045–4057.
5. Frolov I. E., Gudkovich Z.M., Radionov V.F., Shirochkov A.V., Timokhov L.A. The Arctic Basin – Results from the Russian Drifting Stations. Chichester, UK: Springer, 2005. 273 p.
6. Hansen J. E., Lebedeff S. Global trends of measured surface air temperature // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 13345–13372.
7. Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Sato M. GISS analysis of surface temperature change // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. P. 30997–31022.
8. Hansen J., Sato M., Ruedy R., Lo K., Lea D.W., Medina-Elizade M. Global temperature change // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2006. Vol. 103. P. 14288–14293.
9. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). The Physical Science Basis // Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.
10. Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V. and co-authors. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability // *Tellus*. 2004. Vol. 56A. P. 328–341.
11. Jones P., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G. Surface air temperature and its changes over the past 150 years // *Rev. Geophys.* 1999. Vol. 37. P. 173–199.
12. Jones P.D., Moberg A. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001 // *J. Climate*. 2003. Vol. 16. P. 206–223.
13. Kagan R.L. Averaging of Meteorological Fields. Kluwer Acad., Norwell, Mass. 1997. P. 397.
14. Kahl J.D., Charlevoix D.J., Zaitseva N.A., Schnell R.C., Serreze M.C. Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years // *Nature*. 1993. Vol. 361. P. 335–337.
15. Karl T.R., Knight R.W., Christy J.R. Global and hemispheric temperature trends: Uncertainties related to inadequate spatial sampling // *J. Climate* 1993. Vol. 7. P. 1144–1163.
16. Overland J.E., Spillane M.C., Percival D.B., Wang M., Moffeld H.O. Seasonal and regional variation of pan-Arctic surface air temperature over the instrumental record, 1871–2000 // *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 108. P. 4407–4410.
17. Peterson T.C., Karl T.R., Jamason P.F., Knight R., Easterling D.R. The first difference method: Maximizing station density for the calculation of long-term global temperature change // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 25967–25974.
18. Polyakov I.V., Johnson M.A. Arctic decadal and interdecadal variability // *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27. P. 4097–4100.
19. Przybylak R. Temporal and spatial variation of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic // *Int. J. Climatol.* 2000. Vol. 20. P. 587–614.
20. Rigor I.G., Colony R.L., Martin S. Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–1997 // *J. Climate*. 2000. Vol. 13. P. 896–914.
21. Serreze M.C., Walsh J.E., Chapin F.S., Osterkamp T., Dyurgerov M. and co-authors. Observational evidence of recent changes in the northern high-latitude environment // *Clim. Change*. 2000. Vol. 46. P. 159–207.
22. Uppala S.M., Kellberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., da Costa Bechtold V. and co-authors. The ERA-40 re-analysis // *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.* 2005. Vol. 131. P. 2961–3012.

**HIGH NORTHERN LATITUDE SURFACE AIR TEMPERATURE:
CREATION OF A NEW GRIDDED DATASET ON HIGH NORTHERN LATITUDE
SURFACE AIR TEMPERATURE**

Detection and attribution of temperature changes in the high northern latitudes is dependent of constraining uncertainties and resolving apparent discrepancies in observational datasets. A new gridded surface air temperature (SAT) dataset for the region north of 40° N has been created for the period 1900–2000 using Objective Analysis (OA) methods. The dataset uses all available data from land meteorological stations, ARGOS buoys, drifting stations, and patrol ships. The results obtained by the OA are compared with other gridded SAT data already in use. The advantage of the new data set is its enhanced spatial coverage in high northern latitudes, due to the ability of OA to optimize the data when the information is scarce. Our results indicate that for the polar region, the magnitude of SAT trend errors caused by incomplete spatial data coverage can be in the order of half a degree per hundred years.

ОЦЕНКА РИСКОВ ПЛАВАНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИЗМЕРЕНИЙ ЦИФРОВОГО ТЕЛЕВИЗИОННОГО КОМПЛЕКСА

В.Ю.ТРЕТЬЯКОВ^{1,2}, С.В.ФРОЛОВ¹, А.Э.КЛЕЙН¹

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² — Санкт-Петербургский государственный университет

В статье рассматривается методика оценки аварийности плаваний с помощью компьютерного статистического моделирования случайных событий методом Монте-Карло. Приводится список параметров модели, одним из которых является статистическое распределение толщины льда. Приводится описание разработанного компьютерного цифрового телевизионного комплекса и программного обеспечения для измерения толщины ледяного покрова.

Развитие экономики и социальной сферы России в ближайшие десятилетия будет тесно зависеть от освоения месторождений углеводородного сырья на шельфе Российской Арктики. Этот мощный сектор отечественной экономики призван служить локомотивом модернизации, обеспечивающим обновление и рост многих отраслей: судостроения, машиностроения, металлургии, транспортной инфраструктуры и т.д. Неизбежно увеличение судоходства, причем не только танкерного: к уже выполняющимся транспортным операциям по вывозу продукции Норильского промышленного узла добавятся перевозки добываемого сырья из вводимых в строй рудных месторождений и т.п.

Эти факторы требуют адекватной оценки рисков плаваний судов во льдах при выработке оптимальной государственной политики в сфере минимизации затрат и ущерба при планировании транспортных перевозок в Российской Арктике. Очевидна необходимость определения понятия «риск» и разработки методологии расчета риска транспортных операций в акватории Северного Ледовитого океана.

Понятие риска связано с наступлением негативных последствий аварийных событий. В настоящее время еще не существует строгого математического обеспечения определения риска, хотя уже разработана теория риска, входящая в теорию игр. Очевидно, что без использования понятия «риск» невозможно обойтись при планировании транспортных операций на длительный период функционирования морских транспортных систем. Эксплуатация систем транспортировки углеводородов связана с реальной возможностью возникновения аварийных ситуаций, которые могут привести к значительному материальному, экологическому, а также социальному ущербу.

Наука о риске сформировалась в последней четверти XX века, ее важнейшая особенность — междисциплинарный характер с теснейшим взаимодействием естественных и гуманитарных наук. В научной литературе подчас используются противоречащие друг другу определения. Нередко термин «риск» употребляется как тождественный термину «опасность», например: «риск — это опасность возникновения неблагоприятных последствий рассматриваемого события». Однако все большее распространение получает подход к определению риска неблагоприятного события, учитывающий не только вероятность этого события, но также все его возможные последствия. Риск — количественная мера опасности с учетом ее по-

следствий. Последствия проявления опасности всегда приносят ущерб, который может быть экономическим, социальным, экологическим и т.д. Следовательно, оценка риска должна быть связана с оценкой ущерба. Чем больше ожидаемый ущерб, тем значительнее риск. Кроме того, риск будет тем больше, чем больше вероятность проявления соответствующей опасности. Поэтому риск может быть определен как произведение вероятности опасного события или процесса на величину ожидаемого ущерба. Таким образом, понятие «риск» объединяет два понятия — «вероятность опасности» и «ущерб от реализованной опасности».

Риски, угрожающие безопасности, обычно характеризуются малыми вероятностями, но тяжелыми последствиями, которые проявляются очень быстро. Для условий арктических морей это аварии судов, буровых установок, терминалов, трубопроводов и т.д. Особенность рисков состояния окружающей среды заключается в весьма существенной неопределенности причин и эффектов, проявляющихся на различных уровнях экосистем. Риски данного типа могут проявляться в замерзающих морях при возникновении аварийных ситуаций с судами и стационарными инженерными сооружениями — нефтедобывающими платформами, терминалами. Риски угрозы общественному благосостоянию обусловлены восприятием и оценкой обществом функционирования технической системы (в данном случае — системы морских перевозок, добычи ископаемых в прибрежной зоне и т.п.). Разумеется, угроза общественному благосостоянию непосредственно зависит от того, в какой степени эта деятельность связана с рациональным использованием природных ресурсов, как она отражается на состоянии окружающей среды. Негативное общественное восприятие деятельности объекта проявляется быстро и оказывается устойчивым. Для общественного сознания характерно крайнее негативное восприятие морских катастроф или хотя бы потери судном возможности движения в сплоченных льдах. Это может вызвать цепную реакцию чрезвычайных ситуаций, связанных с невыполнением так называемого «северного завоза» или работы нефтедобывающих платформ и терминалов. Очевидно, что для замерзающих морей наиболее опасные экологические последствия могут иметь чрезвычайные ситуации с танкерами, перевозящими углеводородное сырье.

Аварии могут иметь причины, связанные с «человеческим фактором», т.е. ошибками или халатным отношением судоводителей и специалистов по эксплуатации судна и форсмажорными обстоятельствами, не зависящими от человеческой воли. Вероятно, в качестве оценок вероятностей аварий, причиной которых является «человеческий фактор», можно использовать обобщенные результаты аварийности судоходства. Оценка рисков аварийных ситуаций данного типа не является целью настоящего исследования.

Особенность транспортных операций в Арктике заключается в наличии ледяного покрова. Транспортировка углеводородов танкерами может осуществляться при помощи ледокольной проводки. Здесь возможны две причины возникновения аварийной ситуации. Первая — столкновение судна с льдиной, торосистым образованием в проложенном ледоколом канале или столкновение с кромкой канала. Избежать таких случаев невозможно, но возможно определение безопасной скорости движения судна в зависимости от его ледового класса, свойств и характеристик ледяного покрова. Строгое соблюдение правил плавания судов во льдах позволяет исключить вероятность данной аварийной ситуации, которая может рассматриваться как разновидность аварийных ситуаций, обусловленных «человеческим фактором». Для моделирования таких аварийных ситуаций необходима статистика нарушений правил судоходства, причем здесь можно привлекать данные по всему судоходству в Мировом океане. Вторая причина — сжатие судна льдами. Это действительно форсмажорное обстоятельство, периодически встречающееся при движении судов во льдах. Все известные случаи гибели судов в Северном Ледовитом океане были вызваны именно

сжатиями льдов. Планирование транспортных операций с гарантированным исключением вероятности возникновения сжатий во льду в принципе невозможно: никакое развитие компьютерной техники и детерминированных компьютерных моделей динамики ледяного покрова не позволит с абсолютной гарантией избегать зон сжатий.

Сжатие судна льдом может вызвать три типа аварийных ситуаций с различным объемом ущерба. Самым опасным является разрушение герметичности корпуса с поступлением углеводородов в окружающую среду, что неизбежно вызовет экологическую катастрофу. При этом возможна гибель судна или получение повреждений такого уровня, который сделает нерентабельным его последующий ремонт. Меньшей по тяжести последствий является ситуация, при которой не происходит утечки транспортируемых углеводородов или других представляющих опасность для окружающей среды грузов, но судно теряет способность к самостоятельному движению и ему требуется срочный ремонт. Для танкерного флота подобная ситуация приводит к срыву регулярной транспортировки углеводородного сырья и косвенно увеличивает вероятность аварий с экологическим ущербом на береговых терминалах и тем более на морских нефтедобывающих платформах, поскольку на них может храниться только ограниченное количество добытого сырья. В случае срыва регулярности транспортировки неизбежно возникает ситуация заполнения добытым сырьем всех имеющихся в наличии хранилищ, что приводит к необходимости прекращения добычи и закупорки скважины. Естественно, что операции по консервации и последующей расконсервации скважин, особенно расположенных на шельфе, чреваты авариями с поступлением углеводородов в окружающую среду. Наименее опасной по последствиям является аварийная ситуация, приводящая к повреждениям судна, не влияющим на его судходные качества и требующим устранения только при плановом ремонте. В этом случае вообще нет экологических последствий, а экономические ограничиваются увеличением расходов судовладельца на ремонт, впоследствии перекладываемых на конечного потребителя.

Разумеется, можно относиться к морским коммерческим транспортным операциям как к рискованной игре, которая в случае удачи может принести крупный выигрыш. При такой психологической мотивации нет никакой необходимости в определении величины риска: ведь азартные игроки осознают, что казино в конечном счете обязательно останется в выигрыше, однако надеются на крупный однократный выигрыш.

Однако транспортировка углеводородного сырья от арктических прибрежных и шельфовых месторождений продолжается длительный период времени — десятки лет. Аналогично достаточно продолжительное время осуществляется разработка рудных месторождений, снабжение населенных пунктов и вахтовых баз. В этом случае научные исследования в состоянии помочь с выработкой оптимальных управленческих решений по определению выбора метода транспортировки углеводородов: судами или с помощью трубопроводов, технических характеристик судов и маршрутов плаваний. Теоретически принцип выбора понятен: максимальная эффективность принятого решения в денежном эквиваленте. Сложность в том, как учесть цену ущерба, связанного с авариями судов. Кроме того, управляющая структура может быть вынуждена выбирать не самое эффективное с точки зрения всего периода выполнения транспортных операций решение, если на его выполнение просто нет финансовых возможностей. Например, возможен вариант, когда в плане многолетней эксплуатации более выгодно использование трубопровода. Однако трубопровод — очень дорогая система, требующая значительного периода времени для прокладки. Использование же танкера приносит выгоду уже после первой транспортной операции.

Применение статистического моделирования аварийности плавания методом Монте-Карло позволяет с высокой точностью определить количество аварий на

определенном маршруте движения за достаточно длительный период времени. Сущность этого метода заключается в трактовке параметров расчетной модели как случайных величин, характеризующихся определенными законами распределения. Прогностическая ценность модели определяется адекватностью реальности используемых распределений случайных величин. Разумеется, надежнее всего использовать распределения, построенные по данным натурных исследований. Однако необходимым условием их использования является уверенность в неизменности характеристик случайных величин в течение периода эксплуатации транспортной системы. Это же отнюдь не является очевидным, наоборот, выявлена цикличность характеристик ледяного покрова Арктики с временным масштабом нескольких десятков лет, сопоставимым с продолжительностью эксплуатации месторождений. Другая неопределенность вызывается возможными глобальными изменениями климата. Из-за этого параметры модели следовало бы рассматривать не как случайные величины, а в качестве случайных функций. Однако подобный подход существенно усложнил бы методику моделирования. Поэтому в случае прогнозируемых изменений характеристик ледяного покрова в продолжение периода эксплуатации транспортной системы более рациональным представляется теоретический расчет законов распределения параметров модели. Он может быть выполнен на основании выявленных по данным натурных исследований эмпирических распределений с учетом ожидаемых изменений статистических параметров этих распределений по результатам компьютерных моделей, включая детерминированные.

В разработанной компьютерной модели оценки аварийности плаваний выбор значения параметра осуществляется с помощью генератора псевдослучайных чисел компьютера. Возвращаемое значение в диапазоне 0–1 рассматривается в качестве величины интегральной функции распределения параметра модели. По ней определяется значение квантили — величины параметра модели, имеющего данное значение интегральной функции распределения.

В настоящее время в компьютерной модели оценки аварийности плаваний реализована только одна причина аварий: сжатие судна льдом. В модели авария в результате сжатия льда происходит в том случае, когда прочность льда оказывается выше прочности корпуса судна. Это справедливо для случая статической нагрузки в районе миделя корпуса судна, но неверно для случаев динамических взаимодействий судна с льдинами и торосистыми образованиями. Аварий по данной причине можно избежать строгим выполнением правил судовождения, ограничивающих максимальную скорость движения судов в дрейфующих льдах.

Сущность используемой схемы моделирования заключается в следующем. Оценивается аварийность плаваний по определенному маршруту при наличии дрейфующих льдов. Движение каравана (судна) моделируется только в сплоченных дрейфующих льдах, поскольку только в них возможны сжатия льдов. Для моделирования конкретных реализаций плаваний используется генератор случайных чисел и законы распределения параметров ледяного покрова. Последние задаются во внешних текстовых файлах. Перед началом модельного эксперимента пользователь с помощью интерфейса модели выбирает необходимые файлы данных для построения законов распределений. В этих файлах должны быть записаны два столбца чисел: в первом — значения параметра, во втором — значения интегральной функции распределения. Если выданное генератором случайных чисел значение не равно ни одному из значений интегральной функции распределения во внешнем файле, то величина квантили — параметра модели определяется в программе с помощью интерполяции. Так достигается универсальность использования компьютерной модели: пользователь не должен редактировать исходный код программы, от него требуется подготовка внешних файлов распределений параметров модели. Для подготовки данных применяется специально разработанная программа, создающая

внешний текстовый файл эмпирического закона распределения на основании данных внешнего файла формата Microsoft Excel, содержащего данные о частоте встречаемости исследуемого параметра. Этот внешний файл содержит два столбца. В первом содержатся значения параметра, во втором — характеристика частоты их встречаемости. Например, для формирования файла закона распределения толщины льда в левом столбце исходного файла следует задать средние значения толщины льда по возрастным градациям, а в правом — суммарная протяженность пути плавания во льдах различного возраста на маршруте движения.

Алгоритм моделирования следующий: сначала задается закон распределения протяженности маршрута в сплоченных льдах для определенного временного промежутка (месяц, декада). Закон распределения может быть построен на основании как данных натурных наблюдений, так и результатов компьютерного моделирования динамики ледяного покрова. Так, апробация модели была выполнена для трех вариантов маршрута плавания по трассе Приразломное месторождение — кромка дрейфующих льдов в Баренцевом море. Распределения протяженностей плаваний были построены по данным Норвежского электронного атласа характеристик ледяного покрова [5]. Было обработано 1136 электронных карт общей сплоченности льда за 1980–1989 гг. и 1994–2002 гг. На их основании были созданы 42 файла распределений протяженности плаваний в сплоченных льдах для полумесячных интервалов с ноября по май.

Затем пользователь выбирает распределения протяженностей участков пути без сжатий и с ними. Эти распределения также могут основываться на данных судовых специальных наблюдений или результатах моделирования. Далее пользователь задает закон распределения толщины льда и вероятность попадания судна в зону сжатий, которая определяется отношением суммарной протяженности участков со сжатиями дрейфующих льдов к общей протяженности маршрута в сплоченных льдах. Также пользователь задает закон распределения относительной прочности льда по отношению к максимально возможной, величины модуля Юнга льда и предельных прочностей льдов различных возрастных градаций, ледовый класс и водоизмещение судна. После задания всех параметров модели с помощью интерфейса пользователя начинается численный эксперимент, который прекращается, если при имитации 10000 плаваний не произошло ни одной аварии или если разность отношений числа аварий к числу плаваний между текущим и предыдущим модельными плаваниями меньше одной тысячной текущего отношения. То есть численный эксперимент прекращается, если величина аварийности стала устойчивой и практически не изменяется с проведением следующего модельного эксперимента. Данная процедура проверки выполняется только в том случае, если число аварий превышает 10.

В начале каждого модельного плавания определяется протяженность пути в сплоченных льдах при помощи генератора случайных чисел компьютера. Если протяженность пути в сплоченных льдах отлична от нуля, то производится имитация движения по отдельным участкам маршрута в сплоченных льдах.

В начале каждого участка выполняется первое модельное испытание: определяется, есть ли сжатие. Если сжатия нет, то производится следующее модельное испытание: определяется протяженность участка пути без сжатий в сплоченных льдах, затем определяется протяженность оставшегося пути в сплоченных льдах. Далее определяется наличие или отсутствие сжатия ледяного покрова на следующем участке пути. Если же на данном участке пути наблюдается сжатие, то сначала производится модельное испытание с определением протяженности участка сжатий. Затем выполняются испытания с определением толщины ледяного покрова и его относительной прочности. По этим параметрам определяется величина предельной нагрузки, которую может испытывать лед без разрушения. Если эта

нагрузка оказывается выше предельного давления, которое может выдерживать корпус судна в районе миделя, то неизбежно происходит авария и в модели реализуется плавание следующего судна. Расчет этого предельного давления выполняется в зависимости от ледового класса и водоизмещения судна в соответствии с Правилами Российского морского регистра судоходства.

Алгоритм расчета предельной прочности льда на сжатие учитывает два механизма: раздробления и излома льда из-за его изгиба. Дрейфующий лед рассматривается в качестве полубесконечной пластины, расположенной на упругом основании. Вызывающая раздробление льда локальная погонная нагрузка на борт судна (размерность — н/м) и, естественно, на ледяной покров q_c рассчитывается по формуле:

$$q_c = \sigma_c \cdot h, \quad (1)$$

где σ_c — прочность льда при одноосном сжатии, h — толщина льда [2]. Прочностные характеристики льда слабо зависят от температуры и солёности и очень сильно от структуры льда. Величина σ_c в модели определяется следующим образом: значения предельных прочностей сжатия молодого, тонкого, среднего и толстого однолетнего льда умножаются на величину относительной прочности ледяного покрова.

Величина вызывающей потерю устойчивости ледяной пластины и ее излом локальной погонной нагрузки q_b рассчитывается по выражениям [2], [4]:

$$q_b = \sqrt{\rho g D}, \quad D = \frac{E h^3}{12(1 - \mu^2)}, \quad (2)$$

где ρ — плотность воды, g — ускорение свободного падения, D — цилиндрическая жесткость ледяной пластины, E — модуль Юнга льда, h — толщина ледяной пластины, μ — коэффициент Пуассона. При температуре от -3 до -40 °С лед ведет себя как вполне упругое тело, подчиняющееся закону Гука, если приложенное напряжение не превышает определенного значения и продолжительность его воздействия достаточно коротка [1]. Согласно обзору литературы [6] локальная погонная нагрузка убывает по мере увеличения протяженности зоны контакта корпуса судна со льдом l_c пропорционально $l_c^{-0.4}$ при большем 30 отношении протяженности зоны контакта к толщине льда. При толщине льда, равной 1 м, для проявления этого эффекта необходимо, чтобы зона контакта была более 30 м, при толщине льда 2 м — более 15 м. Поэтому в модели этот эффект не учитывается. Предполагается, что опасные зоны контакта лед — корпус судна имеют меньшую протяженность.

В модели из двух локальных погонных нагрузок, приводящих к разрушению ледяной пластины, т.е. нагрузки раздробления и потери устойчивости, выбирается наименьшая. Затем для перехода от локальной погонной нагрузки с размерностью н/м к нагрузке на площадь, т.е. давлению с размерностью н/м², величина погонной нагрузки делится на протяженность зоны контакта лед — корпус судна по вертикали. При статичной нагрузке максимальной величиной зоны контакта по вертикали является толщина льда. В случае, когда минимальной является нагрузка раздробления, прочность ледяного покрова равняется прочности сжатия.

Численные эксперименты показали высокую зависимость результатов от задаваемых параметров прочности льда и законов распределения его толщины. Поэтому прогностическая ценность модельных расчетов существенно зависит от точности задания распределения толщины ледяного покрова. Однако до сих пор законы распределения толщины льда изучены явно недостаточно для того, чтобы они адекватно могли использоваться при моделировании и прогнозе различных арктических систем, включая транспортные, термодинамические и экологические. Поскольку морской лед представляет собой многофазную систему, то методы

дистанционного зондирования с помощью искусственных спутников Земли не в состоянии обеспечить научно-исследовательские работы достаточно точными данными по толщине ледяного покрова.

Поэтому в лаборатории изучения ледового плавания Отдела ледового режима и прогнозов ААНИИ в течение ряда лет для определения толщин льда используется цифровой телевизионный комплекс и разрабатывается программное обеспечение для обработки полученных с его помощью результатов [4]. Комплекс представляет собой стандартную систему видеоконтроля, адаптированную специалистами для специфических условий судовых ледовых наблюдений. Эта система состоит из внешней ТВ камеры в термобоксе с кронштейном и регулируемым объективом с изменяемым фокусным расстоянием (5–50 мм). Камера помещается на верхнем мостике судна таким образом, чтобы полем ее зрения являлся участок возле борта судна, на котором происходит выворот льдин. Камера с помощью кабеля соединяется с компьютером, на котором установлена компьютерная программа «Turphon», применяющаяся для круглосуточной записи снимков с заданной временной дискретностью в специальный буферный файл. Преимущество этой системы заключается в том, что она в принципе не требует присутствия на борту судна специалистов. Достаточно только установить камеру, измерить расстояния от камеры до плоскостей настройки оптических параметров и до поверхности воды, сделать для оптической настройки несколько снимков с известными линейными расстояниями на них (например, с ледемерной рейкой), и система может выполнять автоматическую запись снимков.

На следующем этапе из архивов выбираются снимки, подходящие для измерения толщины льда, т.е. те, на которых видна вывороты льдин, боковая поверхность. Подходящие снимки записываются в файлы формата JPEG: каждый снимок в отдельный файл. Далее с помощью программы «Универсальная обработка снимков льдин» производится обработка файлов снимков. Программа создана на алгоритмическом языке Visual Basic 6.0. Сначала с помощью этой программы формируются текстовые файлы параметров расстояний и оптической настройки.

В левом верхнем углу каждого снимка программа «Turphon» помещает дату и время снимка по часам компьютера. Программа «Универсальная обработка снимков льдин» выполняет автоматическое распознавание даты и времени. Пользователь с помощью программы выбирает снимки, измеряет расстояния на снимках путем указания с помощью курсора и манипулятора «мышь» начальной и конечной точки. Предусмотрено раздельное измерение толщин льда и высоты снега или фирна. На каждом снимке можно выполнить несколько измерений. Результаты измерений автоматически сохраняются в текстовый файл формата реляционной таблицы. Записываются следующие параметры: дата и время снимка, толщина льда, толщина снега или фирна, название файла снимка с адресом его размещения.

Создана редуцированная версия этой программы «Оперативная обработка снимка» для оперативного просмотра снимков пользователем и получения значений толщин на экране в информационном окне без записи результатов во внешние файлы.

Дальнейшая обработка выполняется в среде ГИС ArcView 3.2 с помощью специально разработанного на алгоритмическом языке Avenue программного обеспечения. Для географической привязки снимков используются файлы положений судна по данным спутниковых навигационных систем.

По времени производства снимка программа «отыскивает» точку положения судна и создает слой точек положений судна в моменты производства снимков. В качестве семантических характеристик точек записываются толщина льда и высота снега или фирна.

Использование измерительного комплекса позволяет получать очень большие объемы информации. Так, по данным высокоширотных экспедиций 2004–

2007 гг. отобрано более 86 тыс. снимков, пригодных для выполнения измерений толщины льда. Наблюдения выполнены как в арктических морях, так и в Арктическом бассейне. Пятая часть из них уже обработана, результаты записаны в базы данных. Пространственная привязка точек измерений позволяет учитывать при статистической обработке пространственную неравномерность точек производства снимков и, соответственно, точек измерений толщины льда. По измеренным толщинам выделяются однородные районы, выполняется анализ пространственной и временной изменчивости толщины льда. Затем строятся эмпирические распределения толщины льда для однородных районов и временных периодов, которые в свою очередь используются при оценке рисков плавания судов во льдах.

Использование современных технологий получения натуральных данных о характеристиках ледяного покрова, в первую очередь о толщине льда, а также предложенных алгоритмов количественной оценки рисков плавания судов во льдах предоставляют инструмент для выработки надежных управленческих решений при стратегическом планировании арктических морских транспортных систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: ГМИ, 1980. 384 с.
2. Попов Ю.Н., Фаддеев О.В., Хейсин Д.Е., Яковлев А.А. Прочность судов, плавающих во льдах. Л.: Судостроение, 1967. 156 с.
3. Фаддеев О.В., Хейсин Д.Е. Определение структуры формул для оценки взаимодействия ледяного покрова с конструкциями // Тр. ААНИИ. Т. 391. С. 55–62.
4. Фролов С.В., Клейн А.Э., Третьяков В.Ю. Результаты использования цифрового телевизионного комплекса для измерений толщины льда в Арктическом бассейне в 2004–2005 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. № 75. СПб.: ААНИИ, 2007. С. 123–127.
5. ACSYS Historical Ice Chart Archive (1553–2002). Terje Brinch Loyning, Norwegian Polar Institute. Tromsø, Norway, 2003. <http://acsys.npolar.no>
6. Loset S., Shkhinek K., Uvarova E. An overview of the influence of structure width and ice thickness on the global load//Proc. of the 15th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC'99). 1999. P. 425–434.

V.YU.TRETYAKOV, S.V.FROLOV, A.E.KLEIN

NAVIGATION RISK ASSESSMENT WITH USE OF DIGITAL TELEVISION COMPLEX MEASUREMENTS

The methodology of navigation risk assessment by means of computer statistical imitation of accidental events by Monte Carlo method is considered in the article. The list of the model parameters is presented. One of the main model parameters is statistical distribution of ice cover thickness. Description of the worked out computer television digital complex and software for ice cover thickness measurement is presented.

ИССЛЕДОВАНИЕ АЭРОЗОЛЕЙ И НЕРАСТВОРИМЫХ ЧАСТИЦ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ НА ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В АВГУСТЕ–СЕНТЯБРЕ 2006 г.

Н.В.ГОРЮНОВА, В.П.ШЕВЧЕНКО

Институт океанологии им. П.П.Ширикова РАН, Москва

С помощью современных методов анализа нами был изучен элементный состав проб, собранных методом фильтрации воздуха в ходе рейса на л/к «Капитан Драницын» в Баренцево, Карское моря, море Лаптевых в августе–сентябре 2006 г. Представлены результаты анализов снежных проб, отобранных в том же рейсе в море Лаптевых. Сделаны выводы о происхождении нерастворимых частиц в пробах.

Атмосфера — один из каналов обмена и перераспределения вещества на Земле. Тот факт, что атмосфера содержит взвешенные в воздухе частицы аэрозоля, оказывает существенное влияние на качество воздуха, дальность видимости, оптические свойства атмосферы и на климат [9]. Во многих районах Мирового океана осаждающие на водную поверхность аэрозоли являются важным источником осадочного вещества [1]. В северной полярной области [6] возможен перенос атмосферных аэрозолей на расстояния до 10000 км и более за 5–10 суток, при котором происходит перемешивание и перераспределение аэрозолей различного происхождения (в том числе устойчивых антропогенных экотоксикантов).

Изучение аэрозолей Арктики предполагает не только оценку экологических и климатических последствий антропогенного воздействия крупных источников загрязнения в Северном полушарии, но и выявляет роль эолового переноса как одного из факторов поступления осадочного материала в Арктику [2, 3, 8]. Такие исследования проводятся нами в рамках проекта № 323 Международного полярного года 2007/08 «CRYOEOL».

Для определения элементного состава воздух прокачивался через фильтры АФА-ХА-20 (20 см² — площадь рабочей поверхности) с помощью вакуумного насоса, установленного на баке судна. Фильтры, изготовленные из ацетат-целлюлозы, специально предназначены для химического анализа аэрозолей [4]. Использование данных фильтров позволило собрать в ходе экспедиции не только крупные аэрозольные частицы, но и субмикронные, в том числе частицы морской соли.

Отбор проб снега производился на расстоянии минимум несколько сотен метров от лагеря против ветра (рис. 1). Отбиралось несколько проб свежевыпавшего пушистого снега (верхние 2 см), каждую пробу в три литровые банки или полиэтиленовые пакеты. При комнатной температуре снег растапливался и фильтровался через ядерные фильтры Nuclerog диаметром 47 мм с диаметром пор 0,4 мкм на установке прямой фильтрации для определения концентрации взвеси и изучения ее состава методами оптической и сканирующей электронной микроскопии.

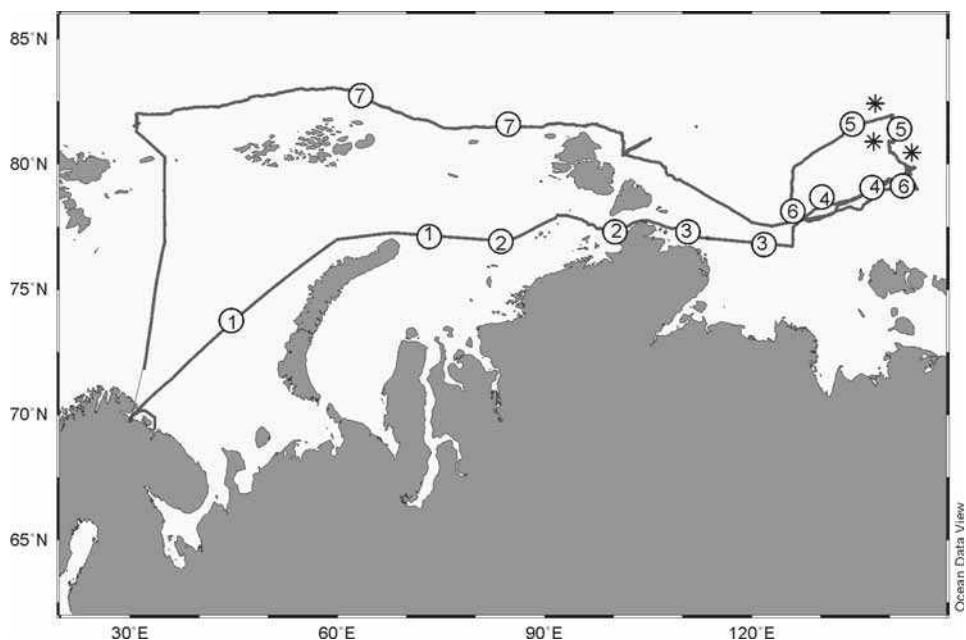


Рис. 1. Схема отбора проб в ходе экспедиции на л/к «Капитан Драницын» в августе–сентябре 2006 г. Обозначены начало, конец и номер пробы. — ледовые станции

Были предприняты меры по исключению загрязнения во время отбора проб: при отборе воздушной взвеси предотвращалось попадание продуктов сгорания из трубы судна; для отбора снежных проб использовались одноразовые полиэтиленовые перчатки и пробоотборники, пробы после отбора и в течение всего процесса фильтрации не имели контакта с окружающей средой.

После экспедиции выполнялся инструментальный нейтронно-активационный анализ, твердые частицы в снежных пробах были проанализированы с помощью сканирующего микроскопа JSM-U3 (Япония).

Схема отбора проб и маршрут хода судна представлены на рис. 1.

Концентрации изученных элементов варьировали в широких пределах: Na от 790 до 4985 нг/м³, Ca от 53,2 до 886 нг/м³, Co от 0,08 до 1,2 нг/м³, Ni от 0,10 до 218 нг/м³, Se от 0,10 до 0,63 нг/м³, As от 0,34 до 1,18 нг/м³, Br от 0,04 до 1,06 нг/м³, Sr от 10,7 до 33 нг/м³, Sb от 0,23 до 0,80 нг/м³, Ba от 10,6 до 57 нг/м³.

Для того чтобы оценить источники химических элементов, были рассчитаны коэффициенты обогащения относительно среднего состава земной коры (КО) по формуле:

$$КО = (\text{Эл}/\text{Fe}) \text{ пробы} / (\text{Эл}/\text{Fe}) \text{ коры},$$

где Эл и Fe — концентрации данного элемента и железа в пробе и земной коре соответственно (рис. 2). Здесь мы рассматриваем Fe как индикатор терригенного материала и принимаем его содержание в земной коре равным 39200 мкг/г [14].

Наиболее высокие содержания Na (4985 мкг/м³), характерного элемента морской соли, были отмечены в пробе № 2, отобранной, когда судно шло по открытой воде и скорость ветра была довольно высокой (в среднем 11 м/с). Высокими

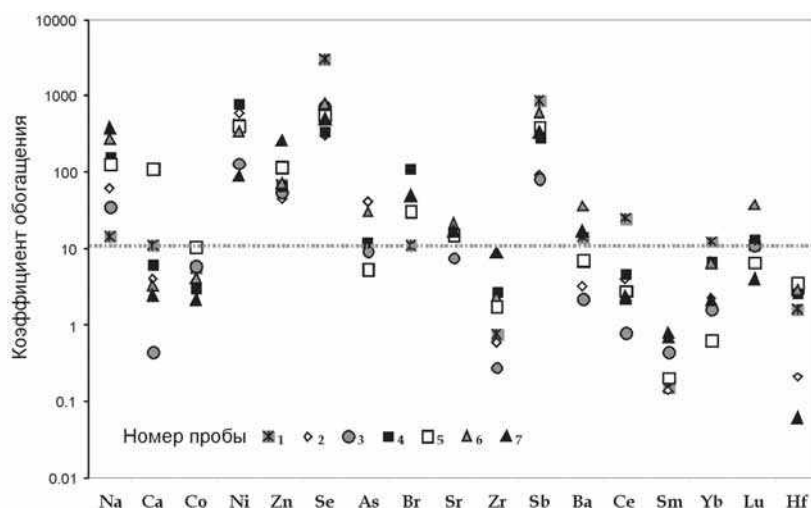


Рис. 2. Коэффициенты обогащения проб аэрозолей, собранных методом фильтрации

концентрациями Na отличаются пробы № 1, 3, отобранные также при прохождении по открытой воде. Данные пробы характеризуются достаточно высоким коэффициентом обогащения Na относительно среднего состава земной коры (максимальное значение 61). Проба № 1 отмечается повышенным содержанием Ca, коэффициент обогащения 11. В данном случае можно сделать вывод о существенном вкладе частиц морской соли в формирование состава аэрозолей на данном участке. Это может происходить в ходе генерации солевых аэрозольных частиц при лопании пузырьков в тонком поверхностном микрослое морской воды [5, 10]. При входе в зону с тонким молодым льдом возможен перенос мелких частиц из районов с открытой морской водой. Среднее содержание Na и Ca в пробах может варьировать — в первую очередь это зависит от метеорологических условий в период отбора проб (табл. 1). Исходя из таблицы, в Центральной Арктике Na и Ca, скорее всего, имеют терригенное происхождение, аналогично случаю, описанному в данной работе, — высокие концентрации данных элементов в пробах, отобранных в момент прохождения судном ледового участка пути, могут быть объяснены попаданием в пробы терригенного аэрозоля.

Таблица 1

3

Район, время	Число проб	Na	Ca	Co	Ni	Se	As	Источник
Центральная Арктика, 08.1991–11.1991	7	20	3	0,19	<0,18	<0,2	0,02	[12]
Карское море, 09.1993	14	24,9	—	0,004	—	0,005	—	[7]
Норвежское и Гренландское моря, 07.1996–08.1996	5	1517	155	—	19,1	0,28	0,64	[7]
Баренцево, Карское моря, море Лаптевых 08.2006–09.2006	7	2000	361	0,45	94,3	0,23	0,49	Данная работа

Значения коэффициента обогащения Se в отобранных пробах, значительно превышающие 10 (максимальное — в пробе № 1 — 3000), могут быть объяснены влиянием как природного, так и антропогенного источников [13]. Наиболее существенным природным процессом поставки селена в атмосферу является образование органических соединений в результате жизнедеятельности фитопланктона, когда биогеохимическое поведение селена близко к поведению серы [11]. Антропогенными источниками селена являются: сжигание угля, нефтепродуктов, древесины и деятельность горнодобывающей и металлургической промышленности, особенно выплавка меди [11]. Поэтому значительное обогащение аэрозолей селеном служит одним из надежных индикаторов того, что источником загрязненных аэрозолей являются медно-никелевые комбинаты. Для Карского моря наиболее существенным источником селена является Норильский регион (пробы № 1, 2, 7). Проба № 2 отличается достаточно высоким содержанием Ni (171 нг/м^3), коэффициент обогащения Ni относительно среднего состава земной коры достаточно высок (596). Вероятно, основной источник загрязнения отобранных проб находится в районе крупного промышленного центра — Норильска. Кроме того, проба отличается высоким содержанием As ($1,19 \text{ нг/м}^3$), коэффициент обогащения 40, что свидетельствует о его антропогенном происхождении. Данная картина загрязнения характерна для этой части Арктики [7], в отличие от Центральной Арктики (табл. 1), где влияние загрязнения из Норильского региона (соединениями серы, селена, меди, никеля, кобальта, сурьмы, мышьяка, свинца, цинка, ртути) прослеживается слабо.

Что касается редкоземельных элементов, то коэффициент обогащения Se, Sm, Yb, Lu практически во всех пробах не превышает 10, что свидетельствует о терригенном источнике поставки вещества.

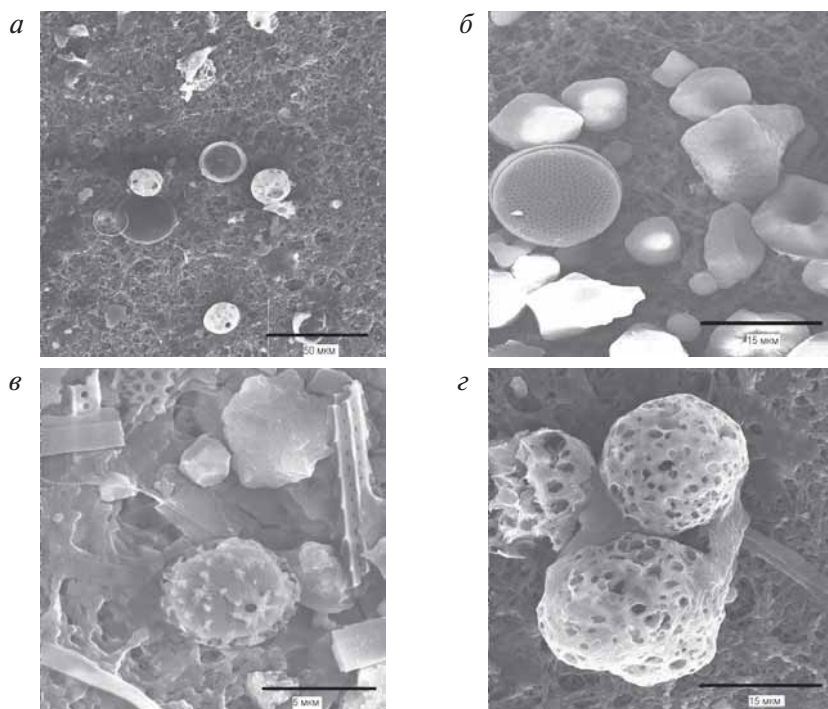


Рис. 3. Вещественный состав проб снега, отобранных в экспедиции на л/к «Капитан Драницын»: а — общий вид проб, б — диатомовая водоросль и минеральные частицы, в — спора, г — летучий пепел

Данные по КО позволяют разделить химические элементы на 3 группы [7, 8]: 1) характерные для земной коры (Fe, Sm, Eu, Yb, Lu, Ce, Hf); 2) морские (Na, Br); 3) смешанного морского, терригенного и антропогенного происхождения (Ca, Co, Ni, Zn, Se, As, Sb).

Пробы снега отличаются низкими концентрациями нерастворимых частиц, характерными для фоновых районов (средняя концентрация вещества в пробах — 0,41 мг/л). При детальном рассмотрении проб под электронным микроскопом обнаружены сферы сгорания и летучий пепел, проба № 2 отличается по наличию сфер сгорания и сажевых частиц, что еще раз подтверждает загрязнение пробы продуктами переработки руды на Норильском горно-металлургическом комбинате. Во всех пробах было обнаружено незначительное количество минеральных частиц и биогенного детрита, типичные арктические виды диатомовых водорослей: *Thalassiosira hyalina*, *Navicula directa*, *Thalassiosira nordenskioeldii*, споры и пыльца растений (рис. 3). Роль снега в осаждении вещества очень значительна [7]: он захватывает мельчайшие частицы из атмосферы и является одним из основных переносчиков вещества на поверхность льда.

Коэффициент обогащения Na, Ca, Ni, Co, Zn, Se, As, Br, Sb высок в пробах, отобранных на морском участке пути, что свидетельствует о морском происхождении аэрозолей. Частицы морской соли обогащены многими микроэлементами в результате фракционирования в поверхностном микрослое морской воды.

Значительное обогащение рассматриваемого аэрозоля Ni, Co, Zn, Se, As, Sb, на наш взгляд, связано в данном случае как с атмосферным заносом в район наблюдений, так и с повышенным содержанием этих элементов (причины могут быть как антропогенного, так и естественного характера) в поверхностном микрослое морской воды и фракционированием его при выносе в приподный слой атмосферы.

Авторы благодарны академику А.П.Лисицыну за ценные советы и замечания, признательны начальникам экспедиции И.А.Дмитренко, Б.В.Иванову за поддержку, А.Н.Чаркину за помощь в ходе отбора проб, В.В.Зерновой за помощь в определении видов диатомовых водорослей. Отдельное спасибо всем, кто оказывал помощь в экспедиционных исследованиях и лабораторной обработке материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы NABOS, Программы фундаментальных исследований № 16, часть 2 «Природные процессы в полярных областях Земли и их вероятное развитие в ближайшие десятилетия», русско-германской лаборатории имени Отто Шмидта, проекта «Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли», РФФИ (грант № 07-05-00691).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
2. Лисицын А.П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31–74.
3. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
4. Петрянов И.В., Козлов В.И., Басманов П.И., Огородников Б.И. Волокнистые фильтрующие материалы ФП. М.: Знание, 1968. 74 с.
5. Савенко В.С. Факторы, определяющие распространенность химических элементов в океаническом аэрозоле // Доклады Академии наук. 1994. Т. 339. № 5. С. 670–674.
6. Северный Ледовитый и Южный океаны. Серия: География Мирового океана / Под ред. А.Ф.Трешникова и С.С.Сальникова. Л.: Наука, 1985. 501 с.

7. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
8. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Иванов Г.И., Серова В.В. Состав морского аэрозоля в западной части Северного Ледовитого океана // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 5. С. 664–668.
9. Brimblecombe P. Air Composition and Chemistry. Cambridge University Press, 1996. 253 p.
10. Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T. et al. The atmospheric input of trace species to the World ocean // Global Biogeochem. Cycles. 1991. Vol. 5. № 3. P. 193–259.
11. Ellis W.G., Jr., Arimoto R., Savoie D.L. et al. Aerosol selenium at Bermuda and Barbados // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № D7. P. 12673–12685.
12. Maenhaut W., Ducastel G., Leck C. et al. Multielemental composition and sources of the high Arctic atmospheric aerosol during summer and autumn // Tellus. 1996. Vol. 48 B. P. 300–321.
13. Mosher B.W., Duce R.A., Prospero J.M., Savoie D.L. Atmospheric selenium: Geographic distribution and ocean to atmosphere flux in the Pacific // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. № D11. P. 13277–13287.
14. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. Vol. 3. The Crust. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 1–64.

N.V.GORYUNOVA, V.P.SHEVCHENKO

STUDY OF AEROSOLS AND PARTICULATE MATTER IN SNOW ON DRIFTING ICE IN THE WESTERN PART OF THE RUSSIAN ARCTIC IN AUGUST–SEPTEMBER 2006

Article contains results of studies of elemental composition of the aerosol samples using modern methods of analyses. Samples were collected in the Barents, Kara and Laptev Sea during the cruise of i/b «Kapitan Dranitsyn» in August – September 2006. Results of analysis of particulate matter in snow cover in the Laptev Sea are presented also. Conclusions about origin of particulate matter are made.

МНОГОЛЕТНИЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ СЕВЕРНЫХ ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Л.Ф.БАДАШОВА, Е.А.МУРКИНА, А.В.ХОХЛОВА

ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», Обнинск

Работа посвящена анализу многолетних тенденций изменения ледовитости акваторий северных полярных морей на основе еженедельных спутниковых данных. В работе использовались пять различных методов анализа трендов в многолетних временных рядах. Для каждого моря получены количественные оценки изменений площади морского льда. Показано, что за исследуемый период имело место общее уменьшение площади, занятой морским льдом. Выделены моря с максимальным изменением площади морского льда. Произведено сравнение методов анализа.

Ледовый покров Арктики занимает одну из ведущих ролей в формировании современного климата. Морской лед определяет тепловой баланс полярной области, отражательную способностьстилающей поверхности. Кроме того, морской ледовый покров является важным элементом океанических течений. Жизнедеятельность и культура народов Севера также неразрывно связана с морским льдом. Изменение характеристик морского льда может повлечь за собой серьезные изменения климата, традиционного стиля жизни народов Арктики, дикой природы. В настоящее время исследованию различных параметров морского льда посвящено огромное количество научных работ. Наибольшее опасение вызывают выводы о стремительном сокращении площади морского льда, полученные повсеместно различными учеными [8, 9]. В этой связи решаются такие проблемы, как выявление причин таяния морских льдов [3], определение динамики таяния льда в арктических морях [2], анализ толщины ледового покрова, оценка альбедо на акватории арктического бассейна [7], анализ прогностических моделей ледовитости [8] и другие.

Исследования морского льда проводятся на основе различных данных (радиозондовых, спутниковых и др.). Преимуществом использования спутниковых данных является территориально-временная однородность получаемых оценок. Одним из известных спутниковых массивов по снегу и льду является продукция Национального центра данных по снегу и льду, США [5]. В 2007 г. выпущен глобальный обзор состояния снега и льда, включающий в себя научные исследования на основе этих и других спутниковых данных [9]. Согласно проведенным исследованиям, за последние три десятилетия наблюдается сокращение площади арктического морского льда на 8,9 % за десятилетие в сентябре и на 2,5 % за десятилетие в марте. Наибольшее уменьшение морского льда 10,5 % выявлено в Гренландском море.

Данные [5] известны также и в России, где используются для различных исследований, однако климатологических исследований ледового покрова на их основе проводилось не много [1, 4]. Целью настоящей работы является анализ многолетних изменений площади морского льда на акваториях арктических морей на основе данных [5].

Исходные данные представляют собой спутниковые еженедельные данные по морскому льду, произведенные в Национальном центре данных по снегу и льду (NSIDC, США) в рамках программы DMSP (Программа метеорологических оборонных спутников). Данные в файлах отражают наличие или отсутствие морского льда на сетке равных площадей EASE-Grid 25×25 км в Северном полушарии в течение 1978–2005 гг.

В качестве исследуемого региона выбрано тринадцать Северных морей: Балтийское, Баренцево, Баффина, Белое, Берингово, Бофорта, Восточно-Сибирское, Гренландское, Карское, Лаптевых, Норвежское, Охотское, Чукотское.

Работа выполнена на основе исследования временных рядов для различных арктических морей по морскому льду, построенных из данных с различной степенью временного и пространственного осреднения.

Для оценки многолетних линейных трендов временных рядов использовались пять методов: *МНК*, являющийся основным способом оценки параметров классической модели линейной регрессии, а также четыре метода, применяющиеся в модели робастной регрессии, — *М*-оценка, *ММ*-оценка, *LTS*-оценка и *S*-оценка. Модель робастной регрессии позволяет обнаружить выбросы (ошибки в измерениях) и при наличии выбросов в измерениях обеспечивает более стабильные результаты, нежели классическая модель линейной регрессии. *М*-оценка является одним из простейших подходов к решению проблемы, как теоретически, так и практически. Хотя эта методика неустойчива по отношению к регрессорам, она все же интенсивно используется при анализе данных, для которых допустимо наличие выбросов в *у*-области. *LTS*-оценка (*УНК*-оценка) — это методика, использующая метод высокого критического значения. Под критическим значением понимается предельный размер доли выборки, значения которой равны бесконечности, при котором метод оценивания все еще сохраняет свою устойчивость. *S*-оценка также является методикой, использующей метод высокого критического значения. Однако, при одинаковом критическом значении, эта методика является более статистически эффективной, нежели *LTS*-оценка. *ММ*-оценка является комбинацией двух методов: оценки высокого критического значения и *М*-оценки. У этой методики есть два значительных преимущества перед *S*-оценкой: наличие более хороших свойств относительно критического значения, а также более высокая статистическая эффективность [9, 10].

Построение временных рядов

С помощью специально разработанного программного комплекса временной ряд за 1978–2005 гг. по морскому льду с еженедельным разрешением может быть построен для любого региона Северного полушария.

На основе единой методики были построены временные ряды для соответствующих морей по морскому льду, нормированные на общее количество пикселей с водой в каждом море:

$$S_j = \frac{1}{Ns_j} \sum_{n=1}^{N_j} s_n.$$

Здесь *j* — номер моря, *s_n* — значения, обозначающие наличие или отсутствие морского льда в пикселе *n* внутри региона, *Ns_j* — количество пикселей, приходящихся на воду в море, *S_j* — результирующий ряд.

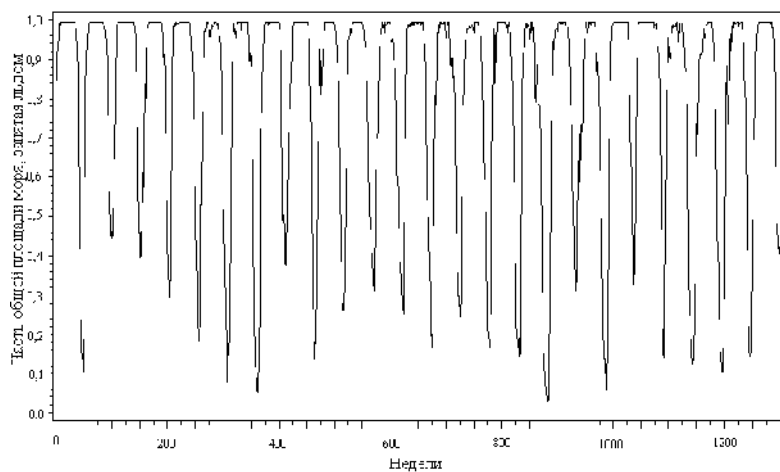


Рис. 1. Временной ход морского льда в Карском море с разрешением 1 неделя

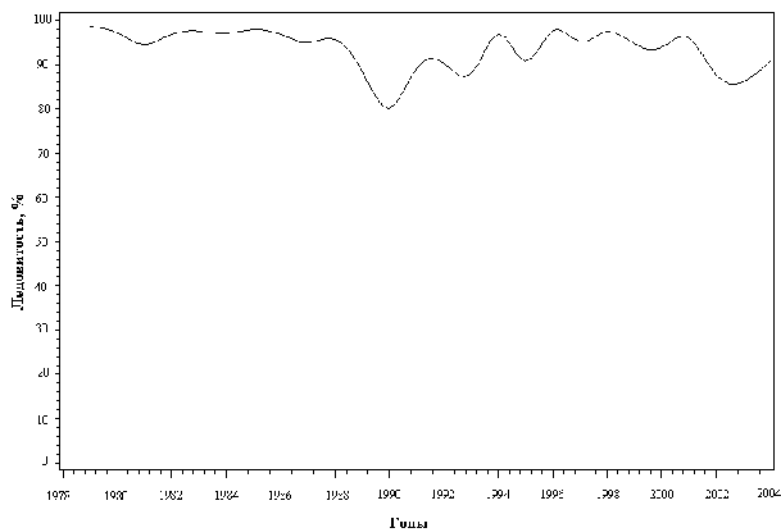


Рис. 2. Временной ход среднегодовой ледовитости (в %) для Восточно-Сибирского моря

Полученные в результате ряды характеризуют временной ход с недельным разрешением суммарного покрытия льдом для соответствующего моря. Значение 1 означает, что вся водная поверхность покрыта льдом. Промежуточные величины показывают, какая часть суммарной водной поверхности занята льдом. На рис. 1 приведен временной ход морского льда для Карского моря.

Также было проведено временное осреднение рядов. Таким образом, зависящая переменная ряда представляет собой средний за год (календарный) процент площади моря, покрытого льдом, то есть за 100 % принимается ситуация, когда вся возможная площадь воды региона в течение круглого года занята льдом. На рис. 2 приведен временной ход таких среднегодовых значений для Восточно-Сибирского моря.

Полученные результаты

В ходе проделанной работы были получены оценки трендов для различных морей. Тренды и стандартные ошибки, посчитанные различными методами, представлены в табл. 1. На рис. 3 представлена диаграмма распределения трендов, посчитанных различными методами, по морям.

Тренды представлены преимущественно отрицательными значениями, что указывает на сокращение площади ледового покрова морей. Максимальное сокращение площади морского льда наблюдается в море Баффина, Белом и Гренландском морях. Значительное сокращение площади морского льда наблюдается также в Балтийском, Баренцевом, Карском и Восточно-Сибирском морях.

Наиболее сильно от других отличаются тренды, вычисленные методом *LTS*-оценки. Между другими методами наблюдается большая согласованность, и различия между оценками в основном не превышают значений стандартной ошибки. Значения стандартных ошибок достаточно велики, а для моря Лаптевых даже превышают абсолютные значения трендов.

Таблица 1

Море	Trend		StrErr							
	Trend_reg	StdErr_reg	Trend_m	StdErr_m	Trend_lts	Trend_mm	StdErr_mm	Trend_s	StdErr_s	
Баффина	-3,6	1,1	-3,6	1,1	-6,4	-3,6	1,1	-3,7	1,3	
Балтийское	-3,4	1,0	-3,3	1,1	-2,5	-3,2	1,1	-3,0	1,2	
Баренцево	-3,5	1,5	-3,4	1,6	-1,7	-3,2	1,7	-3,0	1,8	
Белое	-3,91	1,1	-4,1	1,1	-4,2	-4,2	1,1	-4,2	1,1	
Берингово	-0,3	0,4	-0,3	0,4	1,0	-0,3	0,4	-0,3	0,5	
Бофорта	-2,9	1,6	-2,2	1,4	-3,0	-2,0	1,4	-2,1	1,5	
Чукотское	-1,7	0,7	-1,9	0,7	-2,4	-2,0	0,6	-2,0	0,7	
Карское	-2,7	1,3	-2,7	1,3	-4,7	-2,8	1,3	-3,0	1,3	
Лаптевых	-1,3	1,1	-1,3	1,1	-2,4	-1,2	1,2	-1,2	1,2	
Охотское	-1,3	0,7	-1,1	0,7	-0,5	-1,1	0,7	-0,9	0,7	
Восточно-Сибирское	-2,3	1,2	-2,4	1,0	-1,5	-2,4	1,0	-2,4	1,1	
Гренландское	-3,1	0,8	-3,4	0,8	-3,5	-3,4	0,8	-3,6	0,9	
Норвежское	-0,2	0,0	-0,2	0,0	-0,2	-0,2	0,0	-0,2	0,0	

* *Trend_reg*, *StdErr_reg* – метод наименьших квадратов, *Trend_m*, *StdErr_m* – *M*-оценка, *Trend_lts* – *LTS*-оценка, *Trend_mm*, *StdErr_mm* – *MM*-оценка, *Trend_s*, *StdErr_s* – *S*-оценка

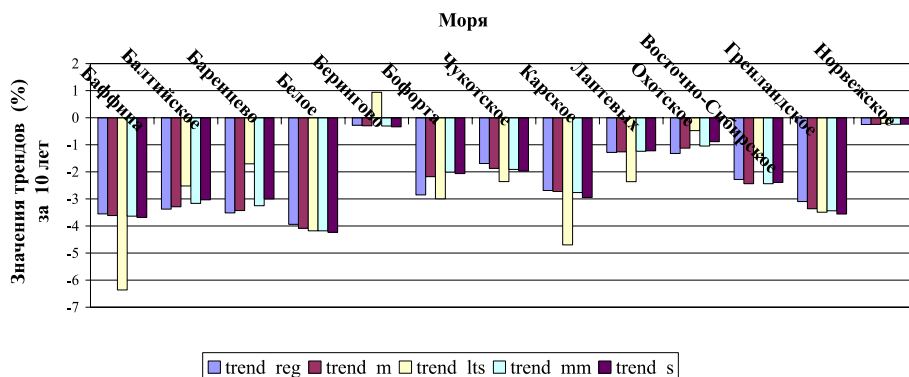


Рис. 3. Распределение трендов, вычисленных различными методами, по морям. Обозначения методов такие же, что и в табл. 1

С помощью специально разработанных методик и программных средств были построены и проанализированы многолетние временные ряды по морскому льду для акваторий арктических морей. Различными методами получены количественные оценки изменений площади морского льда, а также произведено сравнение этих методов. В качестве рекомендованного метода для проведения анализа трендов временных рядов по льду можно выбрать стандартный метод, то есть метод наименьших квадратов.

Показано, что за исследуемый период времени имело место общее уменьшение площади, занятой морским льдом. Максимальное сокращение площади морского льда наблюдается в море Баффина, Белом и Гренландском морях.

1. Бадашова Л.Ф., Муркина Е.А., Тимофеев А.А., Хохлова А.В. Обработка массива спутниковых данных по снегу и морскому льду для получения климатических оценок // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2007. Вып. 172. С. 185–200.
2. Белчанский Г.И., Платонов Н.Г. Динамика таяния льда в арктических морях: Всемирная конференция по изменению климата. Москва, 29 сентября–3 октября 2003 г. Тезисы докладов. М.: НИЦ «Планета», 2003. С. 377.
3. Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е. Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–15.
4. Муркина Е.А., Бадашова Л.Ф., Хохлова А.В. Оценки многолетней изменчивости снежного и ледового покрова по спутниковым данным: Материалы Международной конференции CITES-2007, 14–25 июля 2007 г., Томск // Вычислительные технологии. 2007. Издательский центр Института вычислительных технологий СО РАН (в печати).
5. Armstrong R.L., Brodzik M.J. Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent version 3. USA: National Snow and Ice Data Center, Boulder. 2005 (Digital media).
6. Huber P.J. Robust statistics. John Wiley and Sons. New York, NY, USA, 1981. (Русский перевод: Хьюбер П. Робастность в статистике. М.: Мир 1984. 303 с.)
7. Laine V. Arctic sea ice regional albedo variability and trends, 1982–1998 // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. № C6. C06027, doi:10.1029/2003JC001818.
8. Stroeve J., Holland M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34. № 9, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
9. UNEP. Global Outlook for Ice and Snow. United Nations Environment Programme Publications, 2007. 235 p.
10. Yohai V.J. High breakdown point and high efficiency robust estimates for regression // Annals of Statistics. 1987. P. 642–656.

L.F.BADASHOVA, E.A.MURKINA, A.V.KHOKHLOVA

LONG-TERM TRENDS OF ICE COVER VARIATIONS FOR NORTH POLAR SEAS ON THE SATELLITE DATA

Based on the weekly satellite data set, this work studies analysis of long-term ice cover variations for north polar seas. Five different methods were used for multi-year time series trend analysis. The quantitative estimates of area changes of sea ice were obtained for every sea. The total decrease of sea ice extent took place for the period. Seas with maximal decrease of sea ice cover were detected. Used methods were compared.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ЛЕДОВИТОСТИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ НА ДИНАМИКУ БЕРЕГОВ ЕВРАЗИИ

С.А. ОГОРОДОВ

Московский государственный университет

Примерно половина протяженности арктического побережья Евразии сложена мерзлыми дисперсными отложениями различной степени льдистости. Динамика таких берегов определяется, главным образом, сочетанием и взаимодействием термического и волно-энергетического факторов. Роль термического фактора увеличивается с увеличением льдистости береговых отложений. При низком содержании льда волно-энергетический фактор становится определяющим. В статье представлены примеры анализа влияния волновой энергии и температурного режима на динамику двух типов берегов. Первый тип представлен береговыми барьерами и косами, которые сложены песчаными отложениями с низким содержанием льда. Для таких берегов выявлена четкая зависимость между объемом волновой энергии, приходящей на внешнюю границу береговой зоны, и величинами абразии. Второй тип представлен типичными термоабразионными берегами, сложенными песчаными и глинистыми среднелдьдистыми отложениями. Динамический режим данного типа берега определяется как энергией волн, так и термическим режимом.

Береговая зона арктических морей России в XXI веке становится объектом первоочередного освоения в связи с необходимостью создания производственной инфраструктуры по добыче, хранению и транспорту полезных ископаемых, прежде всего, углеводородов. Уже сейчас 92 % добычи природного газа в России осуществляется за полярным кругом. Со временем будут осваиваться все более северные, все более труднодоступные месторождения, в том числе и в пределах прибрежно-шельфовой зоны арктических морей, где именно природные условия диктуют правила стратегического планирования развития территории. В сложившихся условиях детальное понимание природных процессов, протекающих в береговой зоне на фоне глобальных изменений климата, имеет стратегическое значение для России.

Береговая зона моря, как область взаимодействия гидросферы, атмосферы и литосферы, исключительно динамична. Гидрометеорологические, в том числе литодинамические и ледовые процессы, протекающие здесь, являются одним из главных факторов, определяющих выбор места под строительство инженерных объектов как на акватории, так и на берегу. В XXI веке в условиях глобального изменения климата неизбежно должны произойти заметные изменения гидрометеорологических характеристик приземного слоя атмосферы, которые в свою очередь приведут к изменениям в гидросфере и литосфере. Снизится продолжительность ледового сезона, вместе с тем одновременно активизируется динамика льда, увеличится его торосистость, и, вероятно, в результате усилятся воздействие дрейфующих в ледяных полях торосистых образований на дно. Увеличение продолжительности динамического активного периода приведет к усилению воздействия волн на берег, что, несомненно, скажется на динамике берегов, вызвав усиление их абразии. Произойдут и другие изменения гидрометеорологических характеристик, связанные с прохождением глубоких циклонов, изменением волновой активности и высоты штормовых нагонов, которые также отразятся в динамике береговых процессов.

Несмотря на короткий динамически активный период, морфолитодинамические процессы в береговой зоне арктических морей отличаются высокой динамичностью, обусловленной низкой устойчивостью берегов, сложенных дисперсными многолетнемерзлыми породами и развивающимися под влиянием термоабразионного процесса. Около половины протяженности береговой линии арктического побережья Евразии подвержено разным формам термоабразионного процесса и отступает со средней скоростью от 1 до 5 м/год. Динамика типичных термоабразионных берегов в общем виде определяется сочетанием и взаимодействием термического и волно-энергетического факторов.

Термическое воздействие выражается в передаче энергии к мерзлым породам, слагающим берега, в результате контакта с воздухом и водой, температура которых выше нуля по Цельсию. Соответственно, чем выше температура воздуха и воды и чем дольше продолжительность периода с положительными температурами воздуха и контакта с морской водой, температура которой выше нуля, тем заметнее влияние термического фактора на динамику берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами.

Воздействие волно-энергетического фактора проявляется в прямом механическом воздействии морских волн на берега. Соответственно эффект влияния этого фактора определяется как интенсивностью, так и продолжительностью штормовых волнений. В свою очередь, интенсивность волнения в значительной степени зависит от длины разгона волн (местоположения границы распространения ледового покрова) и продолжительности динамически активного периода, когда акватория свободна ото льда.

В условиях глобального изменения климата и ледовитости арктических морей, прогнозируемых на XXI век, влияние на динамику термоабразионных берегов как термического, так и волно-энергетического факторов неизбежно возрастет. Усиление термоабразии будет иметь место как за счет термического фактора в результате более интенсивного оттаивания мерзлых грунтов под действием более высоких температур воздуха и воды, возможного увеличения количества осадков, так и за счет увеличения волнового воздействия на берег, рост которого обусловлен увеличением повторяемости штормовых ветров, расширением динамически активного периода и повышением уровня моря.

Из вышесказанного следуют цель и задачи исследования: дать оценку воздействия активных гидрометеорологических факторов на процессы разрушения берегов, сложенных различными типами мерзлых дисперсных отложений, в том числе:

- определить вклад термического фактора;
- определить вклад волно-энергетического фактора;
- оценить влияние изменений термического режима на ледовитость морей и ветро-волно-энергетические характеристики береговой зоны.

Для решения поставленных задач мы проанализировали влияние активных гидрометеорологических факторов на примере двух типов берегов, имеющих широкое распространение в наиболее хорошо изученном Печорско-Карском регионе Евразии.

Первый тип представлен берегами, сложенными мерзлыми песчаными отложениями с низким содержанием льда [1, 4]. Как правило, это берега крупных береговых аккумулятивных форм, сформировавшихся в голоцене, – береговых барьеров и так называемых баров-кос.

При оттаивании мерзлых пород отложения, слагающие такие берега, не проседают, не подвержены оползневым процессам, термоэрозии и термокарсту. Береговые уступы хорошо держат отвесную стенку, склоновые процессы здесь развиваются медленно. С инженерно-геологических позиций такие бары часто являются весьма привлекательными для строительства жилых и промышленных объектов, естественно, как правило, по сравнению с окружающими сильнозаболоченными тундровыми равнинами. Так как термоабразионный эффект здесь не развит, основным фактором динамики таких берегов должен быть волновой, а не термический.

Для анализа влияния активных гидрометеорологических факторов на динамику таких берегов был выбран район о. Варандей, где имеется ГМС и достаточно длительный период ведутся наблюдения за динамикой берегов. Первый параметр, который был проанализирован, — температура воздуха. Мы рассчитали сумму среднемесячных температур теплого периода года и сопоставили с результатами наблюдений за динамикой берегов. Никакой связи между ними нам обнаружить не удалось.

Для оценки влияния второго фактора мы провели расчет потока волновой энергии, генерируемой ветрами волноопасных румбов, за динамически активный период для каждого года с 1981 по 2003. Подобный расчет, выполненный по методике Попова—Совешаева [2, 3], которая позволяет наиболее точно учитывать конкретные ледовые условия акватории и, соответственно, важнейший параметр — величину разгона волн, от которого в значительной степени зависит суммарный объем энергии волн, приходящих к внешней границе береговой зоны, проведен впервые. Ранее расчеты проводились для оценки среднемноголетних волноэнергетических характеристик на основе среднестатистических данных из метеорологических справочников. Мы же использовали данные срочных 3-часовых наблюдений.

Не вдаваясь в подробности, рассмотрим некоторые основные положения указанного метода [2, 3]. Для условий глубокой воды, т.е. когда дно не влияет на развитие волн, расчет секундного потока волновой энергии (на 1 м длины фронта волны за пределами береговой зоны) производится по уравнению, близкому к соответствующему уравнению метода Лонгина:

$$\mathcal{E}_{0_{gl}} = 3 \times 10^{-6} V_{10}^3 x, \quad (1)$$

где V_{10} — анемометрическая (истинная) скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря, м/с; x — соответствующий фактический или предельный разгон, км; размерность числового коэффициента соответствует размерности ρ/g (ρ — плотность, $т/м^3$), т.е. $тм^3/мс^2$, в соответствии с чем $\mathcal{E}_0$ имеет размерность $тм/мс$, или м/с, как это принято в динамике береговой зоны.

Для мелководного моря аналогичное уравнение имеет вид:

$$\mathcal{E}_{0_{мелк}} = 2 \times 10^{-6} \left(\frac{gH}{V_{10}^2} \right)^{1,4} V_{10}^5, \quad (2)$$

где числовой коэффициент тоже размерный, а размерность $\mathcal{E}_0$ такая же, как в (1). Уравнение (2) справедливо при выполнении двух условий. Для мелководных бассейнов, к которым может быть отнесено большинство арктических морей, энер-

гия волн определялась с учетом безразмерного соотношения $\frac{gH}{V_{10}^2}$ между глубиной H по направлению разгона ветра и его скоростью V_{10} (g — ускорение силы тяжести), названного нами кинематическим показателем мелководности. При $\frac{gH}{V_{10}^2} \leq 3$ глубина водоема ограничивает развитие ветровых волн.

Второе условие определяется следующими соображениями: взаимодействие волн с дном начинается при определенной, достаточно большой их величине; чтобы достичь ее, волны должны пробежать некоторый идеальный путь, не ощущая воздействия дна, т.е. развиваясь в условиях глубокого водоема, для которого справедливо уравнение (1). Следовательно, на границе между глубоководной и мелководной зонами должны одновременно выполняться уравнения (1) и (3). Исходя из этого устанавливается соотношение между минимальным разгоном, обеспечивающим начало взаимодействия волн с дном, и глубиной на разгоне:

$$\frac{x_{min}}{H} \geq 6,5 \left(\frac{gH}{V_{10}^2} \right)^{0,4}, \quad (3)$$

где x_{min} выражено в километрах, а H – в метрах.

При $\frac{gH}{V_{10}^2} = 3$ соотношение (3) дает

$$\frac{gx_{min}}{V_{10}^2} \geq 30. \quad (4)$$

Из (4) получаем величину предельного разгона для глубоководного моря, совпадающую с установленной другими методами:

$$x_{пред} = 3V_{10}^2. \quad (5)$$

Для перехода от секундного потока энергии, генерируемого ветром данной скорости данного румба, к волновой энергии ветра данной градации полученная величина $\mathcal{E}_0$ умножается на продолжительность действия данного ветра (например, за динамически активный период). Затем величины волновой энергии каждой градации скорости ветра суммировались в пределах заданного волноопасного румба, и в результате получались румбовые среднесуточные величины суммарной энергии волнений за расчетный период – $\mathcal{E}_\alpha$.

Для определения продолжительности динамически активного периода и длины разгона волн с учетом ледовитости акваторий Печорского и Карского морей были использованы данные по балльности льда с гидрометеорологических станции и сплоченности льдов, доступных с разрешением 1–3 дня на сайте начиная с 1978 г. Университета штата Иллинойс (США) (<http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere>).

Многие исследователи связывают возможный рост волновой энергии с ростом температур воздуха. Поэтому полученные значения волновой энергии были сопоставлены с температурными характеристиками. Для исследуемого района Печорского моря корреляция между этими характеристиками отсутствует, что в целом противоречит сложившемуся мнению.

Сопоставление результатов расчета волновой энергии с данными по отступанию берегов подтвердили наши предположения о главенствующей роли волно-энергетического фактора в динамике берегов баров и кос (рис. 1). Коэффициент корреляции высокий – 0,8, единственная проблема – короткий ряд ежегодных наблюдений за динамикой берегов. В постперестроечный период ежегодные наблюдения здесь не осуществлялись.

Таким образом, на примере Варандейского района Печорского моря нам удалось показать прямую связь динамики берегов баров и кос с волновым фактором и отсутствие связи с термическим.

Второй тип берега – чрезвычайно широко распространенные в Печорско-Карском регионе типичные термоабразионные и так называемые абразионно-термоденудационные берега. На такие берега влияет весь комплекс активных гидрометеорологических факторов, и термических, и волно-энергетических, находящихся в постоянном взаимодействии и взаимосвязи друг и другом. Термические факторы, действующие в основном летом, оказывают определяющее влияние на развитие термоденудационных, разрушающих берег, процессов. Волновой фактор, в свою очередь, удаляет материал, поставляемый с термоденудацией к подножью берегового уступа. Развитие термоденудационных процессов замедляется, если волны не удаляют продукты термоденудации, а волновой фактор не будет столь эффективно разрушать берег, если таковой находится в мерзлом, не подготовленном термоденудацией, состоянии.

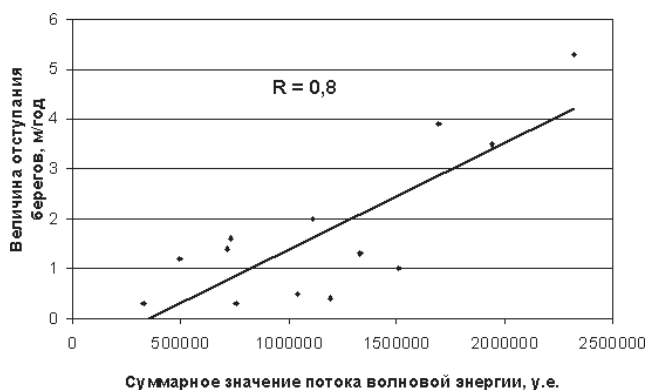


Рис. 1. Связь между динамикой размываемых берегов Печорского моря и волноэнергетическим режимом

В качестве ключевого участка с термоабразионным типом берега мы выбрали район Марре-Сале в Карском море, где, как и на Варандейском участке, имеется ГМС и ведутся наблюдения за динамикой берегов начиная с 1978 г. [5]. Дополнительно были привлечены данные по динамике берегов двух участков Байдарачьей губы Карского моря, где также ведутся стационарные наблюдения. По данным ГМС Марре-Сале была рассчитана сумма среднемесячных температур теплого периода и объем волновой энергии за динамически активный период. Затем полученные результаты были сопоставлены с данными наблюдений за динамикой берегов. Оказалось, что в годы совпадения температурного и волно-энергетического максимумов имеет место увеличение скоростей отступления берегов. И, наоборот, при совпадении температурного и волноэнергетического минимумов — величины отступления берегов оказались минимальными. В остальных случаях, когда, например, отмечается высокий температурный фон и низкая волновая энергия или теплый год, но с низким волно-энергетическим потенциалом, наблюдаются, как правило, промежуточные значения величин отступления берега.

Как и в Печорском море, связь между температурами воздуха и волновой энергией не выявлена. Корреляция суммарной температуры воздуха и волновой энергии с величинами отступления берегов на Марре-Сале и в Байдарачьей губе невелика. Связь между этими показателями в отдельности выявлена, однако коэффициент корреляции с каждым из параметров достаточно низкий — 0,41 и 0,39 соответственно. Для того чтобы определить совместное влияние этих факторов на динамику берегов, мы провели нормализацию рядов по температуре и волновой энергии, а затем нормализованные значения сложили отдельно для каждого года, получив так называемый «термо-волноэнергетический» показатель. Показатель был сопоставлен с результатами наблюдений за динамикой берегов, коэффициент корреляции составил 0,6 (при стабильном вероятностном отклонении), что свидетельствует о высокой степени зависимости величин отступления берегов от суммарного «температурно-волноэнергетического» эффекта (рис. 2).

Таким образом, на примере ключевого участка юго-западной части Карского моря нам удалось показать связь динамики термоабразионных берегов и с температурой, и с волновой энергией.

Основной вывод, следующий из всей выполненной работы в целом: чем выше льдистость мерзлых дисперсных пород, слагающих берега, тем большую роль в их динамике играет термический фактор и, соответственно, чем ниже льдистость пород, тем большее значение в динамике берегов приобретает волно-энергетический фак-



Рис. 2. Связь динамики термоабразионных берегов юго-западной части Карского моря с температурным и волноэнергетическим режимами

тор. Т.е. динамика типичного термоабразионного берега определяется и термическим и волно-энергетическим режимом акватории, их сочетанием и взаимодействием.

ЛИТЕРАТУРА

1. Огородов С.А. Динамика абразионных берегов, сложенных мелкозлыстыми дисперсными отложениями в глобальных изменениях природной среды и климата // Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология: Материалы XXI Международной береговой конференции / Под. ред. В.В.Орленка. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 51–52.
2. Попов Б.А., Совершаев В.А. Методические аспекты ветроэнергетического расчета волновой энергии в мелководных водоемах // Тез. Всесоюзного совещания по динамике берегов. Черкассы, 1979. Кн. 4. С. 73–76.
3. Попов Б.А., Совершаев В.А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии // Вопросы географии. Сб. 119. М.: Мысль, 1982. С. 105–116.
4. Ogorodov S.A. The Role of Wave Energy in Dynamics of Arctic Coasts Formed by Deposits with Low Ice Content, Arctic Coastal Dynamics. Report of the 5th International Workshop. McGill University, Montreal (Canada) 13–16 October 2004. Edited by V. Rachold et al. Reports on Polar and Marine Research. Bremerhaven, 2005. Vol. 506. С. 82–85.
5. Vasiliev, A., Kanevskiy, M., Cherkashov, G., and Vanshtein, B. Coastal Dynamics at the Barents and Kara Sea key sites // Geo-Marine Letters. 2005. Vol. 25. № 2–3. P. 110–120.

S.A. OGORODOV

EFFECTS OF CHANGING CLIMATE AND SEA ICE EXTENT ON EURASIAN ARCTIC COASTAL DYNAMICS

About half of the Eurasian Arctic coastline consists of ice-rich deposits. The dynamic response of this coastal type is forced mainly by thermal and wave-energy mechanisms. The role of the thermal factor increases with ground ice content. Low ice content makes the wave-energy factor more significant. We present a comparison of the changing influence that wave energy and temperature regimes can exert on coastal dynamics for two types of coasts. The first type is represented by barriers and spits, which are expressed by sandy deposits with low ice content. For such coasts, a clear dependence between the seasonal wave energy magnitude directed landward and the coastal retreat rate was found. The second type represents the typical, thermo-erosion bluff coast composed of sandy and clayey deposits with medium ice content. The dynamic regime of this type of coast is determined by both thermal and wave-energy factors.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТОЛЩИН СНЕГА НА ПОВЕРХНОСТИ ОДНОЛЕТНИХ ЛЬДОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Б.В.ИВАНОВ, А.В.МАРЧЕНКО, А.М.БЕЗГРЕШНОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В статье представлены результаты полевых исследований, выполненных в северо-восточной части Баренцева моря в апреле 2005 г. с борта НЭС «Михаил Сомов». Измерения толщин снега и льда выполнялись на тонких и средних однолетних льдах, как на ровных участках, так и вблизи торосов. Измерения морфометрических характеристик снега и льда выполнялись на двух специальных полигонах: поперек наддува, вблизи тороса и на относительно ровном участке льда. На основании данных измерений проанализирована взаимосвязь толщин снега и льда с учетом требований, предъявляемых к инженерным изысканиям.

Снежный покров на поверхности льда оказывает существенное влияние на интенсивность его нарастания и таяния, температурный режим (по крайней мере, в его верхнем слое) и, как следствие этого, на прочностные свойства [6, 10, 11]. В первую очередь это обусловлено теплофизическими свойствами собственно снега (теплопроводность, теплоемкость, оптические характеристики и т.д.), а также нелинейностью процессов теплового расширения (сжатия) морского льда. Большую роль в этих процессах играет, как известно, солнечная радиация, особенно ее коротковолновая часть, которая, в отличие от длинноволновой радиации, не поглощается полностью поверхностью снега, а проникает в нижележащие (внутренние) слои снега и льда [1, 2, 4, 8]. Ее проникающее действие обуславливает процессы метаморфизма и внутреннего таяния в снежном и ледяном покровах. На фоне весенних колебаний температуры воздуха в снегу наблюдаются процессы фирнизации, т.е. укрупнения и сплавления кристаллов снега, происходит уплотнение снежной массы, изменение ее толщины, температуры и теплопроводящих свойств. В ледяном покрове процессы внутреннего таяния приводят к растворению солей, содержащихся во льду, с дальнейшей фильтрацией рассола в поверхностный слой моря. Это способствует, с одной стороны, опреснению льда, а с другой — снижению прочностных свойств ледяного покрова. Таким образом, изучение морфометрических, теплофизических и радиационных свойств снега имеет важное прикладное значение.

Анализ вертикального распределения температуры снега показывает [6, 8, 9], что в целом снежный покров в крупных наддувах и сугробах является надежным изолятором поверхности льда от выхолаживающего воздействия атмосферы и от проникающего воздействия коротковолновой солнечной радиации. В указанных элементах рельефа в ночные часы, при максимальной теплоотдаче в атмосферу за счет длинноволнового выхолаживания поверхности до 150 Вт/м^2 , температура снега в нижнем 10–15-сантиметровом слое, граничащем со льдом, практически не испытывает суточных колебаний. На ровном льду суточные колебания характерны не только для всего слоя снега, но и для границы раздела «снег–лед» и верхних слоев льда.

Плотность снега, как правило, уменьшается с глубиной от поверхности к границе раздела «снег–лед». Это объясняется тем, что в глубинных слоях, граничащих со льдом, снежная толща формируется в результате процессов температурно-градиентного (конструктивного) метаморфизма. За счет низких температур и давления образуются снежные кристаллы правильной формы (ромбы, призмы, пирамиды и т.д.), размером до 5–10 мм. При этом возрастает «пористость», или доля объема, занятая воздухом (воздушные пустоты). Это так называемый «глубинный иней», или «глубинная изморозь» [14]. Плотность такого снега ($300\text{--}350\text{ кг/м}^3$) обычно ниже плотности поверхностных слоев ($450\text{--}480\text{ кг/м}^3$), подвергавшихся уплотнению за счет ветрового или радиационного воздействия. Точное знание вертикального распределения плотности снега необходимо для корректного расчета его теплофизических свойств. Большинство известных эмпирических соотношений для определения коэффициентов теплопроводности и теплоемкости, а также для оценки «пористости» базируются на величине плотности снега, определяемой инструментально [3].

Как уже указывалось выше [6, 10, 11], наличие снега на поверхности морского льда изменяет (замедляет) скорость его нарастания, и наоборот, отсутствие снега или его незначительное количество способствует образованию аномально толстого ледяного покрова в осенне-зимний период. В соответствии со строительными правилами (СП 11-114-2004–«Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений» [11]) определения толщин ровного льда и снега на льду необходимы для получения морфометрических характеристик дрейфующего льда и припая. При этом толщины льда и снега рекомендуется определять путем прямых измерений ледяного и снежного слоев по профилям и маршрутам. Однако наиболее репрезентативными являются полигонные (площадные) наблюдения на равномерной сетке точек, которые дают надежные оценки пространственной структуры толщин снега и ровного льда и их взаимосвязи. Параллельные измерения указанных характеристик, выполненные на многосуточных ледовых станциях в северо-восточной части Баренцева моря (НЭС «Михаил Сомов», апрель 2005 г.), позволили получить ряд оригинальных количественных оценок такой связи.

Как известно [12], ровный лед (*Level ice*) – «это морской лед, который не подвергался деформации». Термин «ровный» лед встречается также и при описании торосистости морского льда. Так, в соответствии со шкалой торосистости льда [13], термин «ровный» лед употребляется в ней трижды. Собственно «ровный» лед (0 баллов по шкале торосистости), редкие торосы на «ровном» льду (1 балл) и «ровный», частично торосистый лед (3 балла). Таким образом, понятие «ровный» лед можно применять (использовать) весьма условно, и, как показали наши оценки, ошибки, которые могут возникнуть при некорректной оценке толщины такого льда, могут иметь достаточно серьезные последствия для инженерной практики.

Нагрузка на ледостойкую платформу определяется прочностью льда, массой льдины (ледяного поля), взаимодействующей с платформой, и ее геометрическими характеристиками: формой, горизонтальными размерами и толщиной. При расчете ледовой нагрузки особое значение имеет общая площадь контакта льдины со стенками платформы и толщина льда. Пространственная изменчивость вышеперечисленных параметров на масштабах порядка горизонтального размера платформы может оказать существенное влияние на сценарии взаимодействия льда с платформой и на результирующую нагрузку. Известно, что в зависимости от количества дефектов ледяного поля прочность «ровного» (невсторошенного) льда может изменяться в несколько раз на расстояниях порядка нескольких метров [10]. Толщина «ровного» ледяного поля обычно полагается постоянной. Подводная видеосъемка, выполненная в период работ на ледовых станциях, показала, что

нижняя поверхность льдин, визуально определяемых как «ровный» лед, зачастую имеет очень сложный «волнистый» рельеф. Характерный горизонтальный масштаб неровностей (расстояние между «гребнями» подобных волн) составил порядка 1 м, а вертикальный масштаб («высота» волны) — около 10 см. Таким образом, при толщине «ровного» льда, равной, например, 0,5–1 м (тонкий и средний однолетний лед), ошибка в определении массы льдины и площади ее контакта со стенками платформы может достигать 10 %. В то же время погрешность определения всех линейных размеров при оценке морфометрических характеристик ледяного покрова должна быть не более 5 % [10]. В свою очередь, в соответствии с работой [4], относительная погрешность определения средних значений толщин снега, по данным маршрутных съемок, колеблется от 1 до 10 %.

Формирование рельефа нижней поверхности «ровного» льда обусловлено совместным влиянием различных термодинамических процессов (течения, турбулентность, теплоотдача в атмосферу с учетом снежного покрова переменной толщины). Наличие корреляции между толщиной визуально «ровного» льда и толщиной снежного покрова было исследовано нами на двух полигонах. Первый располагался в районе наддува (характерная эоловая форма рельефа на поверхности ровного или восторщенного льда), вблизи гряды торосов высотой 0,5 м. Второй — на так называемом «ровном» льду. В первом случае пространственная дискретность бурения составляла 1×3 м, во втором 1×1 м. Результаты представлены на рис. 1 и 2.

На обоих рисунках можно отметить очевидное соответствие между изменениями толщин снега и льда: увеличению слоя снега соответствует утоньшение льда и наоборот. Причем если в первом случае это был ярко выраженный снежный наддув, то во втором это был визуально «ровный» участок льда. Имеющиеся экспедиционные данные не позволяют нам оценить продолжительность залегания

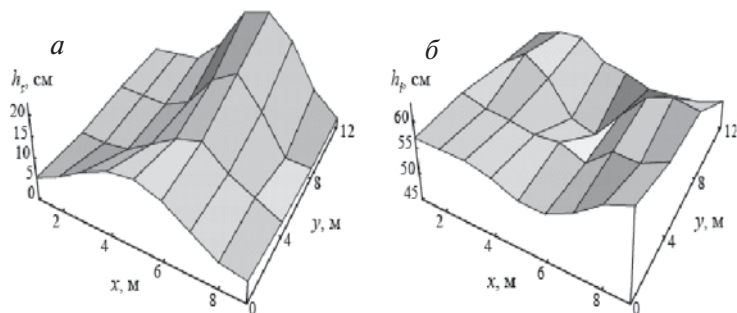


Рис. 1. Измеренные на первом полигоне толщины снега h_s (a) и льда h_i (б)

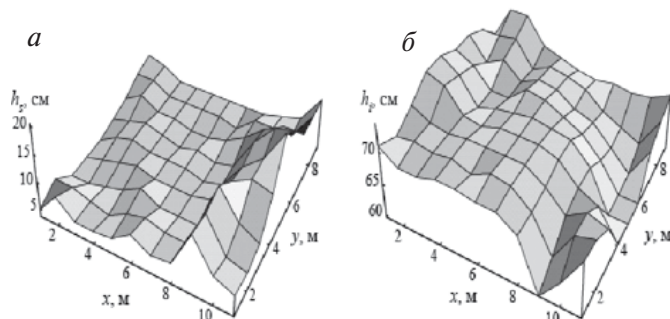


Рис. 2. Измеренные на втором полигоне толщины снега h_s (a) и h_i (б)

снега на поверхности льда в указанном районе Баренцева моря, т.е. ответить на вопрос, как во временном масштабе происходит изменение реальной скорости нарастания льда и формирование наблюдаемых толщин. С другой стороны, модельные расчеты [7] и экспериментальные данные [4, 11] указывают на наличие определенных закономерностей в развитии этого процесса.

Массив данных, полученных на втором полигоне, позволил нам количественно оценить связь толщин снега и льда (см. рис. 3). В то же время мы отдаем себе отчет в том, что полученная зависимость не столько отражает текущие наблюдаемые метеорологические условия и условия снегонакопления, сколько является отражением всего предшествующего этапа формирования снежно-ледяного покрова.

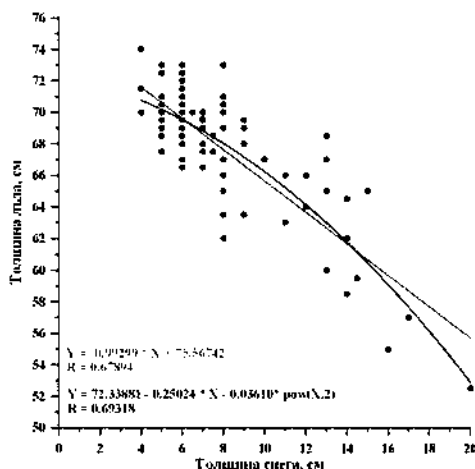


Рис.3. Зависимость толщины «ровного» льда от высоты снега

В документе СП 11-114-2004 [11] указано, что «количество и расположение точек бурения вдоль створов должны определяться в каждом конкретном случае таким образом, чтобы обеспечивалось получение достаточной информации о пространственной изменчивости толщины ровного льда в пределах полигона». В наших экспериментах, как указывалось выше, пространственная дискретность бурения составляла 1×3 м и 1×1 м. Нам представляется крайне необходимым разработать специальную методику снегомерных полигонных наблюдений, направленную на решение задач прикладного характера. Такая методика позволит ответить на вопрос, сколько «необходимо и достаточно» иметь точек бурения для получения наиболее достоверной, статистически обеспеченной информации о морфометрических характеристиках ровного дрейфующего льда. Подобный массив данных, дополненный измерениями подледной турбулентности и видеосъемкой, позволит ответить на вопрос о причинах возникновения горизонтальной неоднородности нижней поверхности льда и важности прикладного значения этого явления.

Работа выполнена при финансовой поддержке ЦНТП Росгидромета «Научные исследования и разработки в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды» (раздел 1.5.2, подпрограммы 1.5 «Морские исследования в Арктике, на морях России, континентальном шельфе и Мировом океане. Модели и технологии морских прогнозов и расчетов». ФЦП «Мировой океан» (раздел 5.5 «Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов арктических морей России и Северного Ледовитого океана»).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев О.М., Иванов Б.В. О решении задачи усвоения коротковолновой радиации в толще снега // Метеорология и гидрология. 2001. Т. 12. С. 65–69.
2. Андреев О.М., Иванов Б.В. Параметризация усвоения коротковолновой солнечной радиации в термодинамической модели снежно-ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2003. Т. 2. С. 54–58.
3. Андреев О.М., Кубышкин Н.В. Рост толщины льда в Канда拉克шском заливе Белого моря // Материалы III международного семинара «Рациональное использование прибрежных районов полярных морей», 17 июля 1998, Канда拉克ша – Санкт-Петербург. 1999. С. 81–95.
4. Брызгин Н.Н., Родионов В.Ф., Александров Е.И. Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 124 с.
5. Бузев А.Я., Шестериков Н.П. Зависимость средней толщины припайного льда от торосистости // Проблемы Арктики и Антарктики. 1969. Вып. 32. С. 30–36.
6. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 299 с.
7. Иванов Б.В., Махитас А.П. Пространственно-временная изменчивость характеристик ледяного покрова в зоне его сезонной миграции // Тр. ААНИИ. 1989. Т. 420. С. 45–59.
8. Иванов Б.В. Экспериментальные оценки коэффициента ослабления солнечной радиации в морском льду и снеге // Тр. ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 132–139.
9. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений (СП 11-114-2004). М.: ГК РФ по строительству и жилищно-коммунальному комплексу (Госстрой России), 2004. 216 с.
10. Лед. Справочник (физические свойства) / Под ред. В.В.Богородского и В.П.Гаврило. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 384 с.
11. Морской лед: Справочное пособие / Под ред. И.Е.Фролова и В.П.Гаврило). СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 402 с.
12. Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 76 с.
13. Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 239 с.
14. Sommerfeld R.A., LaChapelle E. The classification of snow metamorphism // J. Glaciol. 1970. Vol. 19. P. 399–409.

B.V.IVANOV, A.V.MARCHENKO, A.M.BEZGRESHNOV

THE FEATURES OF SNOW THICKNESS DISTRIBUTION OF ON A SURFACE OF ONE-YEAR ICE IN A NORTHEAST PART OF THE SEA BARENTS SEA

The results of the field researches carry out in a northeast part of the sea Barents Sea in April, 2005, from board of r/v «Michael Somov» are submitted in article. The measurements of snow and ice thickness were carried out on thin and middle one-year ice, both on level sites, and near of hummocks. The measurements of morphometric characteristics of a snow and ice were carried out on two special polygons: across snowdrift form, near of ridge and on rather level site of ice. On the basis of the measurements data the relationship between snow and ice thickness was analyzed in according to requirements, produced to engineering researches.

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАЙОНОВ ОБРАЗОВАНИЯ БОЛЬШИХ БАРЕНЦЕВОМОРСКИХ АЙСБЕРГОВ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ТЕМПЕРАТУРЫ В ИХ ТОЛЩЕ

Н.В.КУБЫШКИН, И.В.БУЗИН, А.А.СКУТИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

На основании анализа литературных источников и натурных данных, полученных ААНИИ в 2003 и 2005 гг., по распределению температуры в айсбергах и айсбергопродуцирующих ледниках архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новой Земли определены наиболее вероятные районы образования отдельных больших айсбергов. В частности, показано, что большой столообразный айсберг, обнаруженный в 2003 г. в районе Штокмановского ГКМ, образовался на одном из ледников Земли Франца-Иосифа (первоначально заявлялось о его новоземельском происхождении).

Проблема безопасности планируемых к размещению на баренцевоморском шельфе гидротехнических объектов (в первую очередь — ледостойкой платформы в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения — ШГКМ) требует подробного исследования вопроса о районах образования больших айсбергов и условиях, при которых они могут спускаться из северной части моря до широты, соответствующей ШГКМ. Актуальность айсберговых исследований резко возросла после обнаружения в 2003 г. экспедицией ААНИИ в районе ШГКМ аномально большого количества айсбергов, среди которых встречались очень крупные экземпляры столообразной формы, о чем уже неоднократно сообщалось в различных докладах и публикациях [2, 10, 18, 22]. Одной из задач организации мониторинга айсбергов в районе ШГКМ является определение наиболее вероятных районов образования айсбергов, попадающих при определенных условиях на акваторию месторождения.

Сразу же после обнаружения айсберговой аномалии 2003 г. было сделано предположение о ее новоземельском происхождении. Одним из главных аргументов в пользу данного предположения было то, что наиболее близким очагом образования айсбергов к обнаруженной айсберговой популяции были ледники Новой Земли. В 2004–2006 гг. авторским коллективом было выполнено исследование этого вопроса, включающее полевые эксперименты по установке термокос на айсбергах в Баренцевом море и некоторых выводных ледниках Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новой Земли, а также изучение литературных источников по данной теме. Несмотря на то, что полевые исследования еще не завершены и сбор данных по температурному режиму ледников и айсбергов планируется продолжать, в настоящей статье представлены некоторые результаты проводимых исследований.

Источниками айсбергов, встречающихся на акватории Баренцева моря, являются арктические архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля (о. Северный), некоторые арктические острова (Ушакова и Виктория). Не исключено появление в Баренцевом море и айсбергов архипелага Северная Земля [6, 21]. Перечисленные географические объекты заметно отличаются друг от друга величиной айсбергового стока, который зависит от масштабов оледенения, протяженности морских границ ледников, скорости движения льда и др. [1, 3–5, 8, 9, 13, 16, 17, 19].

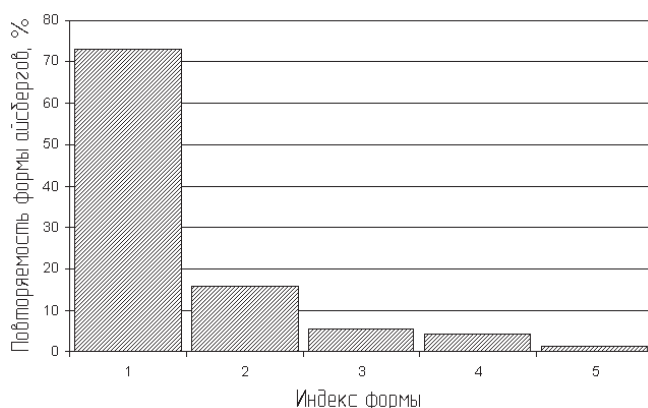


Рис. 1. Распределение повторяемости форм айсбергов в Баренцевом море по данным за 1970–1991 гг. [22]: 1 – обломки айсберга; 2 – столообразный айсберг; 3 – кусок айсберга; 4 – пирамидальный айсберг; 5 – прочие формы айсбергов

На рис. 1 представлено распределение повторяемости различных форм баренцевоморских айсбергов, построенное на основе базы данных по айсбергам Баренцева моря, содержащей в общей сложности более 20000 фиксаций за период с 1928 по 1991 г. (следует уточнить, что характеристики форм айсбергов в этой базе встречаются только начиная с 1970-х гг.). Основную часть фиксаций баренцевоморских айсбергов с определенной формой составляют ледяные обломки малых размеров: обломки и куски айсбергов (около 77 % всего объема данных). Интересно, что следующую по значимости группу составляют наиболее крупные – столообразные айсберги (около 15 %) и только 8 % фиксаций приходится на айсберги других форм: пирамидальные, наклонные, разрушающиеся и др.

Общеизвестно, что большие столообразные айсберги нередко встречаются на акваториях, прилегающих к архипелагам Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля (северная часть). На рис. 2 нанесены изолинии вероятности появления айсбергов в Баренцевом море, построенные на основе всех фиксаций, содержащихся в базе, с добавлением данных экспедиций ААНИИ 2001–2005 гг. На этом же рисунке показаны фиксации столообразных айсбергов – основная их доля действительно сосредоточена в перечисленных районах, причем безусловным лидером по количеству столообразных айсбергов выглядит Земля Франца-Иосифа и прилегающие к ней районы моря. В то же время десятки единичных и групповых фиксаций столообразных айсбергов разбросаны по всей акватории Баренцева моря, где общая вероятность появления айсбергов превышает 1 %.

Крупные айсберги, имеющие массу в сотни тысяч и даже миллионы тонн, способны длительное время сохранять температуру своей внутренней части практически неизменной. На колебания температуры внешней среды реагирует только сравнительно небольшой поверхностный слой айсберга. В работе [14], на основе общих представлений о закономерностях распространения температурной волны в полубесконечной среде применительно к айсбергам и ледникам, было показано, что суточные колебания температуры поверхности проникают в толщу льда на 0,8 м, полугодовые – на 10,5 м, годовые – на 15,4 м.

Д.Дайманд [15] также сообщает о продолжительном сохранении холодного ядра в толще айсбергов вследствие низкой теплопроводности льда, на которое не оказывает заметного влияния даже ускорение процесса абляции при попадании

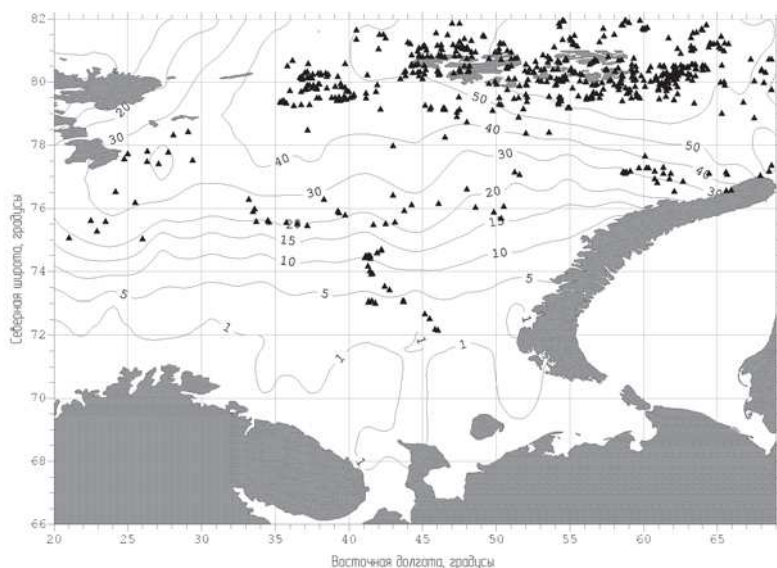


Рис. 2. Изолинии вероятности появления всех форм айсбергов в Баренцевом море. Символами отмечены фиксации столбообразных айсбергов

айсберга в более теплые воды. Автор приводит данные об измерении температуры в толще айсбергов в районе Ньюфаундленда до глубин 2–3,5 м от поверхности, значения которой составили $-6...-13\text{ }^{\circ}\text{C}$.

По-видимому, первым высказал идею о возможности определения района образования больших столбообразных айсбергов по температуре в их толще С.Лосет [20]. В этой работе приводятся несколько температурных профилей в айсбергах, обнаруженных недалеко от Шпицбергена в 1988–1990 гг. Температура измерялась от дневной поверхности до горизонтов 5 м (1988 г.), 6–11 м (1989 г.) и 14 м (1990 г.). Автор рассмотрел один из этих айсбергов, предположив, что он образовался в районе ЗФИ, численно смоделировал его дрейф от ЗФИ к Шпицбергену и рассчитал эволюцию температуры во всей его толще, используя метеоданные станции о. Надежды. С.Лосет обосновал свое предположение о ЗФИ как о месте образования рассматриваемого им айсберга, приведя температурные профили, полученные в разное время на ледниковых куполах Чурляниса (ЗФИ) и Аустфонна (восточный Шпицберген). На первом из них температура на глубине 10 м от дневной поверхности составляла около $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и практически не испытывала сезонных изменений. На втором температура льда на том же горизонте была около $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это послужило основным аргументом в пользу того, чтобы принять гипотезу об образовании всех исследованных айсбергов на ледниках ЗФИ (на всех айсбергах температура льда на нижних горизонтах измерений находилась в пределах $-7...-14\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Для практического использования метода определения района образования айсбергов по температуре в их толще необходимы реперные оценки температуры в толще айсбергопродуцирующих ледников. В гляциологической литературе можно найти немало сведений о температурных профилях в толще ледников Шпицбергена, ЗФИ, Новой Земли, Северной Земли, однако большая их часть получена в скважинах, расположенных в центральных (привершинных) частях ледников с большими абсолютными высотами, в области аккумуляции [7]. Однако температурный режим этой части ледников заметно отличается от температурного режима

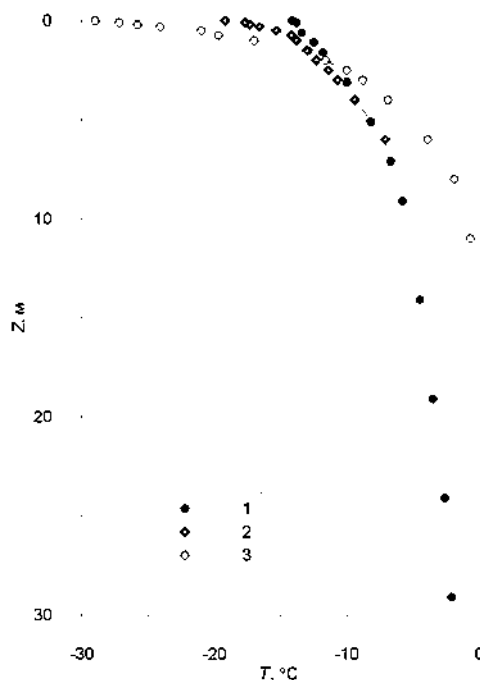


Рис. 3. Профили температуры на о. Северном Новой Земли, в районе Русской Гавани [12]:
 1 – стационарная станция Барьер Сомнений, зона абляции, абсолютная высота 290 м, 16.04.1959 ($T_{\text{воздуха}} = -18,1^{\circ}\text{C}$, толщина снега 74 см); 2 – маршрутное термозондирование, зона абляции, абсолютная высота 170 м, 16.04.1959 ($T_{\text{воздуха}} = -18,7^{\circ}\text{C}$, толщина снега 45 см); 3 – маршрутное термозондирование, зона аккумуляции, абсолютная высота – 795 м, 01.04.1959 ($T_{\text{воздуха}} = -18,5^{\circ}\text{C}$, толщина снега 115 см)

области абляции, к которой относятся прифронтовые участки выводных ледников, где и происходит отел. В качестве примера на рис. 3 представлены три температурных профиля, полученных в апреле 1959 г. гляциологической экспедицией Института географии Академии наук СССР (ИГ АН СССР) в районе Русской Гавани (архипелаг Новая Земля). Кривые 1 и 2 отражают результаты измерений температуры в области абляции на леднике Шокальского. Первая из них получена на расстоянии 6–7 км от фронта ледника, вторая – всего в 300 м от фронта. Обе кривые достаточно близки друг к другу, особенно на горизонтах ниже 5-метровой отметки. Скважина, на которой был получен профиль 3, располагалась на станции Ледораздельная, в области аккумуляции, на абсолютной высоте 795 м. Кривая 3 заметно отличается от двух первых профилей как в поверхностном слое (в сторону более низких температур), так и в глубинных слоях (наоборот, в сторону повышения температуры). Приведенные различия температурных профилей в областях аккумуляции и абляции показывают, что надо быть очень осторожным в выборе реперных профилей температуры арктических ледников для задачи определения района образования айсберга. Идеальными для этой задачи являлись бы измерения температуры в районе фронта ледника. При отсутствии таких измерений можно использовать данные, полученные на некотором удалении от фронта, причем крайне желательно, чтобы скважины, в которых измерены температурные профили, располагались бы если и не на одной абсолютной высоте с фронтом ледника, то хотя бы находились в области абляции.

Наиболее подходящие данные по температуре ледников, удовлетворяющие этому требованию, представлены в материалах гляциологических экспедиций ИГ АН СССР,

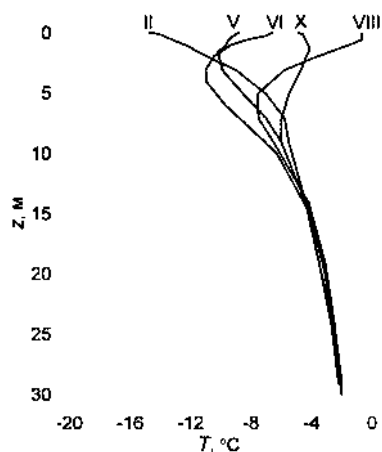


Рис. 4. Среднемесячные вертикальные профили температуры на леднике Шокальского, Новая Земля (1957–1959 гг.)

работавших в 1957–1959 гг. на ЗФИ и Новой Земле по программе Международного геофизического года. Это данные измерений температуры на леднике Седова, о. Гукера Земли Франца-Иосифа [11] и на станции Барьер Сомнений на леднике Шокальского, Новая Земля [12]. На рис. 4 и 5 приведены среднемесячные профили температуры льда для наиболее показательных месяцев для обоих ледников. Сезонные колебания температуры в обоих случаях полностью затухают на глубине 15 м, что хорошо согласуется с приведенными выше оценками Чиковского. При этом на 15-метровом горизонте различие в значениях температуры ледников Седова и Шокальского проявляются достаточно четко и составляют около 4 °С.

К сожалению, авторы не располагают данными по измерениям температуры льда в районах ледниковых фронтов Шпицбергена, Северной Земли, а также о-вов Ушакова и Виктория. В то же время, в силу изложенных выше причин, мы

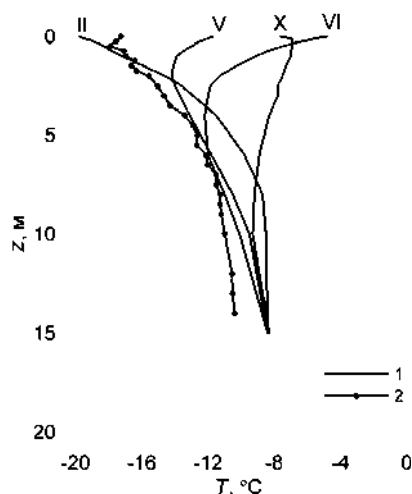


Рис. 5. Вертикальные профили температуры на ледниках ЗФИ:

1 – среднемесячные, ледник Седова (1957–1959 гг.); 2 – измеренный на леднике о. Сальм (18.04.2005)

Таблица 1

Станция	Температура воздуха, °С	Период наблюдений
Баренцбург	–5,80	1912–2003
о. Надежды	–5,76	1946–2003
Мыс Желания	–9,80	1932–1996
Русская Гавань	–7,60	1932–1995
Тихая-Хейса (объединенный ряд)	–12,89	1930–1993

намеренно отказались от использования имеющихся данных по температуре ледниковых куполов как Шпицбергена, так и Северной Земли. По предварительным соображениям, сделанным на основе среднесезонных данных по температурам воздуха на некоторых полярных станциях Баренцева моря (табл. 1), наиболее холодными должны быть айсберги, образовавшиеся на ЗФИ, затем айсберги Новой Земли и, наконец, самыми «теплыми» могут быть айсберги Шпицбергена.

Помимо различий, обусловленных принадлежностью к той или иной группе арктических островов, могут заметно отличаться друг от друга по температуре и отдельные ледники, принадлежащие одному и тому же архипелагу. В апреле 2005 г. экспедиция ААНИИ на научном судне «Михаил Сомов» выполнила измерения температуры на леднике о. Сальм Земли Франца-Иосифа при помощи 16-метровой термоксы в точке, расположенной вблизи фронта ледника. Полученный температурный профиль представлен на рис. 5 вместе с результатами измерений на леднике Седова. Заметных различий по температуре следует ожидать у ледников о. Северный Новой Земли, имеющего большую меридиональную протяженность, однако мы не располагаем какими-либо данными, позволяющими оценить эти различия.

В настоящее время мы располагаем данными по глубоким (более 6 м) профилям температуры 8 больших айсбергов, обнаруженных в разное время в различных районах Баренцева моря. Температурные профили 4 айсбергов, обнаруженных в 1989–1990 гг. к востоку и юго-востоку от Шпицбергена, представлены в работе [20]; в 2003 г. была установлена термоксы на столообразном айсберге, обнаруженном в районе Штокмановского ГКМ [18]; наконец, в 2005 г. экспедицией ААНИИ было установлено термоксы на трех айсбергах: 1 – в районе ЗФИ и 2 – у берегов Новой Земли. Все 8 профилей приведены на рис. 6. Так случилось, что все измерения, проводившиеся разными экспедициями в разных районах моря и в разные годы, были выполнены в апреле – первой декаде мая. Тем не менее различия в температуре воздуха как в момент измерений, так и в предшествующие им периоды обусловили значительный разброс значений температуры поверхности айсбергов и всего поверхностного слоя толщиной 4–6 м.

Начиная от горизонта 6 м и ниже прослеживается разделение температурных профилей на 3 группы. Наиболее «теплую» группу представляют два айсберга, обнаруженные в 2005 г. у о. Северный Новой Земли (кривые 1 и 2). Один из этих айсбергов был обнаружен в заливе Иностранцева, второй – в 54 милях к западу от него и в 22 милях к СЗ от Русской Гавани. На наш взгляд, уже это является достаточным основанием считать местом их образования ледники из цепочки выводных ледников, вытянувшейся вдоль северной части западного берега о. Северный: от ледника Шокальского до ледника Петерсена. Значения температуры льда в самых нижних точках профилей (на глубине 13–14 м) новоземельских айсбергов находились в пределах –1...–2 °С. Это на 2–3° выше температуры на такой же глубине от дневной поверхности ледника Шокальского по приведенным выше данным полувекковой давности.

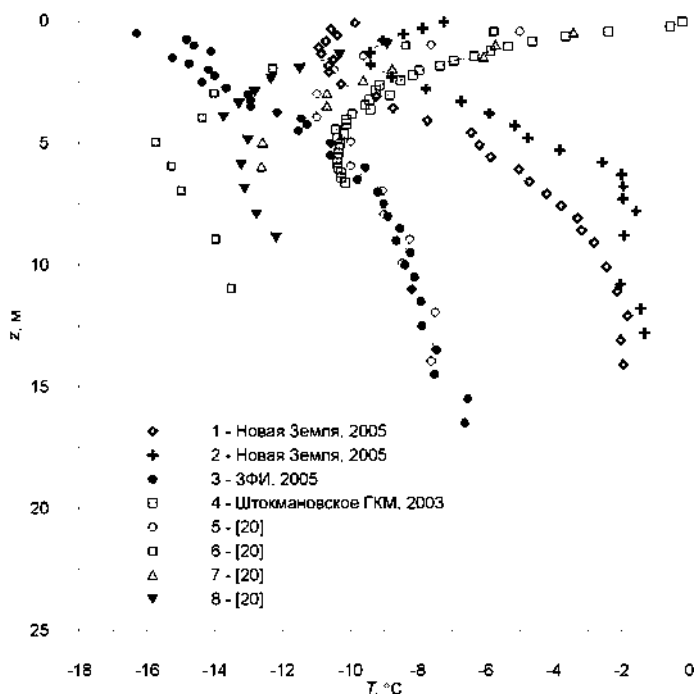


Рис. 6. Вертикальные профили температуры в больших столообразных айсбергах в Баренцевом море (пояснения в тексте)

Вторая группа температурных профилей на рис. 6 относится к айсбергам, которые на момент их обнаружения находились настолько далеко друг от друга, что расстояния между ними сопоставимы с горизонтальными размерами Баренцева моря. Профиль 3 получен на айсберге вблизи о. Сальм (ЗФИ) в 2005 г., профиль 4 — на айсберге в районе Штокмановского ГКМ, профиль 5 взят из работы [20] и относится к айсбергу, обнаруженному в 1990 г. к востоку от Шпицбергена. Значения температуры на горизонтах 14–15 м на профилях 3 и 5 составляют около -8°C , что очень близко к данным, полученным на леднике Седова, и на 3 градуса выше, чем на леднике о. Сальм. Нижняя точка измерения температуры на профиле 4 располагалась на глубине всего 6,4 м. Однако по значению двух параметров — температуры и температурного градиента на этом горизонте — можно отнести этот профиль к той же группе, в которую вошли кривые 3 и 5. С нашей точки зрения, вторую группу айсбергов по происхождению можно достаточно уверенно отнести к айсбергам ЗФИ.

Третья — наиболее холодная — группа температурных профилей (кривые 6–8) относится к айсбергам, обнаруженным недалеко от Шпицбергена в 1989 г. Значения температуры в нижних точках этих профилей (на 6–11 м) находятся в пределах $-12\ldots-14^{\circ}\text{C}$. Близость этих айсбергов к Шпицбергену (причем сразу трех одновременно) дает основание предположить об их происхождении на этом архипелаге. Однако, как уже упоминалось, Лосет [20] предположил, что рассматриваемые айсберги образовались на ЗФИ, хотя и признал, что надежных подтверждений этому нет. Из всех имеющихся в нашем распоряжении измерений температуры на ледниках самым близким к профилям 6–8 является температурный профиль, полученный в 2005 г. на о. Сальм. Значения температуры в слое 6–11 м на этом леднике составили $-10,5\ldots-12,7^{\circ}\text{C}$.

Результаты сравнения имеющихся в нашем распоряжении температурных профилей нескольких айсбергов и ледников дают основания предположить, что большая часть из рассмотренных здесь айсбергов образовались на ледниках ЗФИ (исключая два новоземельских айсберга, обследованных в 2005 г.). Причем о происхождении на ЗФИ трех из них, разбросанных по всей акватории Баренцева моря (районы ЗФИ – 2005 г.; Шпицбергена – 1990 г. и Штокмановского ГКМ – 2003 г.), можно говорить с большой долей уверенности. Предположение о происхождении на ЗФИ трех айсбергов, обнаруженных в 1989 г., на наш взгляд, требует дополнительных исследований.

В принципе, основываясь на весьма небольшом объеме информации по температурам айсбергов и выводных ледников, уже сейчас можно с некоторой долей вероятности определять район образования айсбергов. Для более надежных оценок необходимо расширять объем данных по температуре айсбергов и айсберго-продуцирующих ледников. В настоящее время это является одной из задач, над которой работает группа авторов.

Интересные результаты может принести совместное использование термокос и дрейфующих буйев для исследования преобладающих направлений распространения айсбергов в Баренцевом море. Установленный на айсберге буй позволяет определить траекторию и характеристики дрейфа, однако не может определить историю айсберга до момента его обнаружения. Ответ на этот вопрос может дать измеренный при помощи термокосы температурный профиль. Особенно это актуально для исследования айсбергов, обнаруженных в районах, перспективных с точки зрения хозяйственного освоения, как это было при обнаружении айсбергов на акватории Штокмановского ГКМ в 2003 г. В этом случае вопрос, откуда пришел этот айсберг, становится, возможно, даже более важным, чем куда и с какой скоростью он направится дальше.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ № 05-05-64732 и № 07-05-97622. Установка термокос на айсбергах и ледниках в 2003, 2005 году проводилась в экспедициях ААНИИ по проектам комплексных ледовых исследований в целях освоения Штокмановского ГКМ по заказу ЗАО «Севморнефтегаз» и ряда других нефтегазодобывающих компаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Арктики. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985. 204 с.
2. Бузин И.В. Мониторинг льдов и айсбергов в приложении к задачам освоения Штокмановского газоконденсатного месторождения // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 172–179.
3. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Евразийская Арктика // Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. М.: Наука, 2006. С. 97–114.
4. Говоруха Л.С. Современное наземное оледенение Советской Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 256 с.
5. Гросвальд М.Г. и др. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 350 с.
6. Корякин В.С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 160 с.
7. Котляков В.М., Архипов С.М., Хендерсон К.А., Нагорнов О.В. Глубокое бурение ледников Евразийской Арктики как источник данных о палеоклимате // Мат-лы гляциол. исслед. 2004. № 96. С. 3–24.
8. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
9. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 638 с.

10. Наумов А.К., Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Бузин И.В., Скутин А.А. Льды и айсберги в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения // Тр. РАО-03. 2003. С. 337–342.
11. Разумейко Н.Г. Температура снега и льда. Стационарные наблюдения на леднике Седова. Маршрутное термозондирование льда на куполах Чурляниса и Джэксона и леднике Седова // Мат-лы гляциол. исслед. Земля Франца-Иосифа. 1963. Вып. 2. 118 с.
12. Хмелевской И.Ф. Температура снега, фирна и льда. Стационарные наблюдения на станции Барьер Сомнений и маршрутные исследования // Мат-лы гляциол. исслед. Новая Земля. 1963. Вып. 2. 92 с.
13. Чижев О.П. и др. Оледенение Новой Земли. М.: Наука, 1968. 340 с.
14. Чиковский С.С. О термическом влиянии материкового льда на переохлаждение морских вод // Проблемы Арктики и Антарктики. 1970. Вып. 33. С. 57–66.
15. Diemand D. Iceberg temperatures in the North Atlantic – theoretical and measured // Cold Regions Science and Technology. 1984. № 9. P. 171–178.
16. Dowdeswell J.A., Bassford R.P., Gorman M.R., Williams M., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Shepherd A.P., Vasilenko Ye.V., Savatyugin L.M., Hubberten H.-W., Miller H. Form and flow of the Academy of Sciences Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian High Arctic // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. № B4. 10.1029/2000JB000129.
17. Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.-G. Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux // Polar Research. 2003. Vol. 22(2). P. 145–159.
18. Kubyshkin N.V. Field research of structure, temperature and density of icebergs in the Barents Sea // Proc.18th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. Under Arctic Conditions (POAC'05). 2005. Vol. 2. P. 531–541.
19. Kubyshkin N.V., Buzin I.V., Glazovsky A.F., Skutin A.A. Determination of the area of generation of big icebergs in the Barents Sea – temperature distribution analysis // Proc.16th Int. Offshore and Polar Eng. Conf. (ISOPE-2006). 2006. Vol. I. P. 634–638.
20. Løset S. Thermal Energy Conservation in Icebergs and Tracking by Temperature // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № C6. P. 10001–10012.
21. Sanford K.S. Tabular Icebergs Between Spitsbergen and Franz-Josef Land // Geographical Journal. 1955. Vol. 121. P. 164–170.
22. Zubakin G.K., Naumov A.K., Skutina Ye.A. Icebergs of the Western Sector of the Russian Arctic // Proc.18th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. Under Arctic Conditions (POAC'05). 2005. Vol. 2. P. 565–574.

N.V.KUBYSHKIN, I.V.BUZIN, A.A.SKUTIN

ON DETERMINATION OF FORMATION AREA OF THE BIG ICEBERGS IN THE BARENTS SEA – TEMPERATURE DISTRIBUTION ANALYSIS

On the basis of analysis of published materials and field data on temperature distribution in icebergs and iceberg-producing glaciers of Franz-Josef Land and Novaya Zemlya obtained by AARI in 2003, 2005, the most possible areas of formation of some large iceberg are determined. In particular, the conclusion that the big tabular iceberg, found at the Shтокman gas-condensate field in 2003 was most likely formed at one of the outlet glaciers of Franz-Josef Land is made. Earlier, the glaciers of Novaya Zemlya were pointed out as the source of this iceberg.

МНОГОЛЕТНИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЕДОВЫХ АНОМАЛИЙ ПО АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ В ТЕЧЕНИЕ 1930–2000 гг.

А.Г.ЕГОРОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Исследованы особенности сочетания знаков аномалии ледовитости между арктическими морями. Учет крупномасштабного распределения ледовых аномалий способствует углублению анализа многолетней изменчивости ледовых условий. Чередование периодов преобладания ледовой оппозиции и ледовой однородности позволяет прогнозировать очередное циклическое увеличение ледовитости в течение 2010–2030 гг.

1. Любой вид экономической деятельности в Арктике и арктических морях имеет естественное своеобразие, связанное с наличием ледяного покрова, который, как никакая другая природная среда, накладывает серьезные ограничения на затратность, эффективность и безопасность проведения морских работ. Как следствие, потенциально возможный рост деловой активности в Арктике и в арктических морях предъявляет повышенные требования к мониторингу, диагностике и прогнозу состояния ледяного покрова как основного природного элемента, лимитирующего экологическую безопасность и экономическую эффективность хозяйственной деятельности. При этом пространственные особенности в распределении морских льдов являются коренным свойством ледяного покрова, которые, собственно, и осложняют (или упрощают) проведение любых морских операций в арктических акваториях, а ледовое прогнозирование (прежде всего, долгосрочное) позволяет принимать ответственные и мотивированные управленческие решения. При исследовании многолетней изменчивости ледяного покрова обычно используют обобщенные количественные показатели, такие, как ледовитость, и меньше внимания уделяют пространственным особенностям распределения наблюдаемых аномалий. Цель настоящего сообщения заключается в том, чтобы показать эвристический потенциал использования такого показателя, как сочетание аномалий между западными и восточными арктическими морями России, для расширения и углубления представлений о многолетней изменчивости морской криосферы [3].

Наиболее важной особенностью многолетней изменчивости гидрометеорологических условий высоких и умеренных широт в XX и начале XXI века является чередование длительных периодов потепления и похолодания, расширения и сокращения площади ледяного покрова [5]. Относительно будущего состояния природной системы наиболее распространенной является точка зрения об антропогенной обусловленности климата и однонаправленной тенденции его изменения в течение XXI столетия. Считается, что наблюдающееся в течение последних 40–50 лет потепление большей частью обусловлено повышением концентрации парниковых газов [9]. Следствием является вывод о том, что в Арктике повышение температуры воздуха к 2100 г. составит от 4 °С до 7 °С, вдвое уменьшится площадь арктических льдов [8]. Основная предпосылка антропогенных сценариев заключается в том, что

наблюдающаяся тенденция изменений от 1960–1970 гг. к 1990–2000 гг. принимается за единственно возможный вариант трансформаций и автоматически продлевается на весь XXI век. Как представляется, основной недостаток такого подхода заключается в том, что он учитывает только линейный тренд природных изменений за последние десятилетия [2] и не принимает во внимание, что эти изменения могут являться составной частью более сложных, продолжительных и противоположно направленных природных колебаний [1, 5].

2. Для анализа особенностей формирования пространственных неоднородностей ледяного покрова на всем суммарном протяжении сибирского шельфа (5 арктических морей: юго-западная часть Карского моря, северо-восточная часть Карского моря, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, Чукотское море) использован метод, позволяющий свести все многообразие ледовых условий к нескольким характерным классам на основе учета внутренних связей между арктическими акваториями. Каждый класс характеризуется количественными, пространственными, структурными, генетическими, циркуляционными особенностями и может быть использован при диагнозе и прогнозе ледовых условий.

Для анализа многолетних особенностей пространственного распределения ледовых аномалий исследованы внутренние связи между ледовыми условиями арктических акваторий [6]. Установлено, что наиболее важные статистические связи между ледовыми аномалиями арктических морей характеризуются несколькими особенностями:

- а) независимостью формирования ледовых условий арктических морей;
- б) оппозиционным фоном ледовых условий между северо-восточной частью Карского моря, с одной стороны, и Восточно-Сибирским с Чукотским морями – с другой;

- в) наибольшей сопряженностью моря Лаптевых с формированием крупной аномалии на суммарной акватории сибирского шельфа.

Для учета крупномасштабных особенностей формирования ледяного покрова на акватории сибирского шельфа кажется естественным сократить количество единиц деления суммарной акватории, по возможности опираясь на естественное географическое деление сибирского шельфа и установленные особенности связи между арктическими морями. Представляется целесообразным и закономерно оправданным деление акватории на три фрагмента с естественными граничными разделителями в виде крупных архипелагов – Северной Земли и Новосибирских островов. В этом случае сибирский шельф состоит из трех фрагментов:

- а) западный фрагмент включает акваторию юго-западной и северо-восточной частей Карского моря;
- б) центральный фрагмент включает акваторию моря Лаптевых;
- в) восточный фрагмент включает акваторию Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Между западным и восточным фрагментами существует определенная оппозиционность в формировании ледовых условий, а в центральном наблюдается повышенная корреляция с суммарной ледовитостью всего сибирского шельфа. Все это обеспечивает связность фрагментов в пространственно единое целое.

3. В зависимости от сочетаний знака сезонной аномалии ледовитости и площади сплоченных льдов в трех арктических акваториях все многообразие ледовых условий сибирского шельфа можно свести в 8 классов с характерными особенностями пространственной изменчивости (табл. 1). Классы можно разделить на три группы: постоянство знака аномалии, чередование знака аномалии, ледовая оппозиция.

При постоянстве знака аномалии (2 класса общей повторяемостью 37 %) на всем пространстве акватории наблюдаются или однородно тяжелые, или однородно легкие ледовые условия, как следствие, формируются экстремальные ледовые

Таблица 1

Тип сочетания	Карское море	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское и Чукотское моря
Однородность	+	+	+
Чередование	+	–	+
Оппозиция (граница НСО)	+	+	–
Оппозиция (граница СЗ)	+	–	–

условия на всем сибирском шельфе; при этом в море Лаптевых фиксируется наибольший размах колебаний.

При чередовании знака аномалии (2 класса общей повторяемостью 18 %) море Лаптевых отличается от остальных морей противоположностью знака ледовой аномалии, а в морях к западу от Северной Земли и к востоку от Новосибирских островов наблюдается аномалия одинакового знака.

При ледовой оппозиции (4 класса общей повторяемостью 46 %) в западных и восточных морях наблюдаются аномалии противоположного знака, а море Лаптевых является промежуточной, буферной зоной с равновероятным знаком аномалии; при этом наибольшие аномалии отмечаются на крайних флангах шельфа. Отдельно укажем, что граница оппозиции неустойчива и смещается по пространству от Северной Земли до Новосибирских островов.

В результате такой классификации каждый календарный год может быть отнесен к определенному ледовому классу, в зависимости от особенностей комбинации ледовых аномалий по пространству арктических морей. При этом каждый класс характеризуется уникальным пространственным распределением ледовых аномалий по акватории сибирского шельфа (табл. 2).

Таблица 2

Класс	P, %	ЮЗ	СВ	МЛ	ВС	ЧМ	Σ АМ
(+ + +) – (– – –)	34	1,40	1,57	1,93	1,14	0,81	2,43
(+ + –) – (– – +)	31	0,94	2,41	0,75	–1,38	–1,81	0,44
(– + +) – (+ – –)	20	1,54	–1,13	2,03	2,47	0,90	2,01
(+ – +) – (– + –)	15	–0,37	1,63	–1,28	0,96	1,68	0,94

4. Анализ показал, что формирование ледовых классов характеризуется двумя основными особенностями. Во-первых, каждому классу свойствен свой, индивидуальный генетический сценарий формирования, охватывающий суммарную акваторию арктических морей. Во-вторых, этот генетический сценарий имеет региональные проявления в каждой из отдельных арктических акваторий:

а) постоянство знака ледовой аномалии наблюдается при активизации атмосферной циркуляции на некоторой трансарктической барической оси, которая расположена по диагонали Арктического бассейна от Новой Земли до устья реки Макензи и вызывает крупномасштабный перенос с юга на север и с севера на юг на всем протяжении сибирского шельфа; класс формируется, прежде всего, за счет аномалий сроков начала таяния в мае–июне; наибольшие ледовые аномалии наблюдаются в море Лаптевых и определяются дополнительным воздействием синхронных воздушных переносов в июле–августе, что не характерно для остальных арктических морей;

б) чередование знака ледовой аномалии формируется тогда, когда сибирский шельф находится в пограничной зоне между морским антициклоном и континентальным циклоном, а море Лаптевых является «коридором», по которому происходит

атмосферный массообмен; класс формируется двумя противоположными тенденциями: в западных и восточных морях — за счет аномалий сроков начала таяния в мае—июне, а в море Лаптевых — за счет воздушных переносов, прежде всего, в июле—августе;

в) формирование ледовой оппозиции в арктических морях связано со стационарированием на меридиане моря Лаптевых атмосферного вихря, на западной и восточной перифериях которого формируются противоположные по направлению воздушные переносы; класс ледовой оппозиции с границей вблизи Новосибирских островов формируется, прежде всего, за счет пространственного варианта распределения льдов, который образуется обычно в июне; наибольший вклад тепловых и динамических предикторов мая—июня наблюдается в Восточно-Сибирском и Чукотском морях; класс ледовой оппозиции с границей вблизи Северной Земли формируется, прежде всего, за счет воздушных переносов июля—августа, т.е. уже после начала таяния льдов; наибольшее воздействие динамических факторов наблюдается в Карском море.

5. Если учесть наиболее крупномасштабные пространственные особенности, то все разнообразие в распределении ледовых аномалий можно свести в два главных сезонных типа: к типу ледовой оппозиции и к типу ледовой однородности (рис. 1). Под ледовой оппозицией понимается такое развитие ледовых условий, когда в западных акваториях (к западу от Северной Земли) и в восточных акваториях (к востоку от Новосибирских островов) наблюдаются аномалии противоположного знака (мало льда на западе — много льда на востоке и наоборот); при этом граница оппозиции непостоянна в пространстве и дрейфует, тяготея то к Северной Земле, то к Новосибирским островам. Напротив, под ледовой однородностью понимается такое развитие ледовых условий, когда во всех арктических акваториях наблюдается аномалия одинакового знака (много льда во всех морях или мало льда во всех мо-

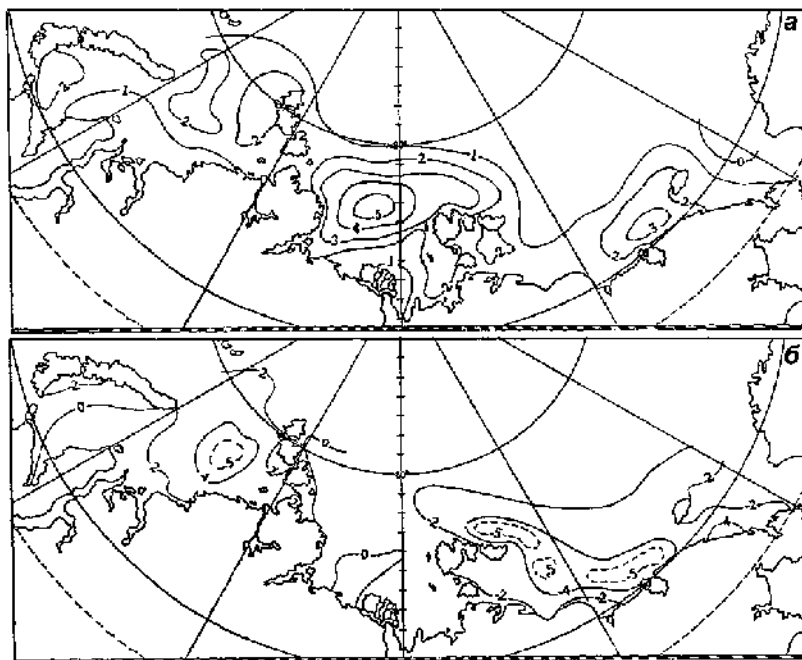


Рис. 1. Аномалии сплоченности ледяного покрова (баллы) при формировании ледовой однородности (а) и ледовой оппозиции (б) в арктических морях России

рях); в этот же класс может быть отнесен и случай чередования аномалий, и тогда наиболее важным критерием однородности является совпадение знака ледовой аномалии в западных и восточных арктических акваториях.

6. Имеющийся ряд наблюдений (1932–2007 гг.) может быть разделен на несколько многолетних интервалов так, чтобы в течение каждого из них отмечалась бы одна, преобладающая комбинация знаков ледовых аномалий между арктическими морями. Такой исследовательский подход позволяет развить научные представления об особенностях ледовой изменчивости в Арктике. Анализ показывает, что многолетние изменения пространственного распределения ледовых аномалий в арктических морях сводятся к суперпозиции нескольких природных ритмов различной продолжительности с характерным обострением аномалий в оппозиционных или однородных акваториях:

а) перемещение области наибольшей природной изменчивости с запада на восток арктических морей (два периода продолжительностью около 40 лет каждый);

б) чередование длительных периодов пониженной и повышенной суммарной ледовитости арктических морей (три периода продолжительностью 20–30 лет каждый);

в) многолетнее преобладание характерных комбинаций в распределении ледовых аномалий по пространству арктических морей в виде двух наиболее типовых сочетаний – ледовой оппозиции и ледовой однородности (четыре периода продолжительностью около двух десятилетий каждый).

7. Наиболее масштабная тенденция многолетних вариаций заключается в смещении зоны наибольшей изменчивости ледовых условий с западных арктических морей в 1940–1960 гг. (западное колебание) на восточные арктические моря в 1970–1990 гг. (восточное колебание). Зональный дрейф области наибольшей изменчивости с запада на восток арктических акваторий и переход от одной климатической эпохи к другой вблизи границы 1960–1970 гг. маркируется в пространстве и времени меридионально ориентированной Северной Землей (табл. 3).

Таблица 3

Явление	Период, гг.	ЮЗКМ	СВКМ	МЛ	ВСМ	ЧМ	Σ АМ
Западное ледовое колебание	1932–57	–0,28	–0,67	0,04	0,03	0,19	–0,26
	1958–74	0,58	0,42	–0,05	–0,04	–0,32	0,17
	(1958–74) – (1932–57)	0,86	1,09	–0,09	–0,07	–0,51	0,43
Восточное ледовое колебание	1975–88	0,11	0,15	0,06	0,52	0,34	0,44
	1989–07	–0,36	0,12	–0,22	–0,50	–0,32	–0,41
	(1989–07) – (1975–88)	–0,47	–0,03	–0,28	–1,02	–0,66	–0,85

8. Каждое из ледовых колебаний состоит из двух стадий, чередующихся по знаку ледовых аномалий. Сначала легкие условия (1930–1950 гг.) сменились тяжелыми (1960-е гг.) при западном колебании, которое трансформировалось в восточное колебание при тяжелых условиях (1970–1980 гг.) и сменивших их легких (1990–2000 гг.). Независимо от локализации и фона 20–30-летней изменчивости наблюдались периоды устойчивого сохранения знака ледовой аномалии для суммарной акватории сибирского шельфа преобладающей продолжительностью 5–6 лет; наибольшие аномалии формировались в аномально однородных акваториях – в море Лаптевых и юго-западной части Карского моря.

9. Наблюдаются длительные периоды преобладания оппозиционного и однородного сочетания ледовых аномалий между западными и восточными арктическими морями, а также многолетние оппозиционно-однородные ледовые преобразования, которые заключаются в том, что длительный период преобладания

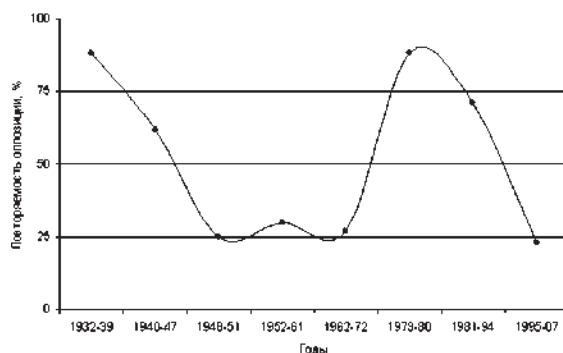


Рис. 2. Повторяемость (%) ледовой оппозиции между западными и восточными арктическими морями в течение длительных временных интервалов

ледовой оппозиции сменяется во времени длительным периодом преобладания ледовой однородности и наоборот (рис. 2). За последние три четверти века наблюдается следующая преемственная цепочка ледовых преобразований: преобладание ледовой оппозиции (1930–1940 гг.) → преобладание ледовой однородности (1950–1960 гг.) → преобладание ледовой оппозиции (1970–1980 гг.) → преобладание ледовой однородности (1990–2000 гг.).

10. Длительный период преобладания как оппозиции, так и однородности также показывает существование характерного преобразования внутри периода, которое заключается: а) для оппозиции — в смещении границы оппозиции с запада на восток арктических морей и б) для однородности — в чередовании легких и тяжелых ледовых условий (табл. 4). Причем эти трансформации наблюдаются как для западного колебания, так и для восточного.

То есть уточненная цепочка ледовых преобразований выглядит так: оппозиция с границей на западе (1932–1939 гг.) → оппозиция с границей на востоке (1940–1947 гг.) → однородно легкие ледовые условия (1948–1961 гг.) → однородно тяжелые ледовые условия (1962–1972 гг.) → оппозиция с границей на западе (1973–1980 гг.) → оппозиция с границей на востоке (1981–1994 гг.) → однородно легкие ледовые условия (1995–1907 гг.) → однородно тяжелые ледовые условия (?). Нетрудно заметить, что это внутривековое оппозиционно-однородное преобразование состоит из двух структурно повторяющихся частей (табл. 5).

11. Внутри как западного ледового колебания (1930–1960 гг.), так и восточного ледового колебания (1970–2000 гг.) наблюдается одна и та же многолетняя

Таблица 4

Сочетание	1932–1939 гг.	1940–1947 гг.	1948–1951 гг.	1952–1961 гг.	1962–1972 гг.	1973–1980 гг.	1981–1994 гг.	1995–1907 гг.
+++----	0	1	1	6	7	1	1	9
--+ +---	1	2	2	1	1	0	3	1
+ + - - - +	3	4	0	3	2	3	6	0
+ - + - - +	4	1	1	0	1	4	4	3
ОДН/ОПП	1/7	3/5	3/1	7/3	8/3	1/7	4/10	10/3
Преобладает сочетание	+ --	-- +	- + -	---	+++	+ --	+ + -	---
Длина периода, годы	8	8	4	10	11	8	14	13

Выделены наиболее часто повторяющиеся сочетания

Пространственная изменчивость ледяного покрова							
Западное ледовое колебание				Восточное ледовое колебание			
Пониженная ледовитость		Повышенная ледовитость		Пониженная ледовитость		Пониженная ледовитость	
Ледовая оппозиция	Ледовая однородность	Ледовая оппозиция	Ледовая однородность	Ледовая оппозиция	Ледовая однородность	Ледовая оппозиция	Ледовая однородность
Граница на западе	Граница на востоке	Легкие условия	Тяжелые условия	Граница на западе	Граница на востоке	Легкие условия	Тяжелые условия
1932–39 гг.	1940–47 гг.	1948–61 гг.	1962–72 гг.	1973–80 гг.	1981–94 гг.	1995–07 гг.	?

трансформация, при которой период преобладания оппозиции (с учетом миграции ее границы) преобразуется в период преобладания однородности (с учетом смены знака аномалии). Переход же от западного колебания к восточному колебанию на границе 1960–1970-х гг. сопровождался обратным преобразованием, т.е. от однородности к оппозиции.

12. Существование длительных периодов крупномасштабной изменчивости по пространству арктических морей и особенности их преобразований во времени позволяют делать самые общие выводы о возможном состоянии морской криосферы в ближайшем будущем (первая треть XXI в.). Как известно, в течение последней сотни лет наблюдаются две наиболее важные особенности в многолетней изменчивости ледовых условий: а) чередование периодов повышенной и пониженной ледовитости по типу «полувековой» волны, б) общий тренд уменьшения площади ледяного покрова в арктических морях (рис. 3). Средняя продолжительность пяти квазиоднородных периодов расширения и сокращения площади льдов составляет около 22 лет (естественный разброс от 18 до 28 лет). В течение последних двух десятилетий наблюдается очередной период пониженной ледовитости; видимо, вторая половина 2000-х гг. и первая половина 2010-х гг. являются временным интервалом, когда следует ожидать наибольшего развития процессов потепления и уменьшения ледовитости в арктических морях. После этого период сокращения площади ледяного покрова должен закончиться. При сохранении обнаруженных природных закономерностей текущий период легких условий должен трансформироваться в период тяжелых ледовых условий [7]. Следует ожидать, что очередной период расширения площади ледяного покрова будет характеризоваться следующими особенностями:

а) наиболее вероятно формирование таких пространственных ледовых условий, при которых во всех арктических морях наблюдается аномалия одинакового

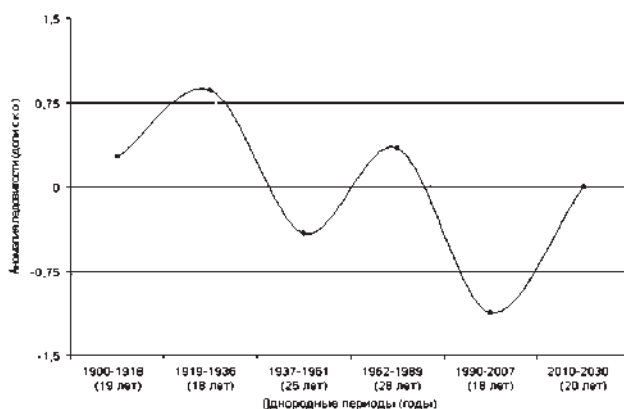


Рис. 3. Чередование многолетних периодов повышенной и пониженной ледовитости в арктических морях и прогностическая экспертиза на 2010–2030 гг.

знака, т.е. ледовая однородность (соответственно, повторяемость ледовой оппозиции предполагается пониженной);

б) наибольшие значения положительной аномалии ледовитости сначала будут отмечаться в восточных арктических морях, а затем — распространяться и на западные акватории, т.е. восточное колебание будет постепенно сменяться западным колебанием;

в) максимальное развитие очередного циклического похолодания следует ожидать в течение 2020-х гг.

Следует также учитывать, что прогнозируемое очередное расширение площади льдов будет характеризоваться не столь значительным увеличением ледовитости, как это наблюдалось в течение 1960-х гг. и, тем более, в течение 1920-х гг. Наиболее вероятно, что в течение всего XXI столетия сохранятся наиболее важные особенности количественных и пространственных закономерностей формирования ледовых условий в арктических морях: циклическое чередование многолетних периодов повышенной и пониженной ледовитости, западного и восточного ледового колебания, преобладания ледовой оппозиции и ледовой однородности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г.В. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.
2. Егоров А.Г. Солнечный цикл и многолетняя барическая волна в приземной атмосфере Арктики // Доклады Академии наук. 2003. Т. 393. № 3. С. 402–406.
3. Егоров А.Г. Солнечно обусловленные изменения приземного давления воздуха в Арктике и многолетние особенности распределения льдов в арктических морях России в летний период // Метеорология и гидрология. 2005. № 8. С. 14–24.
4. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
5. Кондратьев К.Я. Изменения глобального климата: нерешенные проблемы // Метеорология и гидрология. 2004. № 6. С. 118–127.
6. Ледяные образования морей Западной Арктики / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.
7. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 158 с.
8. ACIA, Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, 2004. 140 p.
9. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, 2001. 944 p.

A.G.EGOROV

LONG-TERM FEATURES OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF THE ICE ANOMALIES IN THE RUSSIAN ARCTIC SEAS DURING THE PERIOD 1930–2000

The peculiarities of the combination of the positive and negative ice cover extent anomalies in the Russian Arctic seas are studied. Analysis of the large-scale distribution of the ice anomalies stimulates the evolution of the long-term variability of the ice conditions. Interchange of ice opposition and ice uniformity periods allows forecasting the regular cyclic increase of the ice cover extent in the period of 2010–2030.

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД И СУЩЕСТВОВАНИЯ В ПРОШЛОМ «ЗЕМЕЛЬ САННИКОВА» В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

Д.Ю.БОЛЬШИЯНОВ¹, А.С.МАКАРОВ¹, Е.А.ГУСЕВ², В.ШНАЙДЕР³

¹ — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² — ВНИИОкеангеология

³ — Институт полярных и морских исследований А.Вегенера (Германия)

В статье приводятся новые данные о строении морских террас и отложений побережья моря Лаптевых. Доказывается, что формирование ледового комплекса пород и подстилающих песчаных отложений неразрывно связано с колебаниями уровня моря. Геологические, гидрографические и геофизические данные подтверждают вывод Я.Я.Гаккеля о существовании в море Лаптевых обширных площадей суши, в настоящее время продолжающих активно разрушаться. «Земли Санникова» реально существовали в прошлом, и их исчезновение связано с деградацией ледового комплекса пород.

Проблема происхождения ледового комплекса пород не является решенной до настоящего времени. Существует несколько гипотез, объясняющих накопление песчано-алевритовых осадков и их одновременное промерзание. Некоторые исследователи связывают этот процесс с эоловым переносом и осаждением огромного количества минерального материала из атмосферы [18], многие исследователи видят в ледовом комплексе результат аллювиального накопления [5, 24 и др.]. Существует также представление о формировании ледового комплекса в результате сноса и накопления продуктов разрушения горных пород (экстранивиров) в результате воздействия на них нивационных процессов [13, 14].

Другая точка зрения на формирование ледового комплекса сводится к тому, что перед ледниковым щитом на шельфе моря Лаптевых существовал подпруженный им застойный водоем, в котором и происходило накапливание толщ отложений [21] едомы, или ледового комплекса пород.

До сих пор почти никто из исследователей не связывает образование такого уникального криолитологического явления, как ледовый комплекс пород, с морем, на берегах которого обнажаются наиболее известные и грандиозные толщи едомы. Считается, что в море Лаптевых колебания уровня моря в конце позднего неоплейстоцена соответствовали глобальным, да и отложения ледового комплекса являются чисто континентальными. Только И.Д.Даниловым и его коллегами [7] в отложениях ледового комплекса на севере Западной Сибири, представленного синим илом с растительными остатками и ледяными жилами, найдены фораминиферы и солонатоводные виды диатомовых водорослей, свидетельствующие о накоплении осадков в прибрежно-морских условиях.

В данной работе делается попытка показать, что в регионе моря Лаптевых происходили значительные колебания его уровня в позднем неоплейстоцене и в голоцене, а также доказывается, что ледовый комплекс неразрывно связан с ходом уровня моря и новейшими тектоническими движениями земной коры, обусловившими

уникальное распределение суши и моря в исследуемом регионе, как в прошлом, так и в настоящем.

В основу исследований положены результаты совместных экспедиций в рамках российско-германского проекта «Природная система моря Лаптевых», которые в 1993–1997 гг. проводились на полуострове Таймыр, а в 1998–2008 гг. — на побережье и островах моря Лаптевых и в дельте р. Лены. Также использованы материалы российско-шведских экспедиций на полуостров Таймыр в 1998–1999 гг., особенно при изучении уникального разреза мыса Саблера в озере Таймыр.

Геоморфологические наблюдения и описание геологических разрезов в естественных обнажениях и скважинах — основной метод исследований. Прослеживание морских террас на побережье, их наблюдение и картирование в долинах рек, впадающих в море Лаптевых, — суть геоморфологических изысканий. Описание в поле и лабораторные исследования четвертичных отложений, слагающих террасы, дно моря, — основа геологических исследований. При изучении отложений основным методом был описательный литологический. Осадки подвергались анализам: химическому, диатомовому, микрофаунистическому. Они датированы радиоуглеродным, ОСЛ-, ЭПР-методами. Лабораторные исследования в части химического анализа выполнены в Институте мерзлотоведения Сибирского отделения РАН, диатомовый и микрофаунистический анализ выполнены во ВНИИОкеангеология и ВНИГРИ, радиоуглеродное датирование — в Санкт-Петербургском госу-

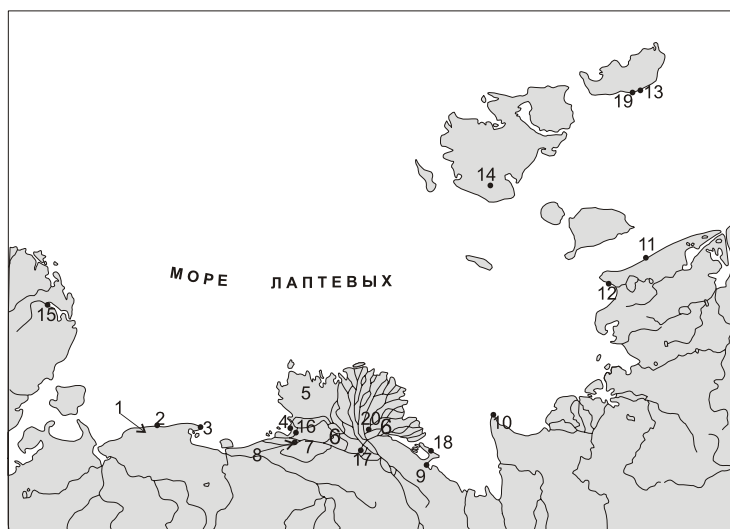


Рис. 1. Карта районов исследований:

1 — р. Урасалях между краем Прончищева и берегом морем Лаптевых; 2 — р. Нуччи-Джиелях, мыс Мамонтов Клык; 3 — мыс Терпяй-Тумса; 4 — залив Куба, дельта р. Лены; 5 — о. Арга-Муора-Сисе, дельта р. Лены; 6 — останцы ледового комплекса, дельта р. Лены; 7 — склоны края Чекановского, подмываемые протокой Оленекской, дельта р. Лены; 8 — морская терраса в устье р. Тас-Юряге, дельта р. Лены; 9 — пос. Тикси, бухта Сого; 10 — мыс Буор-Хая; 11 — Берег Ойогосский Яр; 12 — мыс Святой Нос; 13 — утес Деревянные горы, о. Новая Сибирь; 14 — г. Малахатын-Тас, о. Котельный; 15 — бухта Прончищевой, Восточное побережье п-ова Таймыр; 16 — пос. Нагым; 17 — о. Курунгнах, дельта р. Лены; 18 — разрез Мамонтова Хайата, Быковский п-ов; 19 — урочище Геденштрома, о. Новая Сибирь; 20 — о. Сардах, дельта р. Лены

дарственном университете, ОСЛ- и ЭПР-датирование — в Таллиннском техническом университете. Описание кернов из скважин бурового профиля мыса Мамонтов Клык выполнено авторами статьи.

Данные для определения конфигурации моря Лаптевых в прошлом получены при работе с материалами промеров Гидрографического предприятия Министерства транспорта РФ, новейшими геологическими картами на дно моря Лаптевых, построенными во ВНИИОкеангеология.

Район исследований — южное побережье моря Лаптевых от кряжа Прончищева до Берега Ойогосский Яр, дельта р. Лены, Новосибирские острова (рис. 1).

На побережье моря Лаптевых и на Новосибирских островах исследованы широко распространенные морские террасы и отложения. Голоценовые террасы имеют высоту до 15 м. Они датированы как в дельте р. Лены (залив Куба), так и на побережье к северу от кряжа Прончищева [16, 20]. Более древние террасы относятся к позднему неоплейстоцену. Они являются абразионными, аккумулятивными и цокольными. Побережье между устьями рек Анабар и Оленек, к северу от кряжа Прончищева, представляет собой равнину, на которой широко развита терраса высотой около 45 м. У берега моря терраса высотой 15 м хорошо выражена как вблизи моря, например, на мысе Терпий-Тумса, так и в долинах рек. По долине р. Урасалах она прослеживается на расстоянии до 13 км от моря, где выклинивается, переходя в днище долины реки. Террасы острова Арга-Муора-Сисе, примыкающие с северо-запада к дельте р. Лены, являются останцом прибрежно-морской равнины каргинского возраста [11], что не противоречит мнению С.Ю. Королева [10] о формировании сингенетично промерзавших песков в обширном мелководном, опресненном водоеме. Только возраст этой равнины может быть более ранним. Абразионные площадки террас хорошо заметны на склонах кряжа Чекановского, подмываемого Оленекской протокой дельты р. Лены, на берегах залива Сого в районе Тикси. Выражены террасы и далее на восток. Побережье в районе мыса Буор-Хайа, Берег Ойогосский Яр, так же как и побережье к северу от кряжа Прончищева, представляет собой морскую равнину высотой до 35–40 м. На мысе Святой Нос наблюдалась терраса высотой 28–35 м в 12 км к югу от мыса. На островах моря Лаптевых морские террасы тоже есть. Например, на южном побережье о. Новая Сибирь в районе урочища «Утес Деревянные горы» терраса высотой 55 м снижается до 40 м, а терраса высотой 26 м понижается до 20 м над уровнем моря. Судя по деформациям террас «Утес Деревянные горы» является куполовидной структурой, продолжающей свое воздымание и в настоящее время.

Хорошо определенной и датированной морской террасой к настоящему времени является 30-метровая цокольная терраса у подножия гор Ангардам при выходе из них реки Тас-Юряге ($72^{\circ} 41,105'$ с.ш., $123^{\circ} 29,868'$ в.д.) [19]. ОСЛ-возраст ее маломощных (до 3-х м) отложений, содержащих морские диатомовые водоросли и значительное количество солей с преобладанием ионов Na и Cl, составил $138,1 \pm 8,5$ тыс. лет. (RLQG 1754-027). ЭПР-датировка морских отложений из основании разреза Ойогосский Яр ($72^{\circ} 40' 31,1''$ с.ш., $143^{\circ} 36' 00,1''$ в.д.), определенных по фауне морских моллюсков *Diplodonta Torelli Jeffreys*, составила $78,8 \pm 5,5$ тыс. л.н. (RLQG 350-073). В этих отложениях погребен скелет мамонта.

Отложения пресноводного бассейна слагают 10–15-метровые террасы, прилежащие с северо-востока к острову Сардах в дельте р. Лена ($72^{\circ} 34' 56,5''$ с.ш., $127^{\circ} 15' 22,5''$ в.д.). ОСЛ-возраст этих песков составил $45,6 \pm 3,5$ тыс. лет (RLQG 1755-027). ^{14}C -возраст растительного детрита в песках составил более 41700 л.н. (ЛУ-4890).

Все хорошо известные разрезы ледового комплекса, исследованные в районе дельты р. Лены, состоят из 2-х пачек отложений: нижних песков и верхней толщи

песчаного алевроита со значительным содержанием растительного детрита, названного нами слоёнкой. Вопреки устоявшемуся мнению это не торфяные горизонты. Таковых в толще ледового комплекса лишь несколько, и их мощность не превышает нескольких десятков сантиметров. Растительная слоёнка — это обогащенный в разной степени растительными остатками материал, откладывавшийся в палеобассейне, для которого характерны горизонтально-слоистые или волнистые текстуры, подчеркнутые или нарушенные процессами промерзания. В разрезе Нагым возраст нижних песков по данным IRSL-анализа колеблется от 57 до 49 тыс. лет [24], а возраст отложений ледового комплекса от 44 до > 45 тыс. лет по данным радиоуглеродного (AMS) анализа [24]. Обе пачки откладывались в весьма близкое геологическое время. И подстилающие пески переходят в вышележащую толщу ледового комплекса без видимого перерыва. Непосредственный постепенный переход морских отложений в толщу ледового комплекса происходит в урочище Геденштрома на о. Новая Сибирь (75° 07' 10" с.ш., 146° 38' 15" в.д.). ЭПР-возраст морских глин с раковинами *Portlandia arctica* L. — 47 тыс. лет (без поправки на содержание урана), что указывает на нижне-средневалдайский возраст отложений.

ОСЛ-возраст нижних песков в разрезах о. Курунга, расположенного вблизи вершины дельты р. Лены, от 88 до 65 тыс. лет, хотя образцы для определения возраста взяты только из нижней половины песчаной пачки [24]. Ледовый комплекс формировался со времени > 52070 л.н. [24]. В подстилающих песках вблизи уреза воды в Оленекской протоке обнаружены морские диатомовые водоросли вида *Thalassiosira kryophila*. Выше встречаются только обломки пресноводных диатомей.

В хорошо известном и изученном разрезе Мамонтова Хайата на Быковском полуострове, осадки которого формировались 60–5 тыс. л.н. [23, 25, 26], среди слоёнки обнаружены гравийные прослои пляжевой фации водоема.

Наиболее важный ряд данных о формировании песков и ледового комплекса пород получен при бурении скважин на шельфе моря Лаптевых в районе мыса Мамонтов Клык (73° 42' 36,1" с.ш., 117° 10' 01,4" в.д. — координаты крайней морской скважины профиля С-2). На рис. 2 показаны результаты исследования осадков. Морские отложения зафиксированы в скважине С-2 с глубины 58 м по морскому комплексу диатомей, морскому типу засоления пород [22], остаткам раковин морских моллюсков. Также признаки морских отложений (раздробленные двухстворки на месте залегания, раковинный детрит, ходы илоедов) встречены и вблизи забоя скважины С-1, пробуренной на берегу (рис. 2). Эти признаки определенно свидетельствуют о бассейновых условиях осадконакопления. Постепенный переход

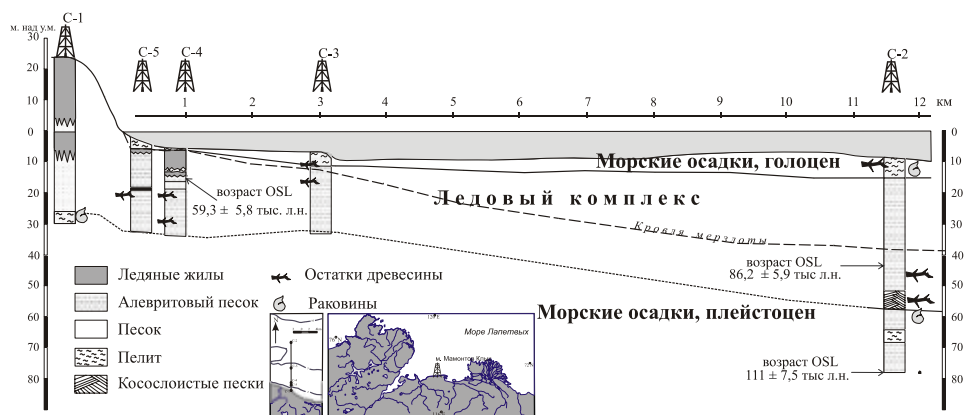


Рис.2. Буровой профиль в районе мыса Мамонтов Клык (2005 г.)

морских отложений в пресноводные, в которых и происходило промерзание и формирование ледового комплекса пород, фиксируется как по литологии, так и по датировкам отложений (рис. 2). Из морской части разреза получены 2 ОСЛ-датировки: $111,1 \pm 7,5$ тыс. лет (RLQG 1727-026) и $86,2 \pm 5,9$ тыс. лет (RLQG 1728-026). ОСЛ-возраст пресноводных отложений ледового комплекса из скважины С-4 оказался равным $59,3 \pm 5,8$ тыс. лет (RLQG 1729-026).

Одним из важнейших результатов изучения разрезов и буровых скважин явился вывод о неразрывной связи пород ледового комплекса и подстилающих их песков. Во-первых, между ними нет следов перерывов в осадконакоплении. Во-вторых, многочисленные датировки тех и других отложений показывают, что и хронологических перерывов также нет. Пески с датировками 111–59 тыс. лет переходят в переслаивающиеся пески и алевроиты с большим содержанием органических отложений (ледовый комплекс) и возрастом 60–23 тыс. лет. Лишь некоторые разрезы (Мамонтова Хайата, Курунгнах) показывают сартанский возраст верхов ледового комплекса пород. В-третьих, литологически осадки обеих пачек отложений близки. Отложения ледового комплекса отличается лишь наличие очень большого количества органического материала и алевроита, свидетельствующих об осадконакоплении в условиях значительного выноса органики с суши. Характер среды осадконакопления проявляется четко почти во всех описанных разрезах. Текстура осадочных пород горизонтальнослоистая, волнистая, во многих разрезах видны знаки ряби волнения (разрезы Нагым, урочище Геденштрома, о. Сардах, о. Курунгнах и др.).

Косая слоистость отложений, свидетельствующая о динамичной – поточковой среде, появляется редко и связана с внедрением в бассейн потоков с суши (скважина С-2, С-1). Эти события могли быть связаны с таянием ледников, разваливавшихся на суше в промежутке времени 90–100 тыс. лет назад.

Текстуры ходов илоедов подтверждают бассейновую природу среды осадконакопления нижней песчаной толщи рассматриваемых осадков. В верхней толще их быть не может потому, что осадки ледового комплекса после отложения сразу промерзали. Подстилающие пески промерзли позже их непосредственного отложения, т.к. у бассейна осадконакопления хватало глубины для того, чтобы лед, сковавший бассейн, не ложился на дно.

Здесь проявляется одна существенная особенность, характерная для ледового комплекса пород. Для его формирования, кроме значительного сноса и отложения обломочного и органического материала, необходима была периодичность отложения и промерзания. Исследования на озере Таймыр [1] показали, что формирование ледового комплекса пород и накопление современных осадков и их промерзание в озере происходят в результате значительного перепада уровня воды в озере, обусловленного сезонными изменениями водности бассейна. То же возможно предполагать и на побережье моря Лаптевых. Отложенные в бассейне осадки должны периодически промерзать, чтобы образовались породы ледового комплекса. Это происходит в настоящее время и происходило в прошлом благодаря колебаниям уровня моря, синоптического масштаба (приливы-отливы, сгоны-нагоны) и векового характера.

Где же тогда морские отложения в породах ледового комплекса? Почему нет их признаков? Во-первых, они есть. Более широкое геологическое изучение всего водораздела рек Оленек и Анабар, проведенного в 1972 г. с использованием бурения и описания обнажений вдоль побережья от Анабарской губы до мыса Терпай-Тумса [8], показали, что прибрежная равнина севернее кряжа Прончищева сложена морскими отложениями, включая и породы ледового комплекса. Грубообломочный материал (галечники, гравийники, пески) залегает в низах четвертичного

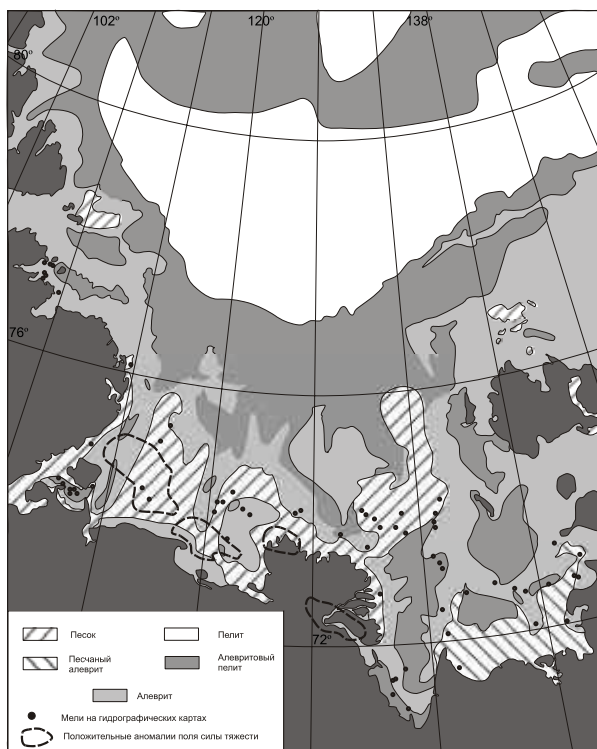


Рис. 3. Карта литологического состава поверхностных донных осадков моря Лаптевых, с нанесенными мелководными банками и геофизическими аномалиями

разреза. Вверх они сменяются песками и алевритовыми песками, алевритами, глинами. В выделенных трех пачках пород [8] повсюду обнаружены комплексы фауны морских моллюсков, остракод и фораминифер. Таким образом, предшественники показали, что приморская равнина сложена морскими отложениями и представляет собой не что иное, как комплекс прибрежных террас.

Во-вторых, исходя из вышеизложенных материалов, во время формирования ледового комплекса бассейн накопления не был морским по составу воды. Это были практически пресные воды, но сохранившие с морем гидравлическую связь. В нем происходили приливо-отливные колебания уровня, действовали сгоны и нагоны, вековые колебания уровня. Это был бассейн, изолированный от открытой части моря и распресненный в результате стока огромного количества пресной речной воды (реки Хатанга, Оленек, Лена и др.).

Доказательства существования отгороженного от моря, но не потерявшего с ним связь бассейна найдены при анализе донного рельефа моря Лаптевых и его геологического строения. На рис. 3 вынесено большинство мелководных банок, имеющих в море Лаптевых. Эти мелководья являются свидетелями исчезнувших к настоящему времени и продолжающих исчезать островов. Последними из таких исчезнувших в XX веке островов являются Васильевский и Семеновский [9], а в XIX веке — о. Св. Диомиды [12]. На их месте остались лишь мелководья. Исчезающими в настоящее время являются о. Муостах в заливе Буор-Хая и п-ов Быковский.

Положение мелководий показывает наличие барьера из таких островов в прошлом. Этот барьер пересекал море Лаптевых от северной оконечности п-ова

Таймыр до Новосибирских островов. Данные о поверхностных отложениях моря Лаптевых (рис. 3) показывают, что практически все мелководья сложены песком, а к югу от барьера осадки представлены, в основном, алевритами — более глубоководными бассейновыми отложениями. Эти данные подтверждают давно высказывающиеся предположения о наличии в прошлом значительных массивов суши в море Лаптевых. Судя по всем имеющимся данным, эти массивы существовали практически до начала исследований моря Лаптевых (Земля Санникова), а исчезают до настоящего времени. Я.Я.Гаккель называл эти земли Арктидой [4].

Представленные разрезы четвертичных отложений подтверждают такие построения. В особенности велико значение бурового профиля в районе мыса Мамонтов Клык. Там в скважине С-2 четко фиксируемые морские осадки лежат в интервале глубин 55–75 м, вскрываются и в скважине С-1 с глубины 51–52 м, вероятны на забое скважины С-3.

Датируются эти морские осадки возрастом от 111 до примерно 90 тыс. лет (скважина С-2). В обнажении Ойогосский Яр мамонт захоронен в морских осадках 79 тыс. лет назад. Примерно с рубежа 70–80 тыс. лет бассейн становится более пресноводным. Образовавшийся массив островов отделил от моря краевой пресноводный бассейн, в котором и продолжалось накопление бассейновых отложений, а затем, с обмелением бассейна, осадков ледового комплекса пород. Бассейновые террасы острова Сардах высотой 10–15 м возрастом 46 тыс. лет показывают, что в каргинское время уровень моря тоже был достаточно высок, но во внутреннем водоеме накапливались пресноводные осадки.

Тенденция снижения уровня моря и колебательный характер этого снижения во второй половине позднего неоплейстоцена хорошо зафиксированы в описанных разрезах.

Какова причина возникновения барьера островов в море Лаптевых? Тектонические движения несомненны. Об этом свидетельствуют геофизические исследования. На рис. 3 приведено также положение крупных аномалий силы тяжести согласно [2]. Как видно из рисунка, аномалии совпадают с контурами мелей и пространения наиболее мелководных отложений — песков. Полоса аномалий, как и контуры отмелей, протягиваются от п-ова Таймыр — к дельте р. Лены. Самая крупная аномалия силы тяжести обнаружена в районе острова Сардах дельты р. Лены. Она связана с неглубоким залеганием пород фундамента [3], непосредственно обнаруживаемых в протоках около острова [1]. Таким образом, особенности распределения моря и суши в прошлом и настоящем заложены в строении земной коры исследуемой области. Морские террасы, описанные выше, свидетельствуют о проявлении тектонических движений и о собственно эвстатических колебаниях уровня моря. На сопредельной площади п-ова Таймыр высокое положение моря (террасы высотой до 200 м) существовало с начала позднего неоплейстоцена до каргинского времени [1]. Террасы побережья моря Лаптевых значительно ниже, что говорит о наличии резкой тектонической границы к востоку от п-ова Таймыр. Однако и здесь колебания уровня моря имели значительные амплитуды и частоту, что и подтверждают все вышеприведенные результаты. Датирование отложений ОСЛ- и ЭПР-методами не являются главными доказательствами этих колебаний, но не противоречат геоморфологическим и геологическим данным. Датировки расположились таким образом: 138, 111, 86, 79 тыс. лет назад — морские условия осадконакопления; 59, 48 тыс. лет назад — пресноводный бассейн, сохранивший гидравлическую связь с морем. Лишь одна датировка морских отложений с южного побережья о. Новая Сибирь (47 тыс. лет назад) не вписывается в этот ряд. Или она неверна из-за своей приблизительности по техническим причинам, или в районе о. Новая Сибирь в то время господствовало море.

По господствующим представлениям, формирование ледового комплекса отложений происходило в тот период, когда уровень моря был ниже современного [21, 26]. Приведенные материалы не подтверждают данный вывод. Породы ледового комплекса формировались в бассейне, уровень которого часто превышал современный. Такая точка зрения, на первый взгляд, противоречит всем многочисленным палеонтологическим материалам из известных разрезов ледового комплекса пород. Но при внимательном рассмотрении этих материалов можно найти подтверждение бассейновому происхождению ледового комплекса. Например, в разрезе Мамонтова Хайата на Быковском полуострове из отложений всего разреза не исчезают водные водоросли *Pediastrum* и *Botryococcus*, макроостатки растительности мелководных бассейнов и маршей, ризоподы, живущие во влажных условиях или в воде, много переотложенной пылицы [23] (что может быть характерно для бассейна).

Отложения ледового комплекса на побережье моря Лаптевых формировались в мелководном и пресноводном бассейне со значительным поступлением из рек органического материала в виде остатков растительности.

Этот бассейн имел гидравлическую связь с морем. Колебания уровня бассейна синоптического масштаба (приливы—отливы, стоны—нагоны) и вековые его колебания были одним из основных факторов сингенетического промерзания откладывавшихся бассейновых осадков, формировавшихся из речных наносов. Подстилающие ледовый комплекс пески формировались в морском бассейне на протяжении 111–79 тыс. лет назад. Морская терраса у подножия гор Ангарама возрастом 138 тыс. лет свидетельствует о высоком стоянии уровня моря в течение казанцевского времени. Вероятно, отложение песков острова Арга-Муора-Сисе происходило в этом же бассейне.

Начиная с середины позднего неоплейстоцена тектоническими движениями на поверхность были выведены значительные участки дна, образовавшие барьер островов, протягивавшийся от полуострова Таймыр к Новосибирским островам. В этом причина слабо сохранившихся признаков морских отложений в породах ледового комплекса. Однако текстура и литология осадков, несмотря на значительное влияние криогенных процессов, свидетельствует о накоплении столь значительного комплекса отложений в условиях бассейна.

Благодаря тектоническим движениям и эвстатическим колебаниям уровня моря менялись условия накопления осадков. Изменявшиеся природные условия на окружающей суше также засвидетельствованы в описанных отложениях и рельефе. Здесь в начале позднего неоплейстоцена развивались ледники, что вызывало активный сток их талых ледниковых вод в бассейн. Реки всегда выносили в море значительное количество растительных остатков, которые временами накапливались в мелководных бассейнах в виде моховой слоёнки — самой характерной особенности ледового комплекса пород.

Полученные новые данные о геологическом и геоморфологическом строении побережья моря Лаптевых и его акватории подтвердили ранее выдвинутую Я.Я.Гаккелем точку зрения о том, что в Северном Ледовитом океане в прошлом существовали обширные территории суши, в частности и на шельфе моря Лаптевых. Время существования этой суши в описываемом регионе — с середины позднего неоплейстоцена до настоящего времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Большианов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: АНИИ, 2006. 296 с.

2. *Виноградов В.А., Драчев С.С.* К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части моря Лаптевых // Доклады РАН. Серия геологическая. 2000. Т. 372. С. 72–74.
3. Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1:2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
4. *Говоруха Л.С. Я.Я.Гаккель* об Арктиде // Тр. ААНИИ. 1968. Т. 285. С. 37–50.
5. *Гравис Г.Ф.* Роль флювиальных процессов в развитии пород ледового комплекса // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 2. С. 56–59.
6. *Григорьев М.Н.* Криоморфогенез устьевой области реки Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1993. 176 с.
7. *Данилов И.Д.* Подземные льды. М.: Недра, 1990. 142 с.
8. *Жуков В.В., Пинчук Л.Я.* Оценка перспектив россыпной алмазоносности кайнозойских образований побережья моря Лаптевых. Л.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1972. 380 с.
9. *Клюев Е.В., Котюх А.А., Оленина Н.В.* Картографо-гидрографическая интерпретация исчезновения в море Лаптевых островов Семеновского и Васильевского // Известия всесоюзного географического об-ва. 1981. Вып. 6. С. 485–492.
10. *Королев С.Ю.* Погребенные льды в песчаных отложениях западной части дельты р. Лены. Региональные и инженерные геокриологические исследования. Якутск: Изд-во ИМ Сиб. отд. АН СССР, 1985. С. 74–80.
11. *Кортаев В.Н.* Формирование гидрографической сети ленской дельты в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. 1984. Сер. 5. № 6. С. 39–44.
12. *Котюх А.А., Клюев Е.В.* Картографо-географическая интерпретация исчезновения островов в проливе Дмитрия Лаптева // География и природные ресурсы. 1988. № 2. С. 110–115.
13. *Куницкий В.В.* Криолитология низовьев Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения Сиб. отд. АН СССР, 1989. 163 с.
14. *Куницкий В.В.* Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Якутск, 2007. 47 с.
15. *Лунгерсгаузен Г.Ф.* Стратиграфия кайнозойских отложений бассейна средней и нижней Лены и ее дельты // Тез. докл. совещания по стратиграфии Сибири. Л., 1957. С. 209–217.
16. *Макаров А.С., Большиханов Д.Ю., Павлов М.В.* Геоморфологические и палеогеографические исследования междуречья Оленька и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2008. Серия 7. Геология география. Вып. 1. С. 79–86.
17. *Межубовский В.В., Большиханов Д.Ю., Федоров Г.Б.* К вопросу о возрасте 100-метровой террасы полуострова Таймыр // Природные ресурсы Таймыра / Под ред. О.Н.Симонова. Дудинка, 2003. Вып. 1. С. 290–298.
18. *Томирдиаро С.В.* Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
19. *Bolshiyarov D.Yu.* Geomorphologic map of the Olenyok Channel mouth in the Lena River Delta // Berichte zur Polar – und Meeresforschung. 2001. № 388. P. 99–100.
20. *Bolshiyarov D., Makarov A.* Geomorphologic route along the Urasalakh River // Berichte zur Polar – und Meeresforschung. 2004. № 489. P. 67–74.
21. *Nagaoka D., Sajio K., Fukud M.* Sedimental environment of th Edoma in high Arctic Eastern Siberia // Proceedings of the Third Symposium on the joint Siberian permafrost Studies between Japan and Russia in 1994. Tsukuba, Japan, 30–31 January, 1995. P. 8–13.
22. *Rachold V., Bolshiyarov D., Grigoriev M., Hubberten H.-W., Junker R., Kunitsky V., Merker F., Overduin P., Schneider W.* Nearshore Arctic Subsea Permafrost in Transition 2007 // EOS Vol. 88. № 13. P. 149–151.
23. *Schirmermeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A.* Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. Vol. 89. P. 97–118.
24. *Schirmermeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A., Meyer H., Kunitsky V., Kuznetsova T., Dorozhkina M., Pavlova Y., Bobrov A., Oezen D.* Late Quaternary history of the accumulation plain

North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // Polar Geography. 2003. Vol. 27. № 4. P. 277–319.

25. Siegert C., Schirmer L., Babi O. The sedimentological, mineralogical and geochemical composition of Late Pleistocene deposits from the Ice complex on Bykovsky Peninsula, Northern Siberia // Polarforschung. 2002. № 70. P. 3–11.

26. Sher A.V., Kuzmina S.F., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. P. 533–569.

BOLSHIYANOV D.YU., MAKAROV A.S., GUSEV E.A., SCHNEIDER W.

PROBLEMS OF ICE COMPLEX ORIGINATION AND FORMER «SANNIKOV'S LANDS» EXISTENCE IN THE LAPTEV SEA

New data of Laptev Sea cost marine terraces and deposits are described. Ice Complex and underlying sands formation was connected with sea level fluctuations. Geological, hydrographical and geophysical data confirm the Gakkel's conclusion about former existence of vast masses of Land in the Laptev Sea, which are destroying actively in modern time. «Sannikov's Lands» existed really and their disappearance was connected with Ice Complex degradation.

Подписано в печать 17.07.2008
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Усл. печ. л. 10.
Заказ № 29

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38