

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

**ПРОБЛЕМЫ
АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ**

№ 77

Санкт-Петербург
ААНИИ
2007

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)

Алексеев Г.В. (ААНИИ)

Грикуров Г.Э. (ВНИИОкеангеология)

Гудкович З.М. (ААНИИ)

Доронин Ю.П. (РГГМУ)

Зубакин Г.К. (ААНИИ)

Иванов В.Л. (ВНИИОкеангеология)

Катцов В.М. (ГГО)

Липенков В.Я. (ААНИИ)

Лихоманов В.А. (ААНИИ)

Макитас А.П. (ААНИИ)

Никифоров Е.Г. (ААНИИ)

Радионов В.Ф. (ААНИИ)

Рожков В.А. (СПбГУ)

Саватюгин Л.М. (ААНИИ)

Тимохов Л.А. (ААНИИ)

Шикломанов И.А. (ГГИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 77

Научный редактор номера: В.Ф.Радионов

Редактор: Е.В.Миненко

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

Рисунок на обложке А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2007.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>В.В.Становой, [И.В.Лавренов] И.А.Неелов.</i> Система моделирования разливов нефти в ледовитых морях	7
<i>П.В.Богородский, А.В.Марченко, А.В.Пнюшков.</i> Особенности формирования припайного льда в береговой зоне замерзающих морей	17
<i>Г.В.Алексеев, А.П.Нагурный, А.П.Макштас, Н.Е.Иванов, С.В.Шутилин.</i> Роль морского льда в формировании годового цикла двуокиси углерода в высокоширотной морской Арктике	28
<i>К.П.Тышко, Н.В.Черепанов.</i> Лабораторные и натурные исследования механизма формирования ледовой «подушки» у корпуса ледокола	37
<i>В.Г.Дмитриев, Н.В.Рыбчак.</i> О возможностях использования совместных статистических характеристик гидрометеорологических прогнозов и фактических данных в прогностической практике	43
<i>Л.Г.Писаревская, В.А.Волков.</i> Торнадоподобная структура под айсбергом в Баренцевом море	56
<i>С.М.Сакерин, Д.М.Кабанов, В.С.Козлов, М.В.Панченко, В.В.Полькин, А.Б.Тихомиров, Н.И.Власов, В.Ф.Радионон, А.В.Смирнов, Б.Н.Холбен, И.А.Слуцкер, Л.П.Голобокова.</i> Результаты исследований характеристик аэрозоля в 52-й РАЭ	67
<i>Н.Н.Парамонова, Ф.В.Кашин, К.В.Казакова, В.И.Привалов.</i> Изменчивость концентраций углекислого газа и метана в приповерхностном слое атмосферы над Атлантическим океаном и в Антарктиде	76
<i>Н.В.Черепанов, В.И.Федотов.</i> Внутриводное ледообразование у побережья Антарктиды	85
<i>С.Д.Степаньянц.</i> Концепция биполярности распространения организмов: происхождение и современные представления на примере Medusozoa	89
<i>Н.В.Усов.</i> Сезонная динамика обилия зоопланктона в бухте Ардли (остров Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова)	97
<i>А.В.Юлин.</i> Основные результаты ледовых наблюдений в высокоширотной арктической экспедиции «АСЕХ-2004»	107
<i>А.А.Дмитриев.</i> О причинах возникновения природного феномена в Арктике летом 2007 г.	115
<i>И.О.Думанская.</i> Оценка возможности использования вероятностных характеристик дрейфующего льда и численной модели перераспределения льда в Белом море для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций в условиях климатических изменений	128
<i>А.А.Пискун.</i> Метеорологические условия в районе полевой базы Союз по данным сезонных наблюдений	143
СООБЩЕНИЯ	
<i>Е.Н.Чеботарев.</i> Бактериопланктон озера Радок, Восточная Антарктида (предварительный анализ)	150
<i>Е.Е.Сибир.</i> Общее содержание озона в Антарктиде в 2006–2008 гг.	152
СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ	
<i>Г.А.Баскаков.</i> Первой съемке течений морей – полвека	155

CONTENTS

Preface	5
<i>V.V.Stanovoy, [I.V.Lavrenov] I.A.Neelov.</i> Oil modeling system for ice-infested seas	7
<i>P.V.Bogorodsky, A.V.Marchenko, A.V.Phyushkov.</i> Features of land fast ice forming at freezing seas coastal zone	17
<i>G.V.Alekseev, A.P.Nagurny, A.P.Makshtas, N.E.Ivanov, S.V.Shutilin.</i> Role of sea ice in formation of an annual cycle of carbon dioxide in high-latitude marine Arctic	28
<i>K.P.Tyshko, N.V.Cherepanov.</i> Laboratory and natural investigations of mechanism of «ice-cushion» formation near the icebreaker's board	37
<i>V.G.Dmitriev, N.V.Rybachak.</i> Potential usefulness of hydrometeorological forecasts and real data joint statistics in practice	43
<i>L.G.Pisarevskaya, V.A.Volkov.</i> Tornado-like structure under the iceberg in the Barents Sea	56
<i>S.M.Sakerin, D.M.Kabanov, V.S.Kozlov, M.V.Panchenko, V.V.Polkin, A.B.Tikhomirov, N.I.Vlasov, V.F.Radionov, A.V.Smirnov, B.N.Holben, I.A.Slutsker, L.P.Golobokova.</i> Results of the studies of aerosol characteristics in 52nd RAE	67
<i>N.N.Paramonova, F.V.Kashin, K.V.Kazakova, V.I.Privalov.</i> Variability of the CO ₂ and methane boundary layer concentration over Atlantic Ocean and in Antarctica	76
<i>N.V.Cherepanov, V.I.Fedotov.</i> Frazil ice formation in near-shore regions of Antarctic	85
<i>S.D.Stepanjants.</i> Conception of the bipolar distribution of the organisms: origin and modern views, on the Medusozoa example	89
<i>N.V.Usov.</i> Seasonal evolution of zooplankton amount in Ardli Bay (King George Isl., South Shetland Islands)	97
<i>A.V.Yulin.</i> The main results of the ice observations in the high-latitude expedition «ACEX-2004»	107
<i>A.A.Dmitriev.</i> On the reasons of the origin of the natural phenomena in the Arctic in summer 2007	115
<i>I.O.Dumanskaya.</i> Estimation of an opportunity of use of charts of probability of a meeting of a various characteristics of drifting ice and opportunity of use of numerical model of redistribution of an ice in the White sea for hydrometeorological service of sea transport operations in conditions of changes of a climate	128
<i>A.A.Piskun.</i> Meteorological conditions in the Region of the Field Base the Soyuz according to episodal observations	143
INFORMATION	
<i>E.N.Chebotarev.</i> Bacteria plankton of Radok Lake, East Antarctica (preliminary analysis)	150
<i>E.E.Sibir.</i> Total ozone in Antarctica for 2006–2008	152
HISTORY COLUMN	
<i>G.A.Baskakov.</i> Fifty years of the First survey of sea currents	155

ПРЕДИСЛОВИЕ

В двух предшествующих выпусках «Проблем Арктики и Антарктики» были представлены некоторые результаты исследований различных компонент природной среды в полярных областях Земли за период, предшествовавший Международному полярному году 2007/08 (МППГ 2007/08).

В настоящем издании, наряду с продолжением публикации накопленных результатов, представлены и результаты, полученные в ходе последнего года наблюдений уже в рамках реализации проектов МППГ 2007/08. В статье Г.В.Алексеева и его соавторов с использованием данных натурных наблюдений за концентрацией CO_2 в высоких широтах летом 2007 г. исследуются особенности изменчивости концентрации углекислого газа в атмосфере над покрытой льдом акваторией Северного Ледовитого океана и роль морского льда в ее формировании. Новые данные об аэрозольно-оптических параметрах атмосферы над акваторией Мирового океана, включая и приантарктические воды, полученные в 2006–2007 гг., публикуются в статье С.М.Сакерина и др. Чрезвычайно интересная попытка объяснения причин ледовых условий в Центральном Арктическом бассейне и окраинных морях Северного Ледовитого океана, сложившихся летом 2007 г., предпринята в статье А.А.Дмитриева. В сообщении Е.Е.Сибир приводятся новые данные об общем содержании озона на российских антарктических станциях в сезоны 2006/07 и 2007/08 гг. и их сравнение с данными наблюдений в предшествующие годы.

Широкий спектр дисциплин, связанных с исследованиями природной среды в предшествующие МППГ 2007/08 годы, как в Арктике, так и в Антарктиде, представлен в остальных публикациях выпуска.

В статье В.В.Станового, И.В.Лавренова и И.А.Неелова описывается система моделирования аварийных разливов нефти в ледовитых арктических морях, состоящая из динамической-термодинамической модели, модели расчета ветровых волн и собственно модели расчета переноса и трансформации нефтяных разливов и результаты выполненных модельных экспериментов.

В статье П.В.Богородского А.В.Марченко и А.В.Пнюшкова моделируется формирование припайного (неподвижного) льда в прибрежной зоне замерзающих морей с помощью специально построенной термодинамической модели, учитывающей энергообмен в пограничном слое атмосферы, а также исследован процесс ветрового выдавливания льда на берег.

Механизм формирования ледовой «подушки» у корпуса судна на основе лабораторных и натурных данных обсуждается в работе К.П.Тышко и Н.В.Черепанова.

В.Г.Дмитриев и Н.В.Рыбчак рассматривают новые подходы к учету неопределенности прогностических данных, основывающиеся на использовании вероятностных распределений величин отклонений прогностических данных от фактических и вероятностном представлении прогнозов.

Л.Г.Писаревская и В.А.Волков анализируют механизм развития вихревой торнадоподобной структуры, наблюдавшейся под основанием айсберга.

Результаты измерений концентрации углекислого газа и метана над морской поверхностью в Атлантическом океане и на станциях Беллинсгаузен и Новолазаревская, выполненных в рамках Российских антарктических экспедиций

в 2003–2006 гг., и их сравнение с данными предшествующих наблюдений в 1987, 2000 и 2001 гг. приводятся в статье сотрудников ГГО и НПО «Тайфун».

Процессы внутриводного образования льда у антарктического побережья описываются в статье Н.В.Черепанова и В.И.Федотова.

Вопросы биологии представлены тремя статьями. Проблемы географического распространения биологических объектов обсуждаются в статье С.Д.Степаньянца. Сезонная изменчивость зоопланктона в водах архипелага Южных Шетландских островов описана Н.В.Усовым. Предварительные результаты микробиологического исследования вод постоянно закрытого льдом озера Радок (ст. Прогресс), имеющего ледниковое происхождение, опубликованы в кратком сообщении Е.Н.Чеботарева.

А.В.Юлин описывает основные результаты ледовых наблюдений в высокоширотной арктической экспедиции «АСЕХ-2004».

Возможность использования результатов моделирования и вероятностных характеристик дрейфующего льда для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций анализируется в статье И.О.Думанской.

А.А.Пискун в своей короткой статье представил обобщенные данные о метеорологических условиях в районе полевой базы Союз по результатам эпизодических метеорологических наблюдений, выполненных в период сезонных работ 29, 30 и 33-й САЭ.

Завершает выпуск чрезвычайно интересная и содержательная историческая заметка Г.А.Баскакова о первой инструментальной съемке морских течений, выполненной более 50 лет назад.

*Научный редактор номера
канд. геогр. наук В.Ф.Радионов (ААНИИ)*

СИСТЕМА МОДЕЛИРОВАНИЯ РАЗЛИВОВ НЕФТИ В ЛЕДОВИТЫХ МОРЯХ

В.В. СТАНОВОЙ, И.В. ЛАВРЕНОВ, И.А. НЕЕЛОВ

ГНИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Разработана система моделирования аварийных разливов нефти в ледовитых арктических морях, состоящая из динамической-термодинамической модели, модели расчета ветровых волн и собственно модели расчета переноса и трансформации нефтяных разливов. В статье приведено краткое описание моделей и результаты численных экспериментов.

Сделан вывод, что разработанная система моделирования способна адекватно рассчитывать поведение аварийных нефтяных разливов на поверхности моря как на свободной ото льда акватории, так и в условиях дрейфующего льда. Система при необходимости может быть использована в качестве основы региональной оперативной модели.

ВВЕДЕНИЕ

При освоении нефтегазоносных районов шельфа арктических морей и побережья Арктики, к сожалению, не исключена вероятность разливов сырой нефти и топлива при авариях танкеров при перевозках по трассе Северного морского пути и судов, обеспечивающих строительно-монтажные работы на акватории. Наибольшая опасность нефтяного загрязнения в настоящее время угрожает морям Западной Арктики – Баренцеву и Карскому.

В настоящее время разработано и используется достаточно большое количество моделей для расчета и прогноза аварийных разливов нефти [9, 27]. Но арктические моря имеют свои особенности, связанные с наличием ледяного покрова и низкими температурами воды.

За последние 30–35 лет было выполнено большое количество лабораторных и натурных экспериментов по исследованию взаимодействия между нефтью и ледяным покровом. К настоящему времени процессы взаимодействия нефти со льдом достаточно хорошо изучены [например, 3, 10, 12]. Но при моделировании и прогнозе этих процессов возникают существенные проблемы, связанные с различием в пространственных и временных масштабах явлений [9, 27]. Попытки ввести в процесс расчета среднестатистические значения размеров льдин и расстояний между ними [напр., 32, 34], с одной стороны, физически обоснованы, но, с другой стороны, мало пригодны при оперативных расчетах аварийных разливов нефти в арктических морях.

Целью настоящей работы как раз и являлась разработка системы моделирования, способной работать в оперативном режиме.

ОПИСАНИЕ СИСТЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Система моделирования разлива нефти состоит из трех модулей.

1. Трехмерная динамическая-термогидродинамическая модель

Модель [24] разработана для моделирования синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости гидрологических характеристик в Северном Ледовитом оке-

ане и арктических морях. Модель основана на полных уравнениях движения вязкой несжимаемой жидкости в приближениях Буссинеска и гидростатики, уравнениях переноса тепла и соли и уравнении состояния морской воды в форме ЮНЕСКО. Для воспроизведения эволюции ледяного покрова используется термодинамическая модель Хиблера [17] с вязко-пластической реологией. Термодинамическое взаимодействие в системе атмосфера—снег—лед—океан описывается в соответствии с методикой Паркинсона и Вашингтона [25]. Для параметризации вертикального турбулентного обмена используется b - L модель. Коэффициенты вертикального обмена теплом и импульсом рассчитывались с использованием термодинамических функций [16].

При постановке граничных условий на поверхности учтены процессы ледообразования, таяния, осадки и испарение. На дне и на твердых горизонтальных границах задаются соответственно компоненты вектора касательного напряжения трения и условие непротекания со скольжением.

2. Гидродинамическая модель ветровых волн

Спектрально-параметрическая модель [2, 5] основывается на гипотезе существования устойчивой формы спектра ветрового волнения, контролируемой слабонелинейными взаимодействиями волн. Модель была детально испытана по данным инструментальных наблюдений в специализированных экспедициях. В модели используется нормировка на динамическую скорость, придающая эмпирическим зависимостям универсальный характер и позволяющая использовать их для расчета волн при больших скоростях ветра.

В связи с большим объемом вычислений уравнение эволюции спектральной плотности волнового действия [4] записывается в параметрической форме [5] относительно трех неизвестных: частоты спектрального максимума, нулевого момента спектра (дисперсия) и среднего направления волн. Кроме уравнений для параметров спектра ветровых волн, модель содержит блок расчета рефракции и распространения зыби. Для численного решения спектрального уравнения баланса волновой энергии используется полулагранжев метод. Модель верифицирована по натурным данным и сопоставлена с результатами расчетов по модели *WAM* [19].

3. Модель переноса и эволюции разливов нефти OilMARS v. 2 (Oil spill Model for the Arctic Seas)

В предыдущей версии модели, разработанной в Арктическом и антарктическом НИИ, были выполнены оценки поведения мгновенного разлива нефти на поверхности льда, подо льдом и переноса нефтяного загрязнения дрейфующим льдом [7, 31]. Настоящая версия модели предназначена для расчета поведения продолжительного разлива нефти в условиях дрейфующего ледяного покрова. Кроме того, модель предусматривает случаи расчета распространения и трансформации «старых» пятен нефти с неизвестными или известными физико-химическими свойствами. Такие варианты расчетов необходимы при обнаружении пятен нефти на спутниковых снимках.

Нефтяной разлив представляется в виде большого числа маленьких дискретных разливов — порций, или спиллетов (от англ. *spillet*), которые с определенной периодичностью поступают от источника загрязнения на поверхность воды, определяя скорость разлива (рис. 1). При этом скорость разлива может быть переменной во времени. Предполагается, что дискретные спиллеты независимы друг от друга. Количество спиллетов может быть задано от одного (мгновенный разлив) до любого количества, в зависимости от мощности компьютера. Каждый спиллет имеет набор параметров: координаты, площадь, плотность и вязкость нефти, количество нефти на поверхности воды, количество испарившейся нефти и т.д. Все параметры спиллетов зависят от времени нахождения данного спиллета на поверхности воды.

Используемый в модели подход дает возможность учесть пространственную неоднородность нефтяного пятна, т.е. в каждый момент времени на поверхности воды находятся спиллеты с разной плотностью, вязкостью, массой и площадью. Понятно, что нефть, попавшая на поверхность воды несколько дней назад, должна отличаться по своим свойствам от нефти, выливающейся в данный момент времени. Тем не менее используемые в настоящее время модели не учитывают это явление.

Для расчета переноса спиллетов используется лагранжев подход и расчетная сетка для расчета циркуляции воды (рис. 1 А). Перенос спиллетов происходит под воздействием ветра, течений, волн и дрейфа льда. Ветровая компонента скорости спиллета определялась равной 3 % от скорости ветра с отклонением направления на 15° по часовой стрелке [9, 27]. Направление переноса ветровыми волнами рассчитывалось с помощью модели ветровых волн, скорость переноса принималась равной 1,5 % от скорости ветра или равной волновой стоксовой скорости [30]. Поверхностная циркуляция вод и дрейф льда рассчитываются с помощью трехмерной гидродинамической модели. Приливные течения рассчитывались по гармоническим постоянным [1]. Кроме того, учитывается случайный перенос спиллетов за счет горизонтальной мезомасштабной турбулентности на поверхности моря [28].

Для расчета процессов эволюции нефти используется подход Эйлера и сетки с высоким пространственным разрешением, зависящим от начальной массы спиллетов (рис. 1 Б). При вычислениях соблюдается условие сохранения массы нефти для каждого спиллета и для всей массы разлива. При подходе спиллета к берегу пятно нефти вытягивается вдоль границы с увеличением толщины слоя. При этом фиксируется участок загрязненной береговой линии.

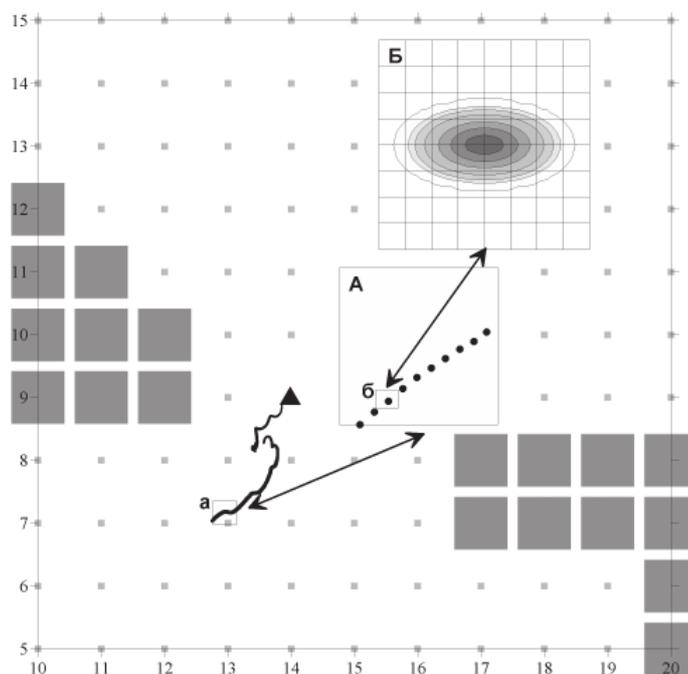


Рис. 1. Схема применения лагранжево-эйлерова подхода к описанию переноса и трансформации аварийного разлива нефти. Области, помеченные строчными буквами, соответствуют врезкам, помеченным прописными буквами; на осях – сеточные координаты

Процесс эволюции каждого спиллета проходит две стадии: растекания и трансформации. Для расчета растекания нефти до состояния пленки в модели используется стандартный подход [14]. Вследствие малого объема спиллета процесс растекания занимает всего несколько часов, в течение которых происходит испарение легких фракций нефти и соответствующее уменьшение объема спиллета. Кроме того, учитывается сплоченность ледяного покрова. При этом растекающийся спиллет переносится по поверхности моря. После завершения растекания производится адаптация пятна на прямоугольную расчетную сетку с учетом ветрового воздействия. Дальнейший расчет трансформации каждого спиллета производится путем решения уравнения диффузии для неконсервативной примеси относительно массы нефти.

Для расчета процесса испарения нефти в модели используется псевдокомпонентный метод [8]. Для учета влияния вязкости на процесс испарения при эмульсификации нефти более 50 % в уравнение для расчета потока нефти на испарение добавлен безразмерный коэффициент, представляющий собой отношение начальной вязкости к текущей. Влияние ледяного покрова косвенно учитывается за счет уменьшения площади спиллета.

В настоящей модели реализовано два метода расчета эмульсификации [22, 26] в зависимости от наличия информации о содержании асфальтенов и парафинов в нефти. Для расчета процессов фотохимического и микробиологического окисления использовались уравнения регрессии, полученные на основе натуральных измерений [3].

Расчет вертикальной дисперсии нефти в воду, т.е. вбивания обрушающимися волнами капель нефти в поверхностный слой моря, в результате чего образуется эмульсия типа «нефть в воде», производится с помощью широко используемого в мировой практике метода [13]. Для расчета горизонтальной диффузии в настоящей модели используется коэффициент диффузии, зависящий от пространственных размеров пятна примеси [6]. Кроме того, в расчетную формулу введены два дополнительных коэффициента, зависящие от изменения вязкости нефти и от сплоченности ледяного покрова. Также используется дополнительное условие ограничения величины коэффициента диффузии, связанное с численной реализацией уравнения, т.е. ограничение на сеточное число Рейнольдса.

Плотность и вязкость нефти существенно зависят от изменчивости температуры воды, что особенно важно при расчетах нефтяных разливов в арктических морях. Также плотность и вязкость нефти увеличиваются при испарении легких фракций нефти и при образовании эмульсий «вода в нефти». В настоящей модели для расчета изменений плотности и вязкости нефти применяются широко используемые соотношения [напр., 21–23].

Сплоченность и дрейф льда рассчитывались с помощью трехмерной термодинамической модели. В соответствии с наблюдениями и результатами ретроспективного моделирования [29], скорость переноса нефти существенно уменьшается в зависимости от ледовых условий, и направление переноса нефтяного пятна отклоняется на угол до 60° от предвычисленного направления переноса без учета ледяного покрова. Поэтому при расчетах скорости переноса спиллетов был введен коэффициент, зависящий от сплоченности льда в ближайших узлах сетки.

Используемый в модели подход дает возможность промоделировать поведение нефти при сжатиях льда. При увеличении сплоченности льда до 10 баллов считается, что вероятность попадания нефти на верхнюю поверхность льда или под лед одинакова. Поэтому вводится случайный коэффициент от 0 до 1, определяющий, какая часть массы спиллета оказывается на льду. При этом считается, что оставшаяся часть нефти оказывается подо льдом.

Нефть, попавшая на верхнюю поверхность ледяного покрова, растекается по поверхности, продолжает испаряться, частично впитывается в ледяной покров и

переносится дрейфующей загрязненной льдиной. Для расчетов процесса растекания нефти на верхней поверхности ледяного покрова использовалась полуэмпирическая параметризация [11, 28]. Для расчета глубины проникновения нефти в ледяной покров использовалась параметризация [28].

Для расчета процесса растекания нефти подо льдом используется полуэмпирическое выражение [33], полученное для горизонтальной и относительно гладкой нижней поверхности льда, т.е. принимается, что горизонтальные размеры пятна нефти меньше расстояний между неровностями льда, ограничивающими растекание нефти. Как показали экспериментальные исследования, перемещение нефти относительно нижней поверхности льда начинается при достижении некоторой критической скорости течения воды относительно льда [3, 10, 12]. При скорости течения меньше критической нефть перемещается вместе со льдом. Величина критической скорости является функцией плотности нефти, поверхностного натяжения нефть–вода, шероховатости льда и толщины нефтяного пятна [20].

При расчетах в качестве входной информации используются: параметры аварийного разлива нефти (местоположение, объем, скорость и продолжительность); информация о физико-химических свойствах нефти (плотность, вязкость, фракционный состав, молекулярный вес, поверхностное натяжение, содержание асфальтенов и парафинов и т.д.); поля ветра (реальные или прогностические) с определенной временной дискретностью; расчетные поля поверхностных течений, температуры и солёности воды, сплоченности и дрейфа льда, поля параметров ветровых волн (направление, высота и период) с определенной временной дискретностью.

В результате расчетов на любой момент времени могут быть выведены по желанию пользователя: траектория переноса нефтяного загрязнения; пространственное распределение площади, массы, толщины, плотности и вязкости нефтяного загрязнения на поверхности воды, на верхней поверхности дрейфующего льда и подо льдом; отмечаются участки береговой черты, где нефть подходила к берегу; баланс массы нефти с указанием количества нефти, оставшейся на поверхности моря, испарившейся, окислившейся, погрузившейся в воду, попавшей на лед и под лед.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Расчетная сеточная область включала в себя Карское и часть Баренцева моря с пространственным шагом 28 км. Численные эксперименты проводились для модельных аварийных разливов нефти в разных точках по трассе Северного морского пути, при разных параметрах разливов и для различных сезонов и сценариев гидрометеорологических процессов. Физико-химические свойства нефти соответствовали свойствам нефти верхнего пласта Приразломного месторождения (Печорское море).

Поля ветра выбирались из базы данных NCEP/NCAR [18] и задавались с временной дискретностью 6 ч. С такой же дискретностью задавались все расчетные гидрологические поля.

Первая серия экспериментов проводилась для безледного периода: сентябрь – первая половина октября. Разливы нефти задавались разной продолжительности, с постоянной скоростью, с линейно убывающей во времени и со «ступенчатой» скоростью, когда в первый день выливается половина всего объема нефти.

Испарение является одним из наиболее важных процессов трансформации нефти. В соответствие с натурными измерениями в Арктике нефтяной разлив теряет за счет испарения от 30 [10] до 70 % своей массы [3] за период 7–10 сут. По результатам наших расчетов получается, что за то же время испаряется 40–60 % общей массы нефти. В соответствии с натурными наблюдениями В.В.Измайлова [3] в Арктике весной и летом потери нефти на фотоокисление достигают до 30 % и на биоокисление до 2–7 % от общей массы. В течение полярной ночи эти про-

цессы отсутствуют. Поэтому при расчетах этих процессов были введены коэффициенты, меняющиеся от 1 (лето, полярный день) до 0 (зима, полярная ночь). Для сентября–октября коэффициенты были приняты равными 0,3–0,2 и потери нефти на фото- и биоокисление – незначительны.

Изучение эмульсий типа «вода в нефти» показало, что устойчивость образующихся эмульсий зависит от содержания в составе нефти асфальтенов, смол и парафинов. Среднеустойчивые эмульсии образуются при содержании асфальтенов от 3 до 7 % и увеличивают вязкость нефти в 20–200 раз [15]. Содержание асфальтенов в нефти Приразломного месторождения составляет около 5,6 %, т.е. образуется среднеустойчивая эмульсия, а вязкость нефти только за счет эмульсификации увеличивается в 25 раз.

Обращает на себя внимание незначительное количество нефти, оказавшееся в воде за счет обрушения ветровых волн, т.е. вертикальной дисперсии. Это можно объяснить сравнительно слабым развитием волнового поля (высоты волн 0,5–2,0 м) и большой вязкостью нефтяного загрязнения.

Увеличение плотности нефти за счет влияния низких температур, испарения легких фракций и эмульсификации приводит к тому, что нефть становится тяжелее поверхностного слоя воды и погружается в воду. Особенно существенно это явление в приустьевом распресненном районе, где, по результатам расчетов, погружается в воду до 50 % от общей массы разлива.

В качестве примера результатов расчетов приведем распределение нефтяного загрязнения и балансы массы нефти после аварийных разливов в четырех точках

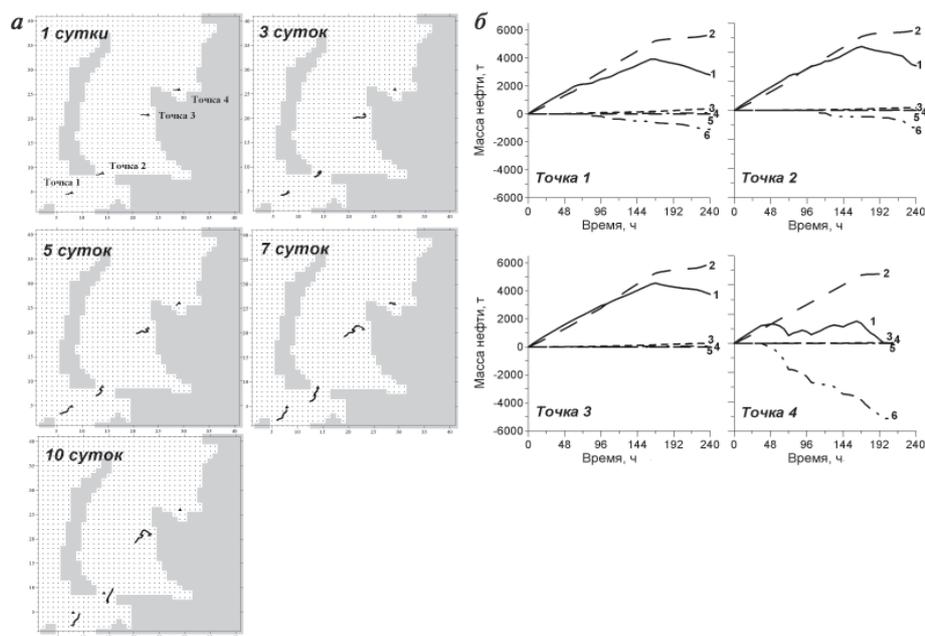


Рис. 2. Пример результатов моделирования аварийных разливов нефти в четырех точках в октябре: *а* – пространственное распространение нефтяного загрязнения и *б* – графики временного изменения баланса массы нефти:

1 – масса нефти на поверхности воды; 2 – масса испарившейся нефти; 3 – масса нефти, потерянная за счет фотоокисления; 4 – масса нефти, потерянная за счет биоокисления; 5 – масса нефти, погружившаяся в воду в результате вертикальной дисперсии; 6 – масса нефти, погружившаяся в воду в результате увеличения плотности

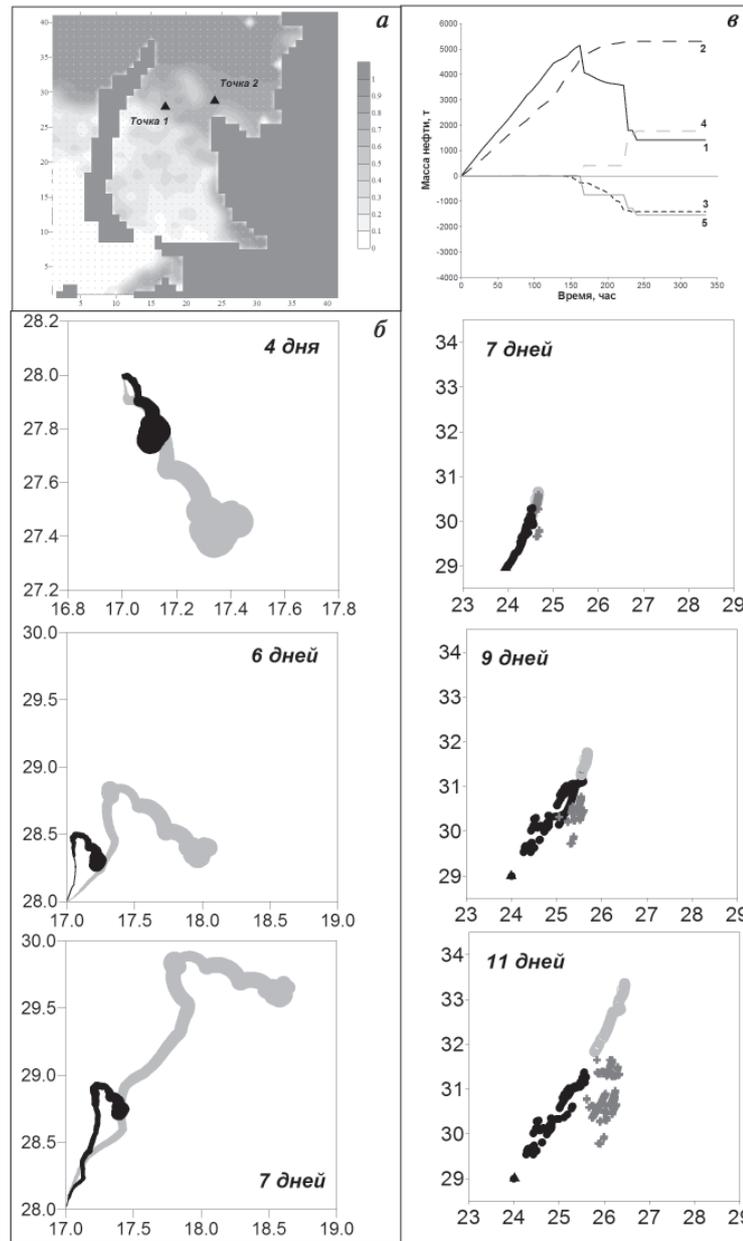


Рис. 3. Пример результатов моделирования аварийных разливов нефти в двух точках во второй половине ноября в условиях дрейфующего ледяного покрова: *a* – пространственное распределение сплоченности льда на начало расчетов и положение точек расчетов, точка 1 – сплоченность льда 3–6 баллов, точка 2 – сплоченность льда 8–10 баллов; *б* – пространственное распространение нефтяного загрязнения в точке 1 при учете ледяного покрова (черный цвет) и без учета ледяного покрова (серый); *в* – баланс массы нефти и положение спиллетов на поверхности воды у кромки зоны сжатия (черная заливка), на поверхности льда (серая заливка) и подо льдом (темно-серая заливка) в точке 2

(рис. 2) в октябре. Условия приведенных экспериментов: масса разливов 10 000 т, скорости разливов постоянны, продолжительность разливов 7 суток, количество спиллетов 1000. Заметим, что на графиках баланса для наглядности погружившаяся в воду масса нефти взята со знаком минус.

Вторая серия экспериментов проводилась для периода с ледовым покровом: вторая половина ноября—декабрь. Разливы нефти задавались разной продолжительности и с постоянной скоростью разлива.

Пример расчета переноса и трансформации нефтяного разлива в условиях дрейфующего ледового покрова приведен на рис. 3. Представленные на рисунке расчеты производились для второй половины ноября для двух точек. Первая точка располагалась в районе со сплоченностью льда 3–6 баллов и вторая — со сплоченностью 8–10 баллов (рис. 3 а). Для первой точки представлены траектории и пространственное распределение нефтяного загрязнения с учетом льда и, для сравнения, результаты расчета при всех тех же условиях, но без учета ледяного покрова (рис. 3 б). Хорошо прослеживается замедление движения и изменение траектории распространения загрязнения, т.е. введение зависящих от концентрации льда коэффициентов позволяет смоделировать физически правильную картину. При сплоченности льда 8–10 баллов (рис. 3 в) головная группа спиллетов через неделю после начала разлива входит в зону сжатия льда, а еще через два дня — в зону интенсивного сжатия. На рисунке приведены баланс массы нефти и положение спиллетов на поверхности воды у кромки зоны сжатия, на поверхности льда и подо льдом. Хорошо видно, что через четыре дня после начала сжатия положение спиллетов, оставшихся на поверхности воды, практически не изменилось, наблюдается небольшое смещение, вызванное дрейфом ледяного покрова. Часть спиллетов, попавшая на верхнюю поверхность льда, постепенно отходит с дрейфующим льдом от места сжатия, а часть спиллетов, оказавшаяся подо льдом, немного отдрейфовала от места сжатия под действием подледных течений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, разработанная система моделирования способна адекватно рассчитывать перенос и трансформацию аварийных нефтяных разливов на поверхности моря как на свободной ото льда акватории, так и в условиях дрейфующего льда. Система при необходимости может быть использована в качестве основы региональной оперативной модели.

Работа выполнена в рамках международного ESA-IAF проекта Marine oil spill control: SAR monitoring and model prediction (OSCSAR) и частично по гранту INTAS 06-100025-9264.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Воинов Г.Н.* Приливные явления в Карском море. СПб.: Русское географическое общество, 1999. 109 с.
2. *Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А.* Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 256 с.
3. *Измайлов В.В.* Трансформация нефтяных пленок в системе океан—лед—атмосфера // Проблемы химического загрязнения вод Мирового океана. Т. 9. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 145 с.
4. *Лавренов И.В., Давидан И.Н., Боков В.Н., Дымов В.И., Пасечник Т.А., Яковлева Н.П.* Оценка экстремальных высот ветровых волн в Печорском море // Навигация и гидрография. 1997. № 4. С. 144–151.
5. *Лавренов И.В.* Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 500 с.

6. *Озмидов Р.В.* Диффузия примесей в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 278 с.
7. *Становой В.В., Кулаков М.Ю., Дмитриев Н.Е.* Расчеты переноса и трансформации нефтяного загрязнения в Печорском море в зимнее время // Материалы Международной конф. РАО-03. СПб., 2003. С. 403–406.
8. *Ткалин А.В.* Испарение нефтяных углеводородов из пленок на гладкой поверхности моря // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 4. С. 628–630.
9. ASCE. State of the art review of modeling transport and fate of oil spills // J. of Hydraulic Engineering. 1996. Vol. 122, 11. P. 594–609.
10. *Bobra A.M., Fingas M.F.* The behaviour and fate of arctic oil spills // Wat. Sci. Tech. 1986. Vol. 18. P. 13–23.
11. *Chen E.C., Overall C.K., Phillips C.R.* Spreading of crude oil on an ice surface // Can. J. of Chemical Eng. 1974. Vol. 52. P. 71–74.
12. *Clark R.C., Finley J.S.* Occurrence and impact of petroleum on Arctic environments // The Arctic Ocean. The hydrographic environment and the fate of pollutants. New-York: Wiley-Interscience, 1982. P. 295–341.
13. *Delvigne G.A.L., Swinney C.E.* Natural dispersion of oil // Oil and Chemical Pollution. 1988. Vol. 17. P. 281–310.
14. *Fay J.A., Hoult D.P.* Physical processes in the spread of oil on a water surface // USCG Report AD-726 281. Washington. D.C. 1971.
15. *Fingas M., Fieldhouse B., Mullin J.* Water-in-oil emulsion results of formation studies and applicability to oil spill modeling // Spill Science and Technology Bulletin. 1999. Vol. 5. № 1. P. 81–91.
16. *Galperin B., Kantha L.H. Hassid S., Rosati A.* A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows // J. Atmos. Sci. 1988. Vol. 45. P. 55–62.
17. *Hibler III W.D.* A dynamic thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanogr. 1979. Vol. 9. P. 815–846.
18. *Kalnay E. et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1996. № 77. P. 437–471.
19. *Komen G.L., Cavaleri L., Donelan M., Hasselmann K., Hasselmann S., Jansen P.* Dynamic and modelling of ocean waves. Cambridge University Press, 1994. 532 p.
20. *Liu S.K., Leendertse J.J.* A 3-D oil spill model with and without ice cover // Mechanics of oil slicks. Paris, 1981. P. 249–265.
21. *Luk G.K., Kuan H.F.* Modelling the behaviour of oil spills in natural waters // Can. J. Civ. Eng. 1993. Vol. 20. P. 210–219.
22. *Mackay D., Buist I., Mascarenhas R., Paterson S.* Oil spill processes and models // Department of Chemical Engineering, University of Toronto. 1980. Toronto, Ontario, Environmental Protection Service Publication Report № EE-8.
23. *Miranda R., Brauschweig F., Leitao P., Neves R., Martins F., Santos A.* MOHID 2000, a coastal integrated object oriented model // Hydraulic Engineering Software VIII, WIT Press. 2000. 480 p.
24. *Neelov I.A.* A model of the Arctic ocean circulation: Proc. of the ACSYS Conf. on the Dynamics of the Arctic Climate System. 7–10.11.94. Goteborg, Sweden, 1996. WMO/TD–No 760. P. 446–450.
25. *Parkinson C.L.* A large-scale numerical model of sea ice // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 311–377.
26. *Rasmussen D.* Oil spill modeling – a tool for cleanup operations: Proc. of 1985 Oil Spill Conf., American Petroleum Institute, 1985. P. 243–249.
27. *Reed M., Johansen O., Brandvik P.J., Daling P., Lewis A., Fiocco R., Mackay D., Prentki R.* Oil spill modeling towards the close of the 20th century: overview of the state of the art // Spill Science and Technology Bulletin. 1999. Vol. 5. № 1. P. 3–16.
28. *Reed M.* The physical fates component of the natural resource damage assessment model system // Oil and Chemical Pollution. 1989. Vol. 5. P. 99–123.
29. *Reed M., Aamo O.M.* Real time oil spill forecasting during an experimental oil spill in the Arctic ice // Spill science and Technology Bulletin. 1994. Vol. 1. № 1. P. 69–77.

30. *Sobey R.J., Barker C.H.* Wave-driven transport of surface oil // J. of Coastal Research. Spring, 1997. Vol. 13. № 2. P. 490–496.
31. *Stanovoy V., Guzenko R., Jakobsson T.* Ice/pollution interactions: detection, modelling, prediction and monitoring: Abstracts of the Scientific Workshop OCEAN OPS 04. Toulouse, France, 2004. P. 80.
32. *Venkatesh S., El-Tahan H., Comfort G., Abdelnour R.* Modelling the behaviour of oil spills in ice-infested waters // Atmosphere-Ocean. 1990. Vol. 28 № 3. P. 303–329.
33. *Yapa P.D., Chowdhury T.* Spreading of oil under ice // J. Hydraul. Eng. 1990. Vol. 116. № 12. P. 1468–1483.
34. *Zatsepa S., Ivchenko A., Ovsienko S.* Mathematical modeling of oil behaviour in ice: Proc. Of Combatting Marine Oil Spills in Ice and Cold Conditions, National Board of Waters and the Environment. Helsinki, Finland, 1993. P. 175–184.

V.V.STANOVOY, I.V.LAVRENOV, I.A.NEELOV

OIL SPILL MODELING SYSTEM FOR ICE-INFESTED SEAS

The modeling system of accident oil spills in the ice-infested arctic seas is developed. This system consists of dynamic-thermodynamic model, wind waves model and oil spill transport and transformation model. The brief description of models and results of numerical experiments are presented.

The conclusion is made, that the developed modeling system is capable to adequately describe the behaviour of accident oil spills on the ice-free sea surface and under drifting ice conditions. The system, if necessary, can be used as a basis of regional operative model.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИПАЙНОГО ЛЬДА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ЗАМЕРЗАЮЩИХ МОРЕЙ

П. В. БОГОРОДСКИЙ¹, А. В. МАРЧЕНКО^{1,2,3,4}, А. В. ПНЮШКОВ¹

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² – Государственный океанографический институт, Москва

³ – Университетский центр в Свальбарде, Лонгйербюэн

⁴ – Институт общей физики РАН им. А. М. Прохорова, Москва

С помощью специально построенной термодинамической модели, учитывающей энергообмен в пограничном слое атмосферы, рассмотрено формирование припайного (неподвижного) льда в прибрежной зоне замерзающих морей. На примере Байдарацкой губы Карского моря получены количественные оценки процесса. Исследованы условия, при которых возможно выдавливание льда на берег под влиянием силы трения ветра о лед.

ВВЕДЕНИЕ

В прибрежной зоне замерзающих морей в холодное время года формируется припай – связанный с берегом неподвижный ледяной покров. Его нарастание начинается вблизи берегов, где выхолаживание воды происходит быстрее, и имеет ряд особенностей, связанных со спецификой льдообразования на мелководье [3]. Устойчивое положение припая обычно достигается спустя 2–3 месяца после начала льдообразования, в течение которого он неоднократно взламывается и отрывается от берега. Устойчивость мористой границы припая определяется положением скамьих, препятствующих отрыву и выносу льда в море. Она зависит также от наличия островов, конфигурации береговой линии и расположения приливных трещин.

На мелких глубинах лед ложится на дно, образуя подошву припая. Ее положение определяется батиметрией береговой зоны, амплитудой прилива и толщиной льда. Натурные наблюдения показывают, что поверхность подошвы припая расположена на одном уровне с поверхностью плавающего ледяного покрова в периоды максимального прилива. В другое время поверхность плавающего льда расположена несколько ниже поверхности подошвы припая. Между ними имеется несколько приливных трещин, играющих роль пластических шарниров при приливных деформациях льда. При повышении уровня моря вода проникает в трещины и образует в их окрестности небольшие водоемы. Ледяной покров в окрестности приливных трещин деформирован. В результате регулярных циклических сжатий его поверхность становится бугристой. Температура и соленость припая в подошве несколько ниже, чем у плавающего льда, поскольку плотный холодный рассол может вытекать из подошвы при понижении уровня моря.

Подошва припая предохраняет береговую зону от навалов льда на берег и воздействия льда на морское дно. Несмотря на исключительную важность оценок

ее размеров для расчетов этого влияния, они до сих пор отсутствуют. В данной работе впервые предпринята попытка определения размеров налегания льда на дно Байдарацкой губы в районе трассы планируемого подводного трубопровода. Исследованы условия, при которых возможно выдавливание льда на берег, исходя из типичных для данной акватории характеристик процесса льдообразования. Для их расчета построена термодинамическая модель, адаптированная для условий мелководья и описывающая изменение толщины ледяного покрова под влиянием меняющихся атмосферных условий, снегонакопления, а также соответствующее осолонение подледного слоя и изменение составляющих теплового и радиационного баланса поверхности льда.

СТРУКТУРА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ПРИПАЯ

Средние углы наклона дна в береговой зоне Байдарацкой губы оцениваются с использованием сетки батиметрических данных с пространственным разрешением $0,03^\circ$. Рассчитанные по формуле $grad = \sqrt{(\partial h/\partial x)^2 + (\partial h/\partial y)^2}$, где $h(x, y)$ – глубина моря, градиенты наклона дна к горизонтальной плоскости оказались очень малы и не превышают $0,001$. Профиль морского дна в районе планирования строительства подводного трубопровода, построенный по данным эхолота, показан на рис. 1 [10]. Средние градиенты наклона дна в районе ямальского и уральского берегов оцениваются величинами порядка $\alpha_y = 0,001$ и $\alpha_u = 0,0004$. В связи с отсутствием подробных батиметрических данных о рельефе береговой зоны предположим, что глубина моря изменяется линейно с углом наклона α (рис. 2).

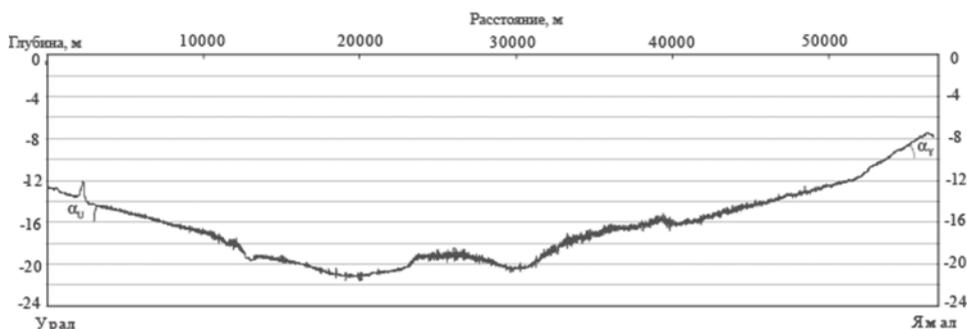


Рис. 1. Профиль морского дна в районе подводного перехода по данным эхолота

Положим, что поверхность подошвы припая соответствует максимальному уровню моря и осадка плавающего льда равна h_i . В этом случае при максимальном уровне моря длина налегания льда на дно в береговой зоне (ширина подошвы припая) равна $L = h_i \operatorname{ctg} \alpha$ (рис. 2 а, б), и при понижении уровня моря на величину A , длина налегания льда на дно становится равной $L_1 = (h_i + A) \operatorname{ctg} \alpha$ (рис. 2 б). Графики зависимости L и L_1 от угла наклона дна α показаны на рис. 3 при $A = 1$ м и толщине льда 1 м и 1,5 м.

Исследуем условия, при которых возможно выдавливание льда на берег под влиянием силы трения ветра о лед. Абсолютное значение погонной силы трения ветра определяется формулой

$$F_a = \rho_a C_a V_a^2 l, \quad (1)$$

где ρ_a – плотность воздуха, $C_a = 0,002$ – коэффициент трения, V_a – скорость ветра (м/с), l – длина накопления ветровых напряжений (м). Для оценок положим $l = 50$ км, что

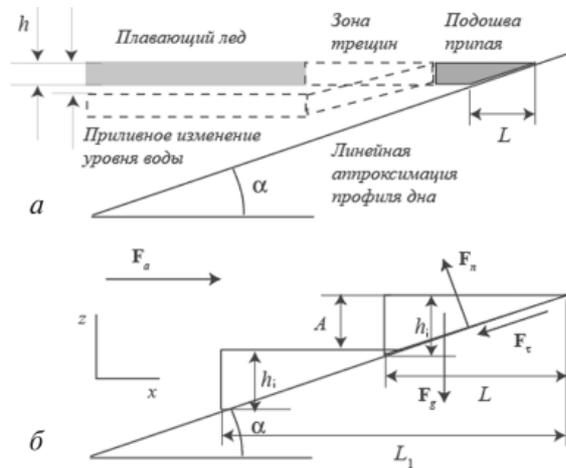


Рис. 2. Структура припая в береговой зоне (а). Схема для расчета размера зоны налегания льда на морское дно (б)

примерно соответствует максимальной ширине области, занятой дрейфующим льдом и припаем около одного из берегов в районе подводного перехода.

Запишем баланс сил, приложенных к подошве припая

$$\mathbf{F}_a + \mathbf{F}_g + \mathbf{F}_n + \mathbf{F}_\tau = 0, \quad (2)$$

где $\mathbf{F}_a = \{F_a, 0\}$ – сила трения ветра, приложенная в горизонтальном направлении, $\mathbf{F}_g = \{0, -\rho_w g h_i^2 \operatorname{ctg} \alpha / 2\}$ – вес подошвы припая (ρ_w – плотность воды), $\mathbf{F}_n = -F_n \{\sin \alpha, -\cos \alpha\}$ – нормальная к дну проекция реакции дна на подошву припая, $\mathbf{F}_\tau = -F_\tau \{\cos \alpha, \sin \alpha\}$ – касательная к дну проекция реакции дна на подошву припая.

Положим, что нормальная и касательная проекции силы реакции дна связаны условием сухого трения

$$F_\tau = k \operatorname{tg} \varphi \cdot F_n, \quad (3)$$

где φ – угол внутреннего трения. Коэффициент k характеризует плотность прилегания подошвы припая ко дну и равен $k = L_c / L$, где L_c – длина фактического контакта подошвы припая со дном. Для оценок полагается $\varphi = 30^\circ$ и $0,5 < k < 1$.

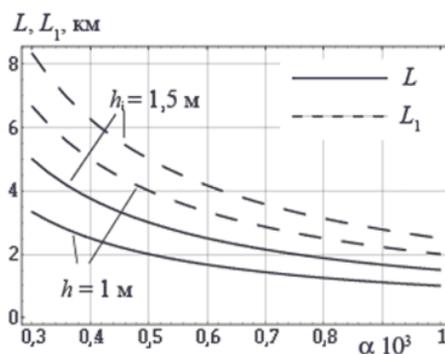


Рис. 3. Ширина подошвы припая при осадке льда 1,5 м и 1 м (сплошные линии) и ширина зоны припая, налегающего на дно при понижении уровня моря на 1 м (пунктирные линии) при осадке льда 1,5 м и 1 м

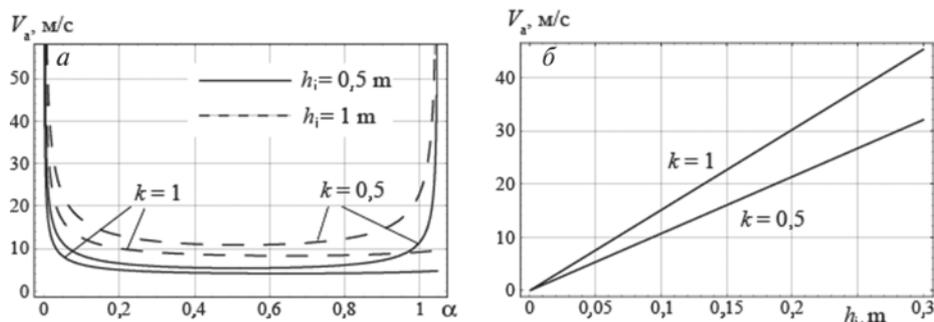


Рис. 4. Зависимости скорости ветра V_a от угла наклона дна α (а) и осадки льда h_i (б)

Из формул (2) и (3) вытекает соотношение между скоростью ветра V_a , необходимой для выдавливания припая на берег и осадкой льда h_i

$$V_a = \beta h_i \quad (4)$$

Зависимость скорости ветра V_a от угла наклона дна α показана на рис. 4 а для осадки льда $h_i = 0,5$ и 1 м и коэффициента плотности прилегания подошвы припая ко дну $k = 0,5$ и 1. На рис. 4 б показана зависимость скорости ветра V_a от осадки льда h_i при угле наклона дна $\alpha = 0,001$ и $k = 0,5$ и 1. Как следует из последнего рисунка, при реальных значениях скорости ветра ($V_a \leq 20$ м/с) на берег может выдавливаться только тонкий лед с осадкой не более 0,2 м.

На рис. 5 а приведено изменение скорости ветра на мысе Харасавей в октябре 1980 г., построенное по срочным данным, и роза ветров в зимний период [7]. Видно, что реальная скорость ветра временами может достигать 20 м/с, причем роза ветров (на врезке) показывает преимущественно северо-восточные направления. Такие ветры, наблюдающиеся в начальный период льдообразования, в принципе вполне способны вызвать надвиги льда на берег Ямала. Вероятность навалов льда на уральский берег в несколько раз меньше.

НАРАСТАНИЕ ЛЬДА

Необходимость учета распределения глубины и солености бассейна, а также сложность процессов его теплообмена с атмосферой практически исключают возможность применения полуэмпирических формул расчета нарастания льда [4] для

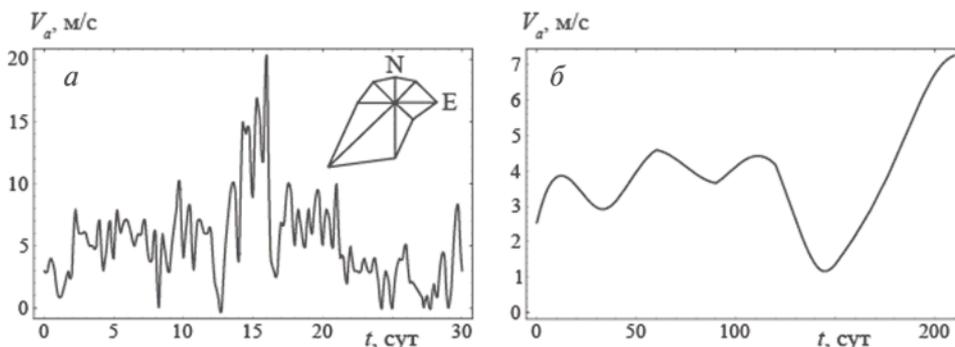


Рис. 5. Временной ход скорости ветра, измеренный на мысе Харасавей в период 3 октября – 3 ноября 1980 г. (а) и восстановленный по данным реанализа NCEP/NCAR в точке с координатами $70^{\circ}00'$ с.ш. и $67^{\circ}00'$ в.д. в течение 210 сут., начиная с 1 октября 2004 г. (б). На врезке (а) изображена роза ветров в зимний период [7]

задачи определения условий навалов припая на берега Байдарацкой губы. Для этой цели использовалась специально разработанная термодинамическая модель с ледовым блоком, реализующим классический вариант задачи Стефана с локализацией процессов фазового перехода на плоской поверхности – фронте [1] (см. Приложение). Модель описывает изменение толщины ледяного покрова h_i в бассейне глубиной h под влиянием меняющихся атмосферных условий, снегонакопления, а также соответствующее осолонение подледного слоя и изменение составляющих теплового и радиационного баланса поверхности льда. Основной управляющий параметр – температура охлаждаемой поверхности – рассчитывается из уравнения теплового баланса. В качестве атмосферного форсинга в модели использовались среднемесячные данные NCEP/NCAR реанализа по температуре воздуха, атмосферному давлению, относительной влажности и скорости ветра за октябрь 2004 – апрель 2005 г., как наиболее близкие к среднедекадным температурам для заданной области моделирования в период льдообразования.

Пример временного хода скорости ветра в осенне-зимний период (октябрь–март) по данным реанализа приведен на рис. 5 б (начало координат соответствует 1 октября 2004 г.).

Нарастание льда со свободной поверхности в прибрежном мелководном ($70^{\circ}00'$ с.ш., $67^{\circ}00'$ в.д.) и центральном, более глубоком ($69^{\circ}30'$ с.ш., $66^{\circ}00'$ в.д.) участках акватории Байдарацкой губы за 210 сут., начиная с 1-го октября, изображено на рис. 6. Как следует из рисунка, характер его роста в течение первых 60–70 суток примерно одинаков для обоих участков бассейна. Отличительной чертой льдообразования на малых глубинах является стабилизация толщины льда. Начиная с глубины 3 м ход нарастания льда практически одинаков на всех участках акватории. Толщины 0,2 м, критической для выдавливания на берег, припай достигает примерно через 35 суток с начала образования. Модельные результаты хорошо совпадают с измеренными как по толщинам, согласно которым их среднее значение изменяется в пределах 1,2–1,4 м (при минимальном и максимальном 1,1 и 1,7 м соответственно [7, 10]), так и по переходам в очередные возрастные стадии (нилас и молодые льды – серо-белые льды – однолетние тонкие льды – однолетние толстые льды). Это наглядно подтверждается рис. 7, на котором изображено изменение средней толщины льда вблизи уральского (п. Усть-Кара) и ямальского (п. Марре-Сале) берегов.

Скорость льдообразования с течением времени закономерно уменьшается за счет увеличения толщины льда и снегонакопления. Последнее приводит к сглаживанию температурных контрастов между приледным слоем воздуха и поверхностью льда, а следовательно, и к уменьшению потоков тепла, что является принци-

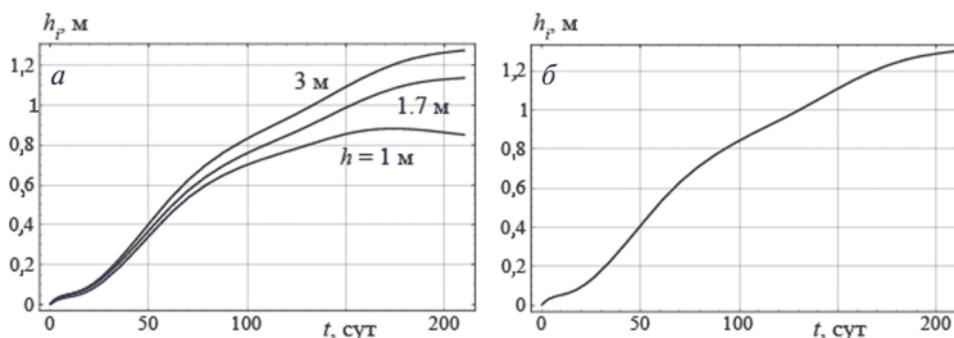


Рис. 6. Модельные оценки изменения толщины льда (м) на глубинах 1, 1,7, 3 (а) и 21 м (б) в осенне-зимний период

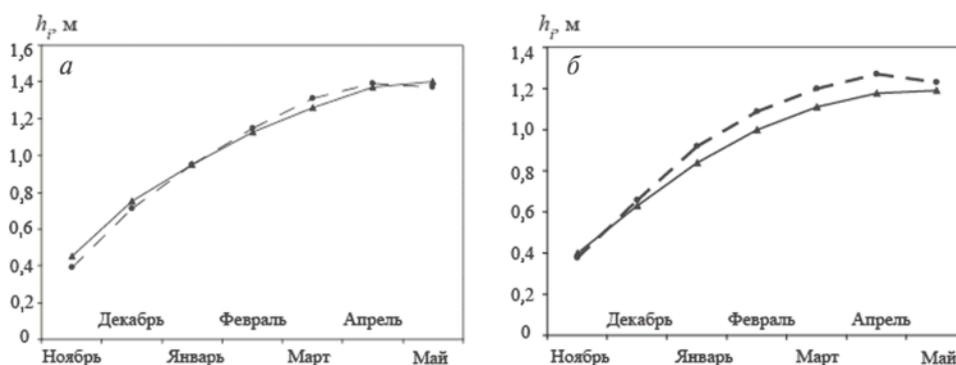


Рис. 7. Средняя толщина ледяного покрова, измеренная до 1995 г. (сплошные линии) и после 1995 г. (пунктирные линии) на полярных станциях Марре-Сале (а) и Усть-Кара (б)

пиальным обстоятельством для изменения температуры льда. На рис. 8 а показан временной ход температуры поверхностей раздела лед–вода T_i , снег–лед T_0 , воздух–лед T_b , а также температуры воздуха T_a для мелководного участка бассейна. Видно, что для заданного хода метеопараметров значение T_b , как правило, отличается от T_a , совпадая с ним лишь в течение примерно 30 суток (с 30 по 60); для реальных атмосферных условий такое совпадение едва ли возможно вообще. (Этим, в частности, объясняются ошибки в расчетах толщины льда по эмпирическим формулам, использующим сумму градусо-дней мороза [4].) Примерно такая же закономерность отмечается и в увеличивающейся за счет снегонакопления разности величин T_0 и T_b для центральной части бассейна.

В холодное время года происходят резкие колебания температуры воздуха T_a , обусловленные сменой синоптических процессов в атмосфере. После длительного выхолаживания типична ситуация, при которой в результате повышения значения T_a , температура нижней поверхности льда T_i окажется выше, чем верхней T_b . Это приведет к смене направления потока тепла через ледяной покров EH (рис. 8 б) и к его таянию, несмотря на сохраняющуюся отрицательную температуру воздуха (см. рис. 6 а). При заданных атмосферных условиях этот эффект произойдет примерно через 20 суток после достижения температурой воздуха своего минимума, при толщине припая 90 см. Таким образом, при сохранении близких атмосферных условий часть припайного льда, расположенного вблизи берега на мелководье, будет таять, а более удаленная – нарастать (см. рис. 6 а).

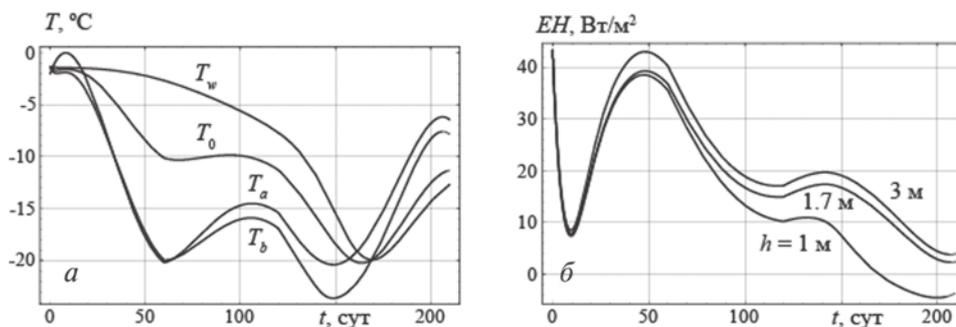


Рис. 8. Изменение температуры границ раздела снежно-ледяного покрова (а) и потока тепла через него (б) в прибрежной части бассейна в течение 210 суток начиная с 1-го октября

ФОРМИРОВАНИЕ ПЛОТНЫХ СОЛЕННЫХ ВОД В РАЙОНЕ ПОДОШВЫ ПРИПАЯ

Неоднородности микрорельефа прибрежных областей моря (небольшие песчаные бары, локальные понижения и повышения морского дна) обуславливают неплотное прилегание подошвы припая к дну (рис. 9). Натурные измерения показывают, что в этих участках морского дна с замедленным водообменом возможна концентрация морской воды повышенной солёности (рассола) S_w в 80–85 ‰, представляющая коррозионную опасность для подводных конструкций [7, 10]. Очевидно, что скорость нарастания льда над ними с течением времени должна закономерно уменьшаться за счет понижения температуры замерзания осолоненного слоя воды, благодаря чему водоем теоретически не может промерзнуть до дна, даже при самых низких температурах воздуха. Из рис. 6 а видно, при глубине 1 м стабилизация толщины льда, обусловленная ростом солёности, наступает при достижении ею значения примерно в 90 см. При глубине 3 м ход нарастания льда на мелководье и больших глубинах практически одинаков, несмотря на осолонение подледного слоя до 50 ‰. Расчеты показывают, что при длительном замерзании мелководного бассейна глубиной 1 м значение S_w может достигать 315 ‰ (рис. 10), существенно превышая начальную солёность морской воды (25 ‰ для прибрежных районов и 27,5 ‰ для мористых). Высокая солёность рассола, скапливающегося в ложбинах морского дна, позволяет воде существовать в жидкой фазе, несмотря на значительное (до $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$) понижение ее температуры. Этот же эффект должен приводить к увеличению пористости льда в подошве припая, а также оказывать влияние на процессы фазовых переходов в донном грунте. Для оценки плотности осолоненной воды можно использовать формулу $\rho_w = \rho_{w0} / (1 - S_w)$, предложенную в [12] для расчета плотности рассола морского льда, где ρ_{w0} – плотность чистой (пресной) воды, S – массовая солёность рассола, которая дает величину, близкую к 1400 кг/м^3 .

Заметим, что в условиях ровного дна такое осолонение маловероятно вследствие горизонтального перемешивания и адвекции, которые одномерная модель не учитывает в принципе. Величины реверсивных адвективных потоков соли при приливных колебаниях, способствующие поступлению распределенных вод на фазе подъема уровня и оттоку уже осолоненных на фазе спада, не могут оказывать большого влияния на интенсивность льдообразования на временных масштабах порядка сезона. Учет же адвекции вод за счет остаточной приливной циркуляции, вызванной нелинейным взаимодействием прилива, в рамках применяемого подхода затруднен, поскольку требует использования полностью трехмерной нелинейной гидродинамической модели.

Перемена знака градиента температуры в ледяном покрове, обусловленная повышением температуры его верхней поверхности, отмечается характерным максимумом во временном ходе солёности. Несмотря на последующее таяние нижней поверхности льда, которое приводит к распределению подледного слоя на ве-

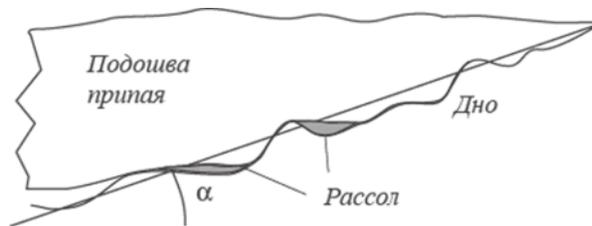


Рис. 9. Микроструктура подошвы припая

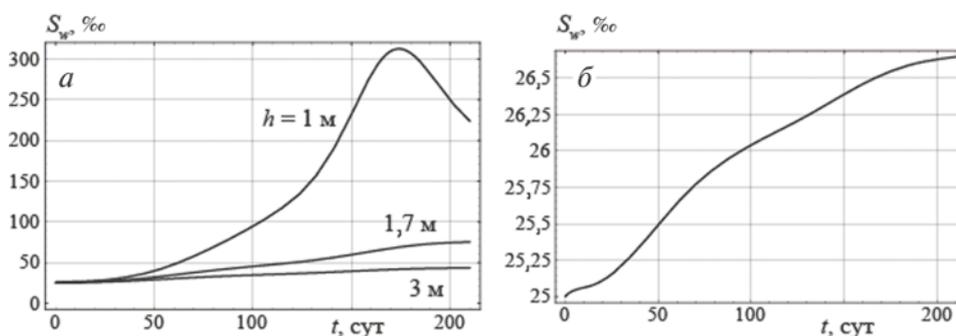


Рис. 10. Изменение солёности подледного слоя на глубинах 1, 1,7, 3 м (а) и 21 м (б) в течение 210 суток начиная с 1-го октября

личину порядка 100 ‰, его солёность остается достаточно высокой, что позволяет рассолу достаточно долго сохраняться в локальных углублениях дна.

ВЫВОДЫ

Возможность надвигов ледяного покрова на берега Байдарацкой губы определяется скоростью ветра, дистанцией накопления ветровых напряжений и шириной подошвы припая, зависящей от угла наклона дна в нормальном направлении к береговой линии и осадки припая. Ширина подошвы припая увеличивается при понижении уровня моря и уменьшается при его повышении. Поэтому наиболее благоприятные условия для навалов льда на берег создаются при максимальном уровне воды сизигийного прилива. При небольших наклонах дна надвиги льда на берег в районе подводного трубопровода возможны в течение первого месяца нарастания припая (октябрь – начало ноября), при ветрах порядка 20 м/с и толщинах льда менее 20 см. Преобладание в этот период ветров северо-восточного направления, со скоростью до 20 м/с и выше, указывает на большую вероятность выдавливания льда на ямальский берег.

Характер роста льда в течение первых 60–70 сут. почти одинаков для всего бассейна. Толщины 0,2 м, критической для выдавливания на берег, припай достигает примерно через 35 сут. с начала образования. Отличительной чертой льдообразования на малых глубинах (1–3 м) является стабилизация толщины льда, наступающая после 150 сут. нарастания и связанная с осолонением подледного слоя. При этом локальная солёность морской воды в ложбинах мелководных участков дна с глубиной порядка 1 м под подошвой припая может достигать до 315 ‰, при глубинах около 2–3 м – 50–100 ‰. Благодаря понижению температуры замерзания рассола, водоем теоретически не может промерзнуть до дна, даже при самых низких температурах воздуха. Плотные переохлажденной воды с температурой и плотностью до -17°C и 1400 кг/м^3 соответственно могут оказывать существенное влияние на процессы фазовых переходов в донном грунте. Высокая солёность воды представляет опасность для стальных конструкций за счет коррозионного воздействия. Осолонение подледного слоя воды может стать причиной таяния припая в прибрежных мелководных районах даже при сохраняющихся отрицательных температурах воздуха, обеспечивающих его одновременное нарастание вдали от берегов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 07-05-12072 и 07-05-13558) и Программы поддержки ведущих научных школ (НШ 4710.2006.1).

ПРИЛОЖЕНИЕ. РАСЧЕТ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В БАЙДАРАЦКОЙ ГУБЕ

Рассматривается процесс кристаллизации слоя морской воды толщиной h в предположении, что на поверхности льда образуется снежный покров (рис. 11). Распространение тепла в слоях снега и льда описывается уравнениями теплопроводности

$$c_s \rho_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_s \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (5)$$

$$c_i \rho_i \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_i \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad 0 \leq z \leq h_i. \quad (6)$$

Здесь полагается, что T – температура; t – время; z – вертикальная координата; c – теплоемкость; ρ – плотность; k – теплопроводность; $h(t)$ – положение движущейся границы раздела; индексы i и s – лед и снег соответственно.

На верхней границе растущего снежно-ледяного покрова выполняется граничное условие, определяющее суммарный тепловой поток в атмосферу (коротковолновая радиация для осенне-зимнего периода считается отсутствующей)

$$k_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=-h_s} = EH, \quad (7)$$

где $EH = H + LE + R$; H и LE – турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно; R – радиационный баланс поверхности.

Начальные температура и соленость воды считаются заданными

$$T(z, 0) = T_{w,0}, \quad S(z, 0) = S_{w,0}, \quad z \in [0, h]. \quad (8)$$

Величины H , LE и R определяются формулами [5]:

$$H = \rho_a c_{pa} \sigma t V_a (T_b - T_a), \quad LE = L^* \rho_a D a V_a (q_b - q_a), \quad (9 \text{ а, б})$$

$$q_b = (0,622 e_0 / p_a) 10^{a T_b / (h_b + T_b)}, \quad q_a = (0,622 e_0 f / p_a) 10^{a T_a / (h_a + T_a)}, \quad (9 \text{ в, г})$$

$$R = (T_a + 273)^3 \left((T_a + 273)(a + b 10^{-ce}) + 4(T_b - T_a) \right), \quad (9 \text{ д})$$

где σ – постоянная Больцмана; δ – излучательная способность (степень черноты серого тела); q_a , e , T_a и V_a – удельная влажность, упругость водяного пара, темпера-

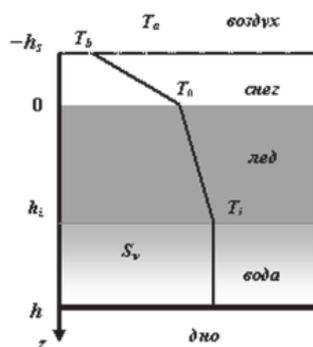


Рис. 11. Схема распределения температуры в слоях снега, льда и воды. На нижней поверхности льда температура равна температуре замерзания воды

тура воздуха и скорость ветра соответственно; e_0 – давление насыщенных паров воды при 0°C ; c_{pa} – теплоемкость воздуха; q_b – удельная влажность верхней границы снежно-ледяного покрова; f – относительная влажность; St и Da – числа Стэнтона и Дальтона; L^* – удельная теплота возгонки; a, b, c, a_1, b_1 – эмпирические коэффициенты; индекс « a » используется для обозначения параметров атмосферы.

На поверхности, разделяющей снег и лед, выполняются условия непрерывности распределения температуры и теплового потока:

$$T^- = T^+ = T_0, \quad k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} - k_s \frac{\partial T^-}{\partial z} = 0. \quad (10)$$

На движущейся поверхности фазового перехода выполняются условия сопряжения – непрерывность распределения температуры при переходе через поверхность раздела фаз и условие термодинамического равновесия – тепловой баланс (классическое условие Стефана).

$$T^- = T^+ = T_i \equiv T_L(S_w) = T_{eq} - \gamma S_w, \quad z = h_i(t) \quad (11)$$

$$\rho_i L \frac{dh_i}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z} \quad (12)$$

В (10)–(12) L – скрытая теплота фазового перехода; знаки « $-$ » и « $+$ » обозначают верхнюю и нижнюю стороны границы раздела; $T_L(S)$ и T_{eq} – температура замерзания соленой и пресной воды; γ – наклон линии ликвидуса.

Слой воды полагается однородным вследствие конвективного перемешивания, обусловленного полным отторжением растворенных солей при льдообразовании. Его температура считается постоянной и равной температуре замерзания для данной солености S , которая определяется из закона сохранения растворенной соли уравнением

$$S_w = S_{w,0} \frac{h - h_{i,0}}{h - h_i(t)}, \quad (13)$$

где $h_{i,0}$ – значение функции $h_i(t)$ в начальный момент времени $t = 0$. Приток тепла к нижней поверхности льда не учитывается, поскольку стратификация в мелководном бассейне считается отсутствующей [5]. Снегонакопление описывается линейной зависимостью $h_s = 0,3t/(210 \cdot 24 \cdot 3600)$, близкой к измеренной *in situ* [11].

Предполагается постоянство потока тепла во всей толще ледяного покрова (линейность профиля температуры) [5, 6], что позволяет рассчитать поток тепла через снежно-ледяной покров по формуле

$$EH = -k_i \frac{T_b - T_w}{h_i + h_s(k_i/k_s)}. \quad (14)$$

Подстановка формул (9) и (14) в соотношение (7) дает трансцендентное алгебраическое уравнение для величины T_b , определение которой сводит модель к уравнению теплового баланса нижней поверхности снежно-ледяного покрова (12). Численные эксперименты с моделью проводилось при следующих характеристиках льда: $\rho_i = 910 \text{ кг/м}^3$, $c_i = 2,09 \text{ кДж/(кгК)}$, $k_i = 2,24 \text{ Вт/(мК)}$, $L = 3,34 \cdot 10^5 \text{ кДж/м}^3$, $\gamma = 0,054 \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰}$, $L^* = 2,55 \cdot 10^6 \text{ Дж/кг}$ [6, 12], снега: $\rho_s = 100 \text{ кг/м}^3$, $c_s = 2,09 \text{ кДж/(кгК)}$, $k_s = 2,24 \text{ Вт/(мК)}$, $\delta = 0,6$, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/(м}^2\text{К}^4)$ [11], и воздуха: $\rho_a = 1,3 \text{ кг/м}^3$, $c_{pa} = 10^3 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$, $St = Da = 1,7 \cdot 10^{-3}$, $e_0 = 611 \text{ гПа}$, $a = 0,18$, $b = 0,25$, $c = 0,052$, $a_1 = 9,5$, $b_1 = 265,5 \text{ К}$ [5].

Для решения задачи восстановления метеорологической информации в узлы модельной сетки использовался метод объективного анализа на базе оптимальной интерполяции. Теоретическая основа метода заключается в минимизации функционала ошибки, определяемого внутри радиуса корреляции на основе варьирования набора весов интерполяции [8, 9]. После определения весовых коэффициентов, удовлетворяющих условию минимума ошибки, значение интерполируемой величины может быть найдено как линейная комбинация весовых коэффициентов и значений измеренного параметра. Как показал проведенный анализ вариограмм, рассчитанные радиусы корреляции для метеорологических полей оказались порядка 1000 км, что хорошо согласуется с существующими оценками [2]. Информация по топографии дна бассейна бралась из одноминутного массива глубин GEBCO. Величины солености воды выбирались из источников [7, 10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский П.В., Дворников А.Ю., Пнюшков А.В. Фронтальная модель образования морского льда с учетом снегонакопления на верхней границе // Метеорология и гидрология. 2006. № 10. С. 73–81.
2. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 257 с.
3. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1945. 360 с.
4. Кузнецов И.М., Гарманов А.Л. О практическом использовании формул для расчета толщины морского льда // Метеорология и гидрология. 1987. № 11. С. 116–120.
5. Макутас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
6. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
7. Природные условия Байдаратской губы: Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр. М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
8. Cressie N. Statistics for Spatial Data, revised edition. Wiley, New York, 1993. 928 p.
9. Isaaks E.H., Srivastava R.M. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press, 1989. 768 p.
10. Marchenko, A.V., Ogorodov, S.A., Shestov, A.V., Thsvetsinsky, A.S. Ice gouging in Baydaratskaya Bay of the Kara Sea: field studies and numerical simulations. Recent development of Offshore Engineering in Cold Regions, Yue (ed.), POAC-07, Dalian, China, Dalian University of Technology Press, Dalian. P. 747–759.
11. Perovich D.K., Grenfell T.C., Light B., Richter-Menge J.A., Sturm M., Tucker III W.B., Eicken H., Maykut G.A., B.Elder. SHEBA: snow and ice studies [CD-ROM], 1999. Hanover NH: U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
12. Schwerdtfeger P. The thermal properties of sea ice // J. Glaciol. 1963. Vol. 4. № 36. P. 789–807.

P.V.BOGORODSKY, A.V.MARCHENKO, A.V.PNYUSHKOV

FEATURES OF LAND FAST-ICE FORMING AT FREEZING SEAS COASTAL ZONE

The land fast ice forming at freezing seas coastal zone is considered with the use of thermodynamic model taking into account energy exchange in atmospheric boundary layer. On the example of Baydaratskaya Bay of the Kara Sea the quantitative estimates for fast ice growth under changing meteorological situations are elaborated. The conditions of ice moving up to the coast under wind effect have been studied. It was shown that during ice forming period the under ice water layer salinity can exceed for an order its initial value.

РОЛЬ МОРСКОГО ЛЬДА В ФОРМИРОВАНИИ ГОДОВОГО ЦИКЛА ДВУОКСИ УГЛЕРОДА В ВЫСОКОШИРОТНОЙ МОРСКОЙ АРКТИКЕ

Г.В.АЛЕКСЕЕВ, А.П.НАГУРНЫЙ, А.П.МАКШТАС, Н.Е.ИВАНОВ,
С.В.ШУТИЛИН

ГНИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Исследуются особенности изменчивости концентрации CO_2 в атмосфере над покрытой льдом акваторией Северного Ледовитого океана и роль морского льда в ее формировании. Используются глобальные данные и результаты наблюдений в период исследований по программе МПГ 2007/08. Методы исследования включают статистический анализ массива данных глобальных наблюдений за содержанием CO_2 в атмосфере, прямые измерения концентрации над ледяным покровом Северного Ледовитого океана, анализ химических реакций в морском льду. Получено, что полярное усиление амплитуды годовых колебаний концентрации CO_2 над Северным Ледовитым океаном связано с активным влиянием морского льда на формирование сезонного цикла. Образование, нарастание и изменение структуры льда в зимний сезон сопровождается выделением CO_2 в подледный слой воды и непосредственно в атмосферу. Выполнены измерения концентрации CO_2 в приповерхностном слое атмосферы среди льдов на пути от Баренцева и Карского морей к Северному полюсу, которые подтвердили рост концентрации в направлении к полюсу. Впервые указано на активную роль морского льда в формировании сезонного цикла содержания CO_2 . Отмечено, что в среднем за год Арктический бассейн является скорее источником, чем стоком CO_2 . Исследования будут продолжены в 2008 г. в круглогодичном режиме с использованием современных приборов для измерения потока CO_2 через лед.

ВВЕДЕНИЕ

Основной причиной наблюдаемого в конце XX – начале XXI века потепления климата считается влияние роста концентрации парниковых газов в результате деятельности человека. Вместе с тем остается до конца неясной роль естественных процессов в формировании баланса парниковых газов в атмосфере. Особенно это относится к высоким широтам Северного полушария, значительная часть которых занята покрытым льдами Северным Ледовитым океаном. В этой связи исследование роли морского ледяного покрова в газообмене между океаном и атмосферой представляется весьма актуальным.

Обмен углекислым газом между атмосферой и океаном, поглощающим от 25 до 50 % двуокиси углерода, выделяемой при сжигании топлива, играет важную роль в глобальном цикле CO_2 [4, 8]. Установлено, что поглощение или выделение CO_2 Мировым океаном неоднородны по пространству, меняются от сезона к сезону и от года к году [11]. При этом роль Арктического бассейна в глобальном и региональном балансе CO_2 не рассматривалась, поскольку предполагалось, что ледяной покров практически полностью препятствует газообмену. В ряде недавних публикаций были высказаны предположения о возможном существенном влиянии акваторий с сезонным или постоянным ледяным покровом на региональный и, возможно, глобальный баланс CO_2 [2, 3, 14].

Выполненные ранее исследования выявили ряд особенностей в распределении концентрации CO_2 над морскими льдами, связанных с его сезонной эволюцией и динамикой [1, 2, 13]. В данной работе продолжен анализ особенностей изменчивости CO_2 в атмосфере высоких широт в сравнении с другими районами земного шара, рассмотрен возможный механизм их формирования, приведены данные наблюдений за концентрацией CO_2 в высоких широтах в период исследований по программе МПГ летом 2007 г.

1. ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕМЕСЯЧНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА ПО ДАННЫМ ГЛОБАЛЬНОЙ СЕТИ ВМО

Прежде чем рассмотреть особенности изменений содержания CO_2 в приповерхностном слое воздуха над Арктическим бассейном, обратимся к оценкам фоновой концентрации и ее изменениям на всем земном шаре, включая высокие широты обоих полушарий, по данным глобальной сети ВМО, представленным в отчете за 2006 г. [16]. Положение станций, данные которых содержатся в этом отчете, показано на рис. 1. На ряде станций наблюдения непродолжительны и со значительными пропусками. После исключения этих станций остается 102 станции, которые различаются временем начала и окончания измерений. Количество станций с одинаковым периодом наблюдений распределены следующим образом.

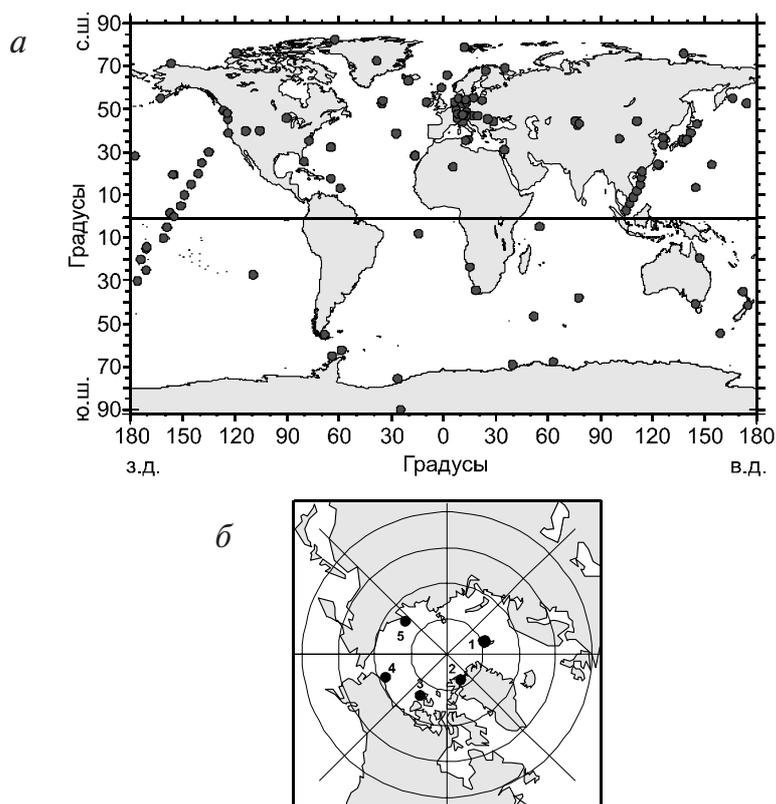


Рис. 1. Станции глобальной сети (а) и станции в полярных и субполярных широтах Северного полушария (б), на которых выполнялись измерения концентрации CO_2 в 1968–2004 гг.:

1 – Цеппелин; 2 – Алерт; 3 – Моуд Бей; 4 – Барроу; 5 – Котельный

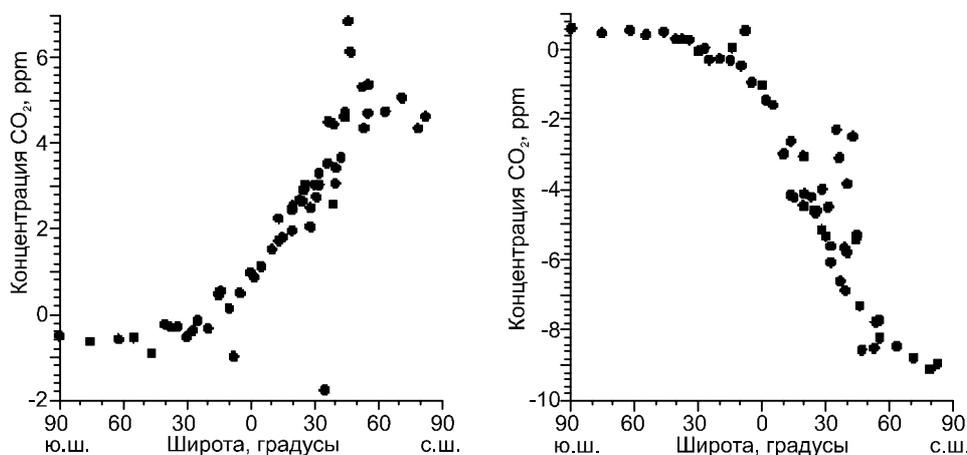


Рис. 2. Среднемесячные концентрации CO_2 за 1995–2004 гг. по данным 57 станций, расположенных на акватории океанов, в марте (слева) и сентябре (справа)

Одновременные измерения в 1976–2001 гг. выполнялись на 13 станциях, в 1987–2004 гг. на 36 станциях, в 1995–2004 на 57 станциях. В высоких широтах Северного полушария оказалось возможным использовать данные 17 станций (рис. 1 б).

Характерной особенностью межгодовой изменчивости содержания CO_2 на всех станциях глобальной сети является сильный положительный тренд, который в среднегодовых данных за 1995–2004 гг. объясняет не менее 98 % дисперсии на 54 станциях из 57. При этом величина тренда заметно возросла в этот период по сравнению с трендом за 1987–2004 гг.

Анализ сезонных колебаний концентрации CO_2 выполнялся после исключения тренда и показал значительную изменчивость амплитуд годового хода с явной тенденцией к их возрастанию в направлении высоких широт Северного полушария. Станции, расположенные в океанических областях, показывают уменьшение разброса данных и те же особенности широтного распределения сезонных экстремумов концентрации (рис. 2). На основании выполненного анализа можно заключить, что размах годового хода концентрации CO_2 в Северном полушарии возрастает от экватора к полюсу, а в Южном полушарии относительно невелик и практически не зависит от широты. Ранее к подобному выводу пришли авторы работы [3].

2. ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ CO_2 НАД МОРСКИМИ ЛЬДАМИ В АРКТИКЕ

С возобновлением работы ледовых дрейфующих станций «Северный полюс» и в связи ростом количества научных экспедиций на научно-исследовательских судах появилась возможность проведения регулярных измерений концентрации CO_2 в приледном слое атмосферы в различных частях Северного Ледовитого океана.

В 2004–2006 гг. впервые были выполнены годовые серии измерений концентрации CO_2 в атмосфере в приполюсном районе на дрейфующих станциях «Северный полюс-33, 34» и на борту НЭС «Академик Федоров», л/к «Капитан Драницин» и а/л «Ямал». Измерения проводились с помощью оптического газоанализатора, предназначенного для измерения объемной концентрации CO_2 в атмосферном воздухе в диапазоне 0–600 ppm. Абсолютная погрешность в этом диапазоне составляет 1 ppm. Полученные данные показали значительное сезон-

ное колебание, превышающее подобные колебания на окружающих Арктический бассейн береговых станциях [16].

Очевидное полярное усиление годовых колебаний концентрации CO_2 с максимумом над покрытым льдами Арктическим бассейном можно связать в первую очередь с влиянием морского льда на формирование сезонного цикла. Предположение, что механизм этого влияния связан с экранированием льдом газообмена между океаном и атмосферой в зимний период [3] не выглядят убедительно, поскольку сокращение стока CO_2 в океан не может увеличить его содержание в атмосфере зимой без дополнительного источника. Таким источником не может быть атмосфера над прилегающими широтами, поскольку средняя концентрация CO_2 по крайней мере не убывает, особенно зимой, по направлению к полюсу [16] и от побережья в сторону покрытого льдом моря [14].

Значительный сезонный ход концентрации CO_2 на арктических станциях характеризуется острым минимумом летом и плоским максимумом зимой, который часто прерывается слабым промежуточным минимумом в середине зимы. Начало формирования относительного спада концентрации CO_2 в зимнее время совпадает с началом периода стабилизации толщины морского льда и его объема, когда достигается близкая к равновесной толщина [6] и близкие к максимальным сплоченность и площадь льда. Образование трещин и разводий во второй половине зимы сопровождается появлением участков открытой воды и интенсивным ледообразованием, что ведет к формированию вторичного максимума концентрации [1].

Если источник и сток CO_2 находится в Северном Ледовитом океане, который отличается от других океанов наличием морского льда и расположением на широтах полярной ночи и полярного дня, то именно морской лед, нарастающий в холодное время года (полярная ночь) и быстро тающий в летние месяцы, играет определяющую роль в формировании источника и стока, обуславливая максимальный размах сезонных колебаний. В Южном океане тоже есть морской лед, но сезонные колебания там малы. Здесь следует учесть, что, в отличие от Северного Ледовитого океана, механизм нарастания льда в Южном океане иной. Рост толщины морского льда здесь происходит не столько за счет нарастания льда на нижней границе льда, сколько за счет снега на его верхней границе, выпадающего в большом количестве благодаря интенсивной циклонической деятельности на периферии южной полярной области. В Северном Ледовитом океане лед нарастает снизу на величину порядка 50–100 см и тает сверху примерно на эту же величину [6]. Период таяния (три-четыре летних месяца) значительно короче периода нарастания. В процессе нарастания морской лед захватывает часть морской воды с соленостью порядка 30–32 ‰. Образующийся в морском льду рассол в результате вымерзания пресной воды стекает к нижней поверхности льда, частично выпадая из него в верхние слои океана, а частично оставаясь в замкнутых полостях льда [6]. Наличие рассола обеспечивает реакции типа: $\text{Ca}^{2+} + 2(\text{HCO}_3^-) = \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Количество ионов (катионов) Ca^{2+} при солености 32 ‰ составляет ~ 0,4 г/кг в растворе, что достаточно для генерации большого количества CO_2 , даже если лед захватывает лишь часть солей из морской воды. В результате этой реакции выделяется углекислый газ [7], который с рассолом попадает в верхний слой воды подо льдом [9, 15] и через микротрещины во льду в атмосферу. Другой путь попадания образовавшегося CO_2 в приледный слой воздуха — из подледного слоя во время подвижек льда и появления трещин, каналов и разводий с открытой поверхностью воды. Учитывая, что в марте–апреле в Арктике надо льдом преобладает устойчивый инверсионный слой воздуха [12], выделяющийся в этот период CO_2 накапливается в нижнем слое полярной атмосферы и усиливает зимний максимум концентрации над покрытым льдом

океаном. Оценка возможного объема CO_2 , выделившегося при образовании льда в зимний период, выполнена в работе [7]. Получено, что если весь этот объем поступит в приледный слой воздуха высотой 100 м, то прирост концентрации может составить несколько десятков единиц (ppm).

Летом лед тает сверху, образуя снежицы с холодной водой, содержащей слабо растворимую взвешенную фазу CaCO_3 , образовавшуюся в период нарастания льда. Известно, что при невысоких температурах и длительном контакте CaCO_3 с CO_2 происходит так называемая реакция известковой воды с углекислым газом типа: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ca}_2(\text{HCO}_3)_2$ с образованием растворимого гидрокарбоната кальция и поглощением CO_2 холодной водой снежиц и участками воды, свободными ото льда из приледного слоя воздуха. Гидрокарбонат кальция – вещество непрочное. При длительном нахождении в воде это вещество разлагается с выделением CO_2 и образованием нормальной соли (карбоната), что происходит, когда процесс таяния прекращается. Непрерывные измерения концентрации и потоков CO_2 надо льдом и подо льдом в Арктическом бассейне и в арктических морях в годовом цикле пока отсутствуют. Поэтому рассмотрим косвенные подтверждения предположения о связи зимнего роста CO_2 над Арктическим бассейном с образованием и нарастанием льда.

Одно такое подтверждение следует из сопоставления межгодовых изменений размаха сезонных колебаний площади морских льдов в Арктике по данным из [10] и концентрации CO_2 на береговых станциях. Положительные тренды обеих характеристик означают, что с ростом объема льда и воды, вовлеченных во взаимные сезонные переходы, растет и объем CO_2 , сопровождающий эти преобразования, что находит отражение в увеличении сезонных колебаний его концентрации. При этом зимние максимумы концентрации CO_2 растут быстрее, чем летние минимумы, по данным всех станций вокруг Арктического бассейна, в то время как зимние максимумы площади морского льда убывают медленнее, чем ее летние минимумы (табл. 1).

Таблица 1

Коэффициенты тренда максимальных и минимальных среднемесячных значений в сезонных колебаниях концентрации CO_2 на трех арктических станциях и площади, занятой морским льдом на Северном полушарии

Параметр	Коэффициент тренда	
	Макс. в годовом ходе	Мин. в годовом ходе
CO_2 (Алерт), ppm/год	1,5878	1,5652
CO_2 (Алесунд), ppm/год	1,9305	1,7629
CO_2 (Барроу), ppm/год	1,5246	1,4591
Площадь, занятая льдом, км ² /год	-35287,12	-54561,56

Такое соотношение трендов подтверждает предположение, что с увеличением сезонности ледяного покрова в Арктике растет зимний сток CO_2 из океана вследствие увеличения объема вновь образующегося и нарастающего зимой льда.

Другое подтверждение следует из сопоставления изменений от месяца к месяцу толщины льда в Арктическом бассейне [5] и концентрации CO_2 на Барроу за 1980–1990 гг. Обе величины показывают высокую корреляцию между собой с максимумом при запаздывании изменений CO_2 примерно на 12 дней [2].

Следует подчеркнуть, что количество выделившегося CO_2 зависит как от общего объема нарастания морского льда (содержащего рассол морских солей), так и от интенсивности нарастания. Чем больше скорость нарастания, тем больше солей захватывается морским льдом и больше продукция CO_2 . Интенсивность нарастания зависит от толщины и сплоченности морского льда и наличия участков открытой воды (полыньи, разводья, каналы). На участках открытой воды проис-

ходит особенно быстрое образование льда. При уменьшении толщины льда и его сплоченности увеличивается интенсивность нарастания льда зимой и растет поток CO_2 в атмосферу, усиливая эффект глобального потепления.

Анализ данных наблюдений в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, а также на припайных льдах вблизи мыса Барроу, Аляска, подтверждает [14], что в летний период свободные ото льда акватории Северного Ледовитого океана являются очагами интенсивного поглощения атмосферного CO_2 , в то время как зимой вся его акватория представляет собой источник углекислого газа.

В безледном океане более низких широт в балансе CO_2 основную роль играют биогенные процессы, в которых активно используются ионы кальция [10]. Однако в Северном Ледовитом океане в условиях полярной ночи фотосинтез отсутствует, а биогенные процессы на поверхности тающего льда летом замедлены, если не отсутствуют вовсе. Тем самым исследование механизмов генерации CO_2 сводится к анализу сравнительно простых химических реакций. В течение полярного дня биогенные процессы развиваются на нижней границе морского льда, поглощая CO_2 из морской воды, а не из атмосферы, экранированной большей частью морским льдом.

3. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОДЕРЖАНИЯ CO_2 В АТМОСФЕРЕ НАД СЕВЕРНЫМ ЛЕДОВИТЫМ ОКЕАНОМ ЛЕТОМ 2007 г.

Первые данные о пространственно-временной изменчивости углекислого газа в приповерхностном слое атмосферы были получены в период рейса НЭС «Академик Федоров» в Арктический бассейн в июле–сентябре 2007 г. в рамках экспедиции «Арктика-2007» по программе МПГ 2007/08 (рис. 3 а). Регулярные измерения концентрации углекислого газа в приледном (приледном) слое атмосферы и отбор проб воздуха для последующего лабораторного анализа проводились в период с 28 июля по 27 августа 2007 г. и, с перерывами, до 17 сентября, когда вся аппаратура была передана на дрейфующую станцию «Северный полюс-35». Таким образом, на первом этапе были получены данные о распределении приземного CO_2 вдоль разреза от 73° с.ш. до Северного полюса, а затем вдоль выполняемых судном разрезов на юг и юго-восток.

На следующем этапе наблюдения были продолжены от порта Тикси до Канадской экономической зоны и вплоть до места высадки дрейфующей станции «Северный полюс-35» (82° с.ш., 105° в.д.). Регулярные записи начинаются с 29 июля (с момента входа в лед) и представляют собой полуторамесячный ряд ежеминутных, а затем ежечасных наблюдений за газовым составом атмосферы по маршруту судна. Трансарктический маршрут рейса позволил получить информацию о пространственно-временном распределении и изменчивости газового состава атмосферы на обширных участках акватории Северного Ледовитого океана в период летнего таяния и начала замерзания.

Распределение концентрации CO_2 в приповерхностном слое атмосферы на меридиональном разрезе Земля Франца-Иосифа – Северный полюс в период 28 июля – 2 августа 2007 г. представлено на рис. 3 б. Главная особенность пространственного распределения концентрации углекислого газа – ее рост с широтой по направлению к Северному полюсу, сопровождающий увеличение сплоченности дрейфующих льдов. Данный факт можно рассматривать как проявление сформировавшегося зимой повышения концентрации CO_2 по направлению к полюсу и более слабого его поглощения летом в этом направлении.

В период организации дрейфующей станции «Северный полюс-35» наблюдения за концентрацией углекислого газа в приледном слое атмосферы были перенесены на метеоплощадку станции и будут продолжены в зимне-весенний пе-

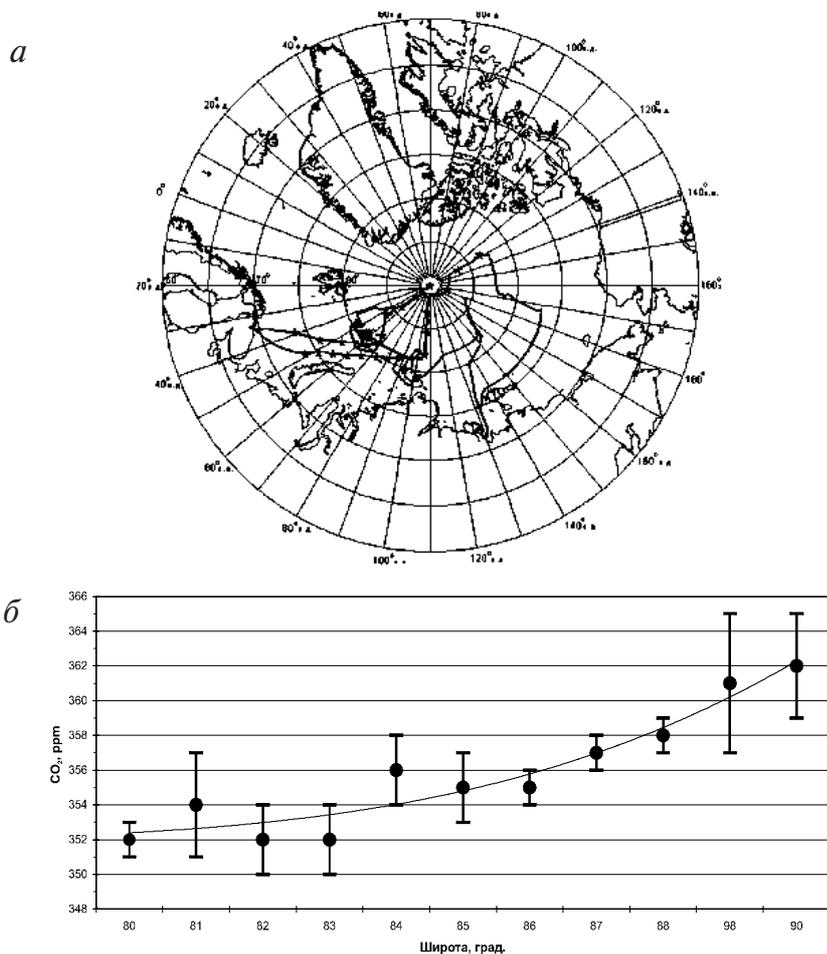


Рис. 3. Маршрут НЭС «Академик Федоров» (звездочками отмечены места взятия проб воздуха) (*a*) и распределение концентрации углекислого газа (точки) (*б*) в приповерхностном слое атмосферы на меридиональном разрезе Земля Франца-Иосифа – Северный полюс в Арктическом бассейне 28 июля – 2 августа 2007 г. (сплошная линия – квадратичный тренд, вертикальные линии обозначают среднеквадратическое отклонение от среднего значения на отрезке маршрута 0,5° широты)

риод 2007/08 г. совместно с ежечасными наблюдениями растворенного CO₂ в верхнем подледном слое океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ глобального распределения концентрации CO₂ в приземном слое воздуха и его изменений показал, что размах годового хода концентрации CO₂ в Северном полушарии возрастает от экватора к полюсу, а в Южном полушарии относительно невелик и не зависит от широты. Рост размаха отчетливо проявляется над океаническими областями Северного полушария, а над континентальными районами (включая промышленно развитые) эта зависимость маскируется значительным разбросом данных.

Полярное усиление амплитуды годовых колебаний концентрации CO_2 над Северным Ледовитым океаном связано с активным влиянием морского льда на формирование сезонного цикла. Образование, нарастание и изменение структуры льда в зимний сезон сопровождаются выделением CO_2 в подледный слой воды и непосредственно в атмосферу. Летом CO_2 из атмосферы над Арктическим бассейном поглощается опресненной водой на поверхности разводий, трещин и каналов и расходуется на фотосинтез в верхнем слое воды и во льду.

Годовой цикл «замерзание/таяние» в Арктическом бассейне сопровождается, образно выражаясь, «дыханием Арктики»: в летний период происходит короткий «вдох», а зимой продолжительный «выдох», с большей концентрацией CO_2 . В среднем за год Арктический бассейн является скорее источником, чем стоком CO_2 , поскольку продолжительность «выдоха» в три-четыре раза длиннее «вдоха».

В период рейса НЭС «Академик Федоров» в Арктический бассейн в июле–сентябре 2007 г. по программе МПГ 2007/08 выполнены измерения концентрации CO_2 в приповерхностном слое атмосферы среди льдов на пути от Баренцева и Карского морей к Северному полюсу. Полученные данные показали рост концентрации в направлении к полюсу, согласованный с увеличением сплоченности дрейфующих льдов, что можно рассматривать как проявление сформировавшегося зимой повышения концентрации CO_2 по направлению к полюсу и более слабого поглощения его летом в этом направлении. Наблюдения будут продолжены на дрейфующей станции «Северный полюс-35» в течение зимы и весны 2008 г. совместно с наблюдениями растворенного CO_2 в верхнем подледном слое океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В., Нагурный А.П. Влияние морского ледяного покрова на концентрацию двуокиси углерода в атмосфере Арктики в зимний период // Доклады РАН. 2005. Т. 401. № 6. С. 817–820.
2. Алексеев Г.В., Нагурный А.П. Роль морского льда в формировании годового цикла двуокиси углерода в Арктике // Доклады РАН. 2007. Т. 417. № 4. С. 541–544.
3. Голубев В.Н., Гребенников П.Б., Ржаницын Г.А., Сократов С.А., Фролов Д.А., Шишков А.В. Влияние арктического ледяного покрова на внутригодовые колебания содержания CO_2 в атмосфере Северного полушария // Материалы гляциологических исследований. 2006. Вып. 101. С. 49–54.
4. Израэль Ю.А., Назаров И.М., Нахутин А.И. Об оценке антропогенной эмиссии и стока парниковых газов // Метеорология и гидрология. 2003. № 5. С. 5–12.
5. Нагурный А.П., Коростелев В.Г., Иванов В.В. Многолетняя изменчивость толщины морского льда в Арктическом бассейне, рассчитанная по данным измерения изгибно-гравитационных колебаний ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 1999. № 3. С. 72–78.
6. Назинцев Ю.Л., Дмитриаш Ж.А., Моисеев В.И. Теплофизические свойства морского льда. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1988. 257 с.
7. Недашковский А.П., Нагурный А.П., Иевлев К.Ф. Химические, гидробиологические и метеорологические наблюдения // Научно-технический отчет экспедиции на дрейфующей ледовой станции «Северный полюс-34» / Под ред. В.Т.Соколова. Гидрометеофонды Арктического и антарктического научно-исследовательского института, 2006. Раздел 3 и 5. С. 22–60.
8. Семенов С.М. Парниковые газы и современный климат Земли. М.: Издательский центр «Метеорология и гидрология», 2004. 175 с.
9. Anderson L.G., Falck E., Jones E.P., Jutterström S., Swif J. Enhanced uptake of atmospheric CO_2 during freezing of seawater: A field study in Storfjorden, Svalbard // J. Geophys. Res. 2004. 109, C06004, doi:10.1029/2003JC002120.
10. Johannessen O.M., Shalina E., Miles M. NORSEX sea ice concentration in the Arctic, 1978–1999 including MY ice concentration during winter months. 2000. NORSEX CD-ROM.

11. Feely R.A., Sabine C.L., Takahashi T., Wannikhov R. Uptake and storage of carbon dioxide in oceans: The global CO₂ survey // Oceanography. 2001. Vol. 14. P. 18–32.
12. Nagurny A.P. Space-time distribution of temperature inversions in the Arctic atmospheric boundary layer // Annales Geophysical. 1995. Vol. 13. P. 1087–1092.
13. Semiletov I.P. On aquatic sources and sinks of CO₂ and CH₄ in the polar regions // J. Atmos. Sci. 1999. Vol. 56. P. 286–306.
14. Semiletov I., Makshtas A., Akasofu S., Andreas E.L. 2004: Atmospheric CO₂ balance: The role of Arctic sea ice // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31, L05121.
15. Rysgaard S., Glud R.N., Sejr M.N., Bendtsen J., Christensen P.B. Inorganic carbon transport during sea ice growth and decay: A carbon pump in polar seas // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112, C03016, doi:10.1029/2006JC003572.
16. WMO WDCGG DATA SUMMARY, 2006, WDCGG No.30, GAW DATA, VOLUME 4. Green houses and Other atmospheric Gases // Published by Japan Meteorological Agency in cooperation with World Meteorological Organization, March, 2006. 92 p.

G.V.ALEKSEEV, A.P.NAGURNY, A.P.MAKSHTAS, N.E.IVANOV, S.V.SHUTILIN

ROLE OF SEA ICE IN FORMATION OF AN ANNUAL CYCLE OF CARBON DIOXIDE IN HIGH-LATITUDE MARINE ARCTIC

Features of variability of CO₂ concentration in an atmosphere over high-latitude Arctic Ocean and a role of sea ice in their formation are investigated. It is used the global data and results of observations during IPY 2007 research. Methods include the statistical analysis of global data of CO₂ contents in the atmosphere, direct measurements of its concentration over ice cover of Arctic Ocean and the analysis of chemical reactions within the sea ice. It is shown that polar amplification of annual cycle of CO₂ concentration over the Arctic Ocean is connected with active influence of sea ice on formation of a seasonal cycle CO₂. Formation, increase of thickness and structure change of ice during a winter season is accompanied by allocation CO₂ into subice layer of water and directly to the atmosphere. Measurements of CO₂ concentration in surface layer of the atmosphere among ice along the sections from Barents and Kara seas to the North Pole have confirmed the growth of concentration in the poleward direction. It was the first to specify the active role of sea ice in the formation of a seasonal cycle of CO₂ content and to speculate that the Arctic Basin is more likely a source than a drain of CO₂ in the average for year. The measurements will be continued in 2008 with using of the modern devices for measurement of CO₂ fluxes through the ice.

ЛАБОРАТОРНЫЕ И НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДОВОЙ «ПОДУШКИ» У КОРПУСА ЛЕДОКОЛА

К. П. ТЫШКО, Н. В. ЧЕРЕПАНОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Результаты исследований фазового состава ледовой «подушки» у корпуса ледокола показали, что механизм возникновения этого явления (облипания) связан с динамическими условиями ледообразования, обеспечивающими формирование под ледяным покровом мощного слоя внутриводного или шугового льда. При моделировании механизма облипания в лабораторных условиях прежде всего учитывалось то, что внутриводное ледо- и шугообразование может происходить, как при наличии переохлаждения воды, так и непосредственно за счет теплооттока с открытой поверхности воды в зимний период. В результате проведения исследований по этим направлениям были предложены две физические модели возникновения этого явления. В первой из них контакт между кристаллами льда и корпусом ледокола возникает при его вхождении в зону такого льда при наличии переохлаждения поверхностного слоя воды и быстрой реализации энергии переохлаждения (термодинамическая модель). Во втором случае этот контакт обеспечивается действием гидравлических сил при заборе воды через специальные емкости (ледовые ящики), имеющие на внешнем корпусе небольшие отверстия или прорезы, вблизи которых и происходит формирование первичного слоя ледовой «подушки» (гидравлическая модель). Обе модели наглядно подтвердили определяющую роль подледного слоя внутриводного и шугового льда в процессе формирования ледовой «подушки».

Натурные контактные исследования условий формирования ледовой «подушки» у корпуса таких ледоколов, как «Ленин», «Сибирь» и «Арктика», проведенные в различных районах Карского моря (рис. 1), показали, что, несмотря на различие морфологических характеристик ледяного покрова и термохалинного строения поверхностных слоев воды в них, при возникновении этого явления под ледяным покровом всегда присутствует мощный слой шуги или внутриводного льда толщиной несколько метров, состоящий из мелких изометрических кристаллов диаметром не более 5 мм. При этом в результате бурения льда в самой «подушке» оказалось, что на 80–90 % своей толщины, которая может достигать 6–8 м, она состоит из этих кристаллов, удерживающих на своей поверхности большие обломки льда.

На основании проведенных исследований фазового состава этого ледового образования было сделано заключение о том, что механизм возникновения облипания должен быть связан с динамическими условиями ледообразования, обеспечивающими формирование под ледяным покровом этого слоя внутриводного или шугового льда. Этот вывод подтверждается также и тем, что в большинстве случаев такой процесс наблюдается при нарушении сплошности ледяного покрова вследствие его динамических подвижек и образовании открытых участков чистой воды. Поскольку трасса Севморпути в Карском море проходит по краевым зонам дрейфующего ледяного массива и районам заприпайных полыней, где наблюдается наиболее интенсивное формирование внутриводного и шугового льда [4, 8], то вполне закономерной выглядит и равная вероятность возникновения явления об-

липания на всей ее протяженности, о чем свидетельствуют многолетние статистические данные [2].

Кроме того, результаты многолетних лабораторных экспериментов и натуральных исследований позволили сделать еще целый ряд выводов об условиях возникновения облипания ледоколов и судов в море:

1. Возникновение явления облипания может происходить при разнообразных гидрометеорологических и ледовых условиях.

2. Отсутствие изменений вертикального распределения температурного градиента по корпусу ледокола и величины разности электрических потенциалов при его взаимодействии со льдом в момент формирования ледовой «подушки» свидетельствует о том, что эти два физических параметра не могут являться первопричиной возникновения исследуемого процесса.

3. Термохалинное расслоение в подледном слое внутриводного (шугового) льда может в значительной степени способствовать возникновению явления облипания.

4. Механизм возникновения контакта внутриводного (шугового) льда с корпусом ледокола, обуславливающий формирование ледовой «подушки», должен хорошо согласовываться со следующими результатами наблюдений:

- исчезновение контакта льда с металлом при увеличении скорости ледокола;
- отсутствие смерзания кристаллов внутриводного (шугового) льда между собой, с обломками ледяного покрова и корпусом ледокола в ледовой «подушке»;
- несимметричность формирования ледовой «подушки» при работе даже в одном и том же участке ледяного покрова;
- сжатие льда способствует формированию ледовой «подушки», а его расстрескивание и взлом ликвидируют ее.

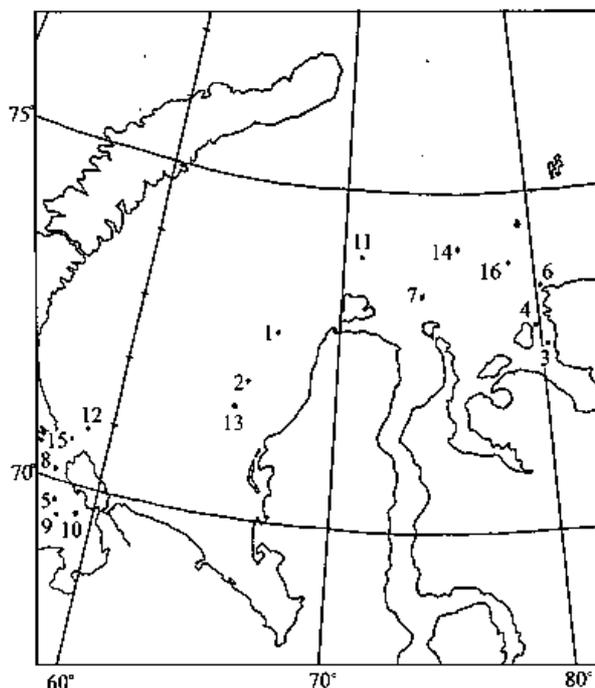


Рис. 1. Местоположения точек натурального исследования явления облипания а/л «Ленин» в декабре–январе 1987/88 г. (точки 1–10) и «Арктика» в декабре–январе 1988/89 г. (точки 11–16)

Таким образом, на основании сделанных выводов при моделировании механизма облипания в лабораторных условиях прежде всего учитывалось то, что внутриводное ледо- и шугообразование может происходить как при наличии переохлаждения воды (например, в прибрежных районах контакта пресных и морских вод), так и непосредственно за счет теплооттока с открытой поверхности воды в зимний период. В результате проведения исследований по этим направлениям были предложены две физические модели возникновения этого явления. В первой из них контакт между кристаллами льда и корпусом ледокола возникает при вхождении его в зону такого льда при наличии переохлаждения поверхностного слоя воды и быстрой реализации энергии переохлаждения (термодинамическая модель). В лабораторных условиях из-за невозможности создания двухслойной системы, состоящей из слоев снежно-ледяной смеси и переохлажденной воды, эта модель реализовывалась двумя способами. В первом случае протяжка модели в переохлажденной воде сопровождалась одновременной рассыпкой узкой полосы снега на ее поверхность непосредственно перед носом движущейся модели. В другой части опытов снежно-ледяная смесь или смесь из кристаллов внутриводного льда, снега и мелко раздробленного льда помещалась в лоток с морской водой, а в отдельной емкости приготавливалась переохлажденная вода. В дальнейшем при циркуляции водно-ледяной смеси к носовой части модели, находящейся в фиксированном положении, с помощью резинового шланга подливалась переохлажденная вода. В обоих случаях корпус модели покрывался более или менее равномерным слоем ледяных кристаллов (рис. 2).

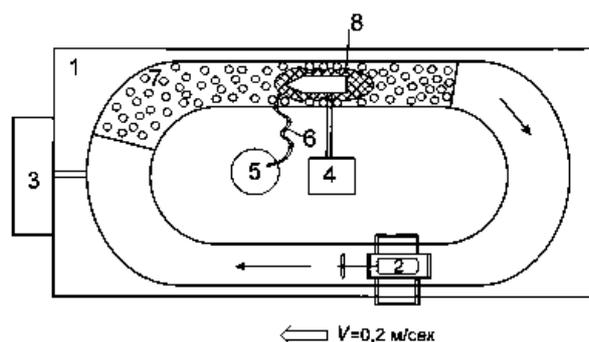


Рис. 2. Схема экспериментальной установки для проведения лабораторных исследований механизма облипания:

1 – большой эллипсоидный лоток; 2 – электромеханическое устройство для создания потока водно-шуговой смеси; 3 – компенсатор давления; 4 – зафиксированная модель судна; 5 – емкость с переохлажденной водой; 6 – резиновый шланг; 7 – мелкозернистый шуговой слой на поверхности воды; 8 – модель ледовой «подушки»

Механизм второй модели формирования ледовой «подушки» обеспечивается действием гидравлических сил при заборе воды через специальные емкости (ледовые ящики), имеющие на внешнем корпусе небольшие отверстия или прорези, вблизи которых и происходит формирование первичного слоя ледовой «подушки». Этот слой, фильтруя через себя воду, чрезвычайно быстро увеличивается в размерах, в основном по вертикали, пока не достигнет нижней поверхности ледяного покрова (гидравлическая модель). При этом прижимная сила кристаллов льда к корпусу ледокола, по-видимому, будет определяться величиной напора насоса, которая в общем виде [1] может быть представлена как

$$H = H_H - H_B = (P_H - P_B)/\rho g + (Z_H - Z_B) + (V_H - V_B)/2g, \quad (1)$$

где H_H — напор нагнетания на выходе, H_B — напор всасываемый, P_H, P_B — давление нагнетания и разрежения на входе, Z_H, Z_B — высоты отводящего и подводящего трубопровода, V_H, V_B — скорости потоков на выходе и на входе.

Таким образом, кристаллы льда, скопившиеся на внешнем корпусе ледокола в районе ледовых ящиков, формируют первичный слой «подушки».

При реализации данного механизма в лабораторных условиях использовалась деревянная модель судна, корпус которой имел металлическое покрытие. В нижней части корпуса были сделаны маленькие отверстия диаметром 2–3 мм, имеющие общий выход на верхнюю поверхность модели. В это отверстие диаметром 8 мм вставлялась металлическая трубка, на которую надевался резиновый шланг для забора воды (рис. 3 а). Таким способом моделировалась работа ледовых ящиков в корпусе ледокола. Модель опускалась в водный поток соленостью 35 ‰ и фиксировалась на специальном кронштейне. Аналогично натурным условиям возникновения облипания поток наполнялся мелкозернистыми кристаллами либо внутриводного льда, либо снега. При заборе воды через шланг моментально формировалась ледовая «подушка» (рис. 3 б), а через 1–2 мин вся шуга в лотке скапливалась вокруг корпуса модели. Затем фиксатор на кронштейне отпускался, и модель перемещалась по лотку навстречу потоку. Вся масса шуги перемещалась вместе с моделью. При этом «подушка» нагружалась обломками льда размером в несколько см, масса которых многократно превосходила массу кристаллов шуги. «Подушка» моментально «отлипала» от модели, как только забор воды прекращался.

В обеих лабораторных моделях механизма возникновения облипания контакт кристаллов внутриводного льда, шуги и снега с корпусом модели судна осуществлялся без наличия сплошного ледяного покрова на поверхности лотка. Од-

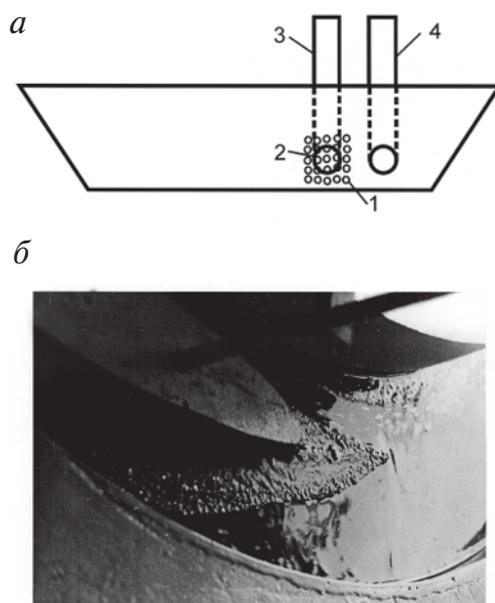


Рис. 3. Лабораторная гидравлическая модель возникновения облипания судна: а — общий вид корпуса модели судна и б — ледовая «подушка» у корпуса модели:

1 — отверстия в металлической обшивке модели для забора воды; 2 — объединяющее отверстие в деревянном корпусе модели; 3 — выводная трубка для забора воды; 4 — трубка для подачи воздуха

нако и в том и в другом случае предполагается, что взлом ледяного покрова и остановка ледокола происходят тогда, когда уплотнение шугообразной массы под ледяным покровом достигнет своего критического значения. Это выражается в том, что расстояние между кристаллами и, соответственно, толщина жидкой пленки уменьшается настолько, что между ними возникает сила так называемого пленочного взаимодействия [6, 7]. Не останавливаясь на физическом механизме этого явления, который довольно подробно рассмотрен в [6], отметим только, что оно может играть решающую роль на заключительной стадии формирования ледовой «подушки», поскольку, как уже отмечалось, смерзания кристаллов в ней не происходит. Для подтверждения этого предположения можно оценить соотношение количественных значений силовых нагрузок, возникающих в период развития этого процесса. В данном случае основной прочностной характеристикой ледяного покрова и контактирующей с ним шуги является предел прочности льда на срез в горизонтальном направлении, когда шуговой слой, контактирующий с корпусом ледокола, начинает отрывать куски льда, препятствуя тем самым его продвижению и увеличивая массу ледовой «подушки». В результате натурных исследований этого явления в Карском море было обнаружено, что в зоне формирования ледовой «подушки» в значительной степени преобладает лед мелкозернистой кристаллической структуры типа В7, В8 [5], формирующийся, как правило, в результате смерзания кристаллов внутриводного и шугового льда, находящихся под ледяным покровом. Для оценки значений предела прочности льда этого типа при срезе для наиболее распространенных среднеинтегральных значений его температуры $-5...-10$ °С можно использовать полученные соотношения между этим параметром и пределом прочности льда при изгибе [3]. Так, ранее проведенные исследования показали, что значения $\sigma_{изг}$ для льда, имеющего мелкозернистую изометрическую структуру, в указанном температурном диапазоне изменяются в пределах 0,2–0,6 МПа [8]. Этим значениям $\sigma_{изг}$ согласно [3], соответствует диапазон величин $\sigma_{ср}$ от 0,02 до 0,23 МПа, которые в среднем составляют 0,12–0,13 МПа. В свою очередь сила пленочного взаимодействия двух кристаллов льда с учетом площади контакта достигает 0,012 МПа [7]. При наиболее плотной упаковке равных по размеру кристаллов диаметром 2–3 мм количество таких связей в единичном объеме может увеличиться до 18, что соответствует значению прочности 0,22 МПа. Таким образом, сила взаимодействия кристаллов в шуговом слое оказывается достаточной для отрыва отдельных кусков льда от ледяного покрова.

С другой стороны, формированию первичного шугового слоя ледовой «подушки» препятствует давление воды, создаваемое в результате движения ледокола, которое в общем виде для единичной поверхности может быть выражено в виде:

$$P = \rho V^2/2, \quad (2)$$

где $\rho = 102$ кг·сек²/м² – массовая плотность воды, V – скорость потока.

Поскольку в полях сморози тонкого и среднего льда толщиной 50–100 см, в которых наиболее часто формируется ледовая «подушка», ледокол движется со скоростью не более 5–6 узлов, то величина динамического давления потока составит 0,004 МПа. Это почти вдвое меньше силы пленочного взаимодействия кристаллов льда с корпусом ледокола, которая для упомянутых выше условий может достигать 0,008 МПа [7]. Однако в период проведения натурных исследований в двух случаях из 16 (точки 7 и 12, рис. 1) работы проводились на поле сморози серо-белого и тонкого льда толщиной 30–35 см, под которым также присутствовал слой шугового льда толщиной 2,5–3,0 м. При движении в нем со скоростью 12 узлов облипания не было, а наблюдалось лишь характерная подвижка обломков льда вдоль корпуса на расстояние 5–10 м. Как только ледокол специально снижал скорость до 5–6 узлов, образовывалась ледовая «подушка» и ледокол полностью терял ход. При возобнов-

лении движения с полной мощностью картина повторялась. Таким образом, проведенный натурный эксперимент полностью подтвердил влияние удельного давления водного потока на образование первичного слоя ледовой «подушки», который не мог формироваться при увеличении значения этого параметра до 0,019 МПа.

В заключение необходимо отметить, что независимо от энергетического механизма, обуславливающего контакт ледяных кристаллов с корпусом ледокола, проведенные лабораторные эксперименты наглядно подтвердили определяющую роль подледного слоя внутриводного и шугового льда в процессе формирования ледовой «подушки».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдурашитов С.А., Тупиченков А.А. Насосы и компрессоры. М.: Недра, 1974. 296 с.
2. Адамович Н.М. Ледовые условия западного района Советской Арктики в холодный период года и учет их влияния на судоходство: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1987. 18 с.
3. Петров И.Г. Выбор наиболее вероятных значений механических характеристик льда // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 4–42.
4. Тышко К.П., Черепанов Н.В. Особенности динамического ледообразования в арктических морях: Тезисы докладов 1-й международной конференции «Освоение шельфа арктических морей России». Л.: 1993. С. 90–92.
5. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
6. Hobbs P.V., Mason B.J. The sintering and adhesion of ice // Phil. Mag. 1964. Vol. 9. № 98. P. 181–197.
7. Hosler C.L. and oth. On the aggregation of ice crystals to form snow // J. of Meteorology. 1957. Vol. 14, № 5. P. 415–420.
8. Strakhov M.V., Tyshko K.P., Fedotov V.I., Cherepanov N.V. The Peculiarities of the Kara and Barents Seas Ice Cover Formation and Schematic Mapping of its Structure and Main Physical Properties // Proc. of 13-th Intern. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition (POAC-95), August 15–18, 1995. Murmansk–St.Petersburg, 1995. P. 81–94.

K.P.TYSHKO, N.V.CHEREPANOV

LABORATORY AND NATURAL INVESTIGATIONS OF MECHANISM OF «ICE-CUSHION» FORMATION NEAR THE ICEBREAKER'S BOARD

The results of natural investigation of «ice-cushion» composition near the icebreaker's board showed that mechanism of the development of this phenomenon (in other way ice sticking) is closely linked with dynamic conditions of ice formation that provide appearing under ice cover a thick layer of frazil ice. Laboratory modeling of ice sticking was conducted with accounting two basic things: frazil ice can form both at the presence of water supercooling and the heat outflow from open water during winter. In the result of investigations on both directions two models of this phenomenon were proposed. In one of them the contact between ice crystals and the board of icebreaker appears when its entering in the zone of such ice causes the fast realization of the energy of supercooled surface water layer (thermodynamic model). In the second model this contact is provided by hydraulic forces acting in process of taking sea water on board through special tanks (ice boxes). In icebreaker's hull they have small holes or notches near those the first contact layer of «ice-cushion» forms (hydraulic model). Both models support the idea about basic role of frazil ice in the mechanism of ice sticking.

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СОВМЕСТНЫХ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ И ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

В.Г.ДМИТРИЕВ¹, Н.В.РЫБЧАК²

¹ – ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² – МУГМС, г. Мурманск

Современные подходы к использованию прогностической информации требуют адекватного учета неопределенности прогностических данных, которая не раскрывается понятием оправдываемости прогнозов, не учитывает величину погрешности, а носит в основном качественный характер. Требования сегодняшнего дня и будущего состоят в оценке величин отклонений прогностических данных от фактических и в вероятностном представлении прогнозов.

В статье предлагается способ оценки индивидуальных категорических прогнозов в рамках дистрибутивно-ориентированного подхода. Показано, что оценкой неопределенности прогнозов может служить мера сравнения функций распределения случайных величин. Ее можно построить на основе той или иной нормы функционального пространства, которому принадлежит класс функций распределений.

В работе приводятся явные формулы рассматриваемых распределений и меры сравнения прогнозов. Приведенные выводы опираются на расчеты на основе реальных данных суточного прогноза скорости ветра и температуры воздуха по г. Мурманску за период 2005–2006 гг.

ВВЕДЕНИЕ

Обзор научных публикаций в области оценки гидрометеорологических прогнозов дает основание сделать вывод об активном интересе к проблеме оценивания прогнозов состояния природных сред с позиций дистрибутивного подхода, в основе которого лежит рассмотрение распределений прогностических и фактических данных. Активизация внимания к дистрибутивному подходу началась с середины 80-х гг. прошлого века благодаря ставшим уже классическими работам профессора Алана Мэрфи (Allan Murphy) [17–19].

Количество публикаций в области верификации гидрометеорологических прогнозов (как основной процедуры оценки качества) за последние десятилетия достигает нескольких сотен. Примером могут служить, например, такие работы, как [13, 15, 20] и др.

В объективной оценке качества прогнозирования заинтересованы (с разных позиций) административные органы, управляющие гидрометеорологической деятельностью в целом, научные работники, занимающиеся созданием и развитием прогностических методов, и конечные потребители прогностической информации различного уровня.

Современные подходы к использованию прогностической информации требуют адекватного учета неопределенности прогностических данных, которая не раскрывается принятым в Росгидромете понятием оправдываемости прогнозов,

поскольку оправдываемость не учитывает величину погрешности, а носит в основном качественный характер. Требования сегодняшнего дня и будущего состоят в оценке величин отклонений прогностических данных от фактических и в вероятностном представлении прогнозов.

Интерес к проблеме верификации прогнозов во многом обусловлен пониманием высокой сложности проблемы, которую не удастся решить на уровне анализа начальных статистических моментов в предположении нормальности распределений. Современный взгляд на проблему верификации прогнозов предполагает исследование совместных распределений прогностических и фактических данных как в дискретном, так и в непрерывном случае. Кроме того, появилось четкое понимание необходимости более тщательного анализа степени достоверности прогнозов для реализации процедур принятия экономических и других решений в условиях неопределенности, что нашло отражение в концепции ориентации на конечного пользователя (концепции «прогнозирования *end to ends*» [21]), хотя аналогичные идеи высказывались в отечественной литературе в более ранние годы [2].

Проблема оценки качества гидрометеорологических процессов и явлений сохраняет свою актуальность в связи с развитием ансамблевого прогнозирования, а также в связи с ростом потребностей пользователей прогностической продукции в детальных сведениях о достоверности (неопределенности) прогнозов при учете их достоверности в практической деятельности.

Современный подход к оценке гидрометеорологических прогнозов предполагает создание условий для трансформации прогностической неопределенности в неопределенность погодозависимых технико-экономических показателей, что существенно для реализации оптимизационных процедур при планировании и управлении деятельностью [2–4, 21].

В настоящее время в оценке точности представления физических величин в методологическом аспекте доминирует понятие «неопределенности» как определяемого в количественном отношении атрибута [14]. Очевидно, что это понятие в полной мере относится и к оценке гидрометеорологических прогнозов.

Как известно [13, 15, 17, 19, 20, 22], все многообразие аспектов неопределенности прогнозов, как индивидуальных, так и в целом, может быть описано на основе дистрибутивного подхода, который, однако, не используется в официально принятых в отечественной практике оценках.

Примечательно, что согласно концепции «прогнозирования *end to end*» потребителя в первую очередь интересует неопределенность именно той прогностической информации, которая влияет на принятие конкретных оперативных решений, что в большинстве случаев означает необходимость оценки отдельного (индивидуального) прогноза, в то время как традиционные подходы к оценке прогнозов ориентированы, как правило, на оценку качества прогностического метода в целом.

Предположение о возможности соотнесения оценок прогнозов в целом к индивидуальным прогнозам, основанное на гипотезе о своего рода эргодичности (в смысле качественной однородности) индивидуальных прогнозов, по-видимому, не всегда оправдано. Как будет показано ниже, индивидуальные прогнозы могут значительно отличаться друг от друга по своим точностным свойствам, что и определяет необходимость разработки способов оценки отдельного прогноза. Вполне понятно, что эти оценки, с одной стороны, должны допускать адекватный учет неопределенности, а с другой стороны, быть согласованы с оценками прогностических методов в целом.

В настоящей работе предлагается способ оценки индивидуальных категорических прогнозов в рамках указанного подхода, на основе которого вводятся, кроме того, функциональные меры сравнения прогнозов. Показано, что оценка нео-

пределенности прогнозов может быть сформулирована как мера сравнения функций распределения случайных величин, при этом саму меру сравнения прогнозов можно построить на основе той или иной нормы функционального пространства, которому принадлежит класс функций распределений.

Приведенные ниже выводы опираются на расчеты на основе реальных данных суточного прогноза скорости ветра и температуры воздуха по г. Мурманску за период 2005–2006 гг.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Пусть ξ – непрерывная ограниченная гидрометеорологическая величина. Не умаляя общности, положим, что

$$\xi \in [0, 1]. \quad (1)$$

Будет рассматриваться индивидуальный «интервальный» прогноз P_y величины ξ , под которым понимается сформулированное и переданное потребителю с некоторой заблаговременностью утверждение о том, что в период срока действия прогноза значения ξ принадлежат интервалу (градации) $[y, y + \Delta y] \subset [0, 1]$:

$$P_y = \{\xi \in [y, y + \Delta y]\}. \quad (2)$$

Другими словами, если полагать, что весь интервал возможных значений прогнозируемой величины разбит на градации, то под индивидуальным прогнозом понимается прогноз конкретной градации. Такая ситуация типична для гидрометеорологических прогнозов (см., например, [4–6]), хотя априорное разбиение на фиксированные градации не обязательно.

Далее будет предполагаться, что прогнозы составляются каким-либо регулярным образом в течение достаточно большого периода времени, что позволяет формировать представительные выборки фактических значений, соответствующих одному и тому же индивидуальному прогнозу. Кроме того, предполагается, что при этом прогностическая методика и климатические условия практически неизменны, а пространственные и временные условия фиксированы.

В указанном смысле можно считать, что прогностическая процедура генерирует конечное множество индивидуальных прогнозов, совокупность которых и составляет прогноз в целом. Для простоты изложения будем считать, что градации не пересекаются, а их объединение дает интервал $[0, 1]$.

Предполагается, что внутри прогностического интервала $[y, y + \Delta y]$ величина ξ распределена по некоторому закону g . Для малых значений Δy обычно допускается, что распределение g равномерное.

Поскольку прогнозы всегда обладают неопределенностью, каждому прогнозу P_y можно сопоставить некоторое множество различных фактических значений величины ξ , имевших место в случаях составления прогноза P_y . Таким образом, каждому индивидуальному прогнозу P_y можно сопоставить некоторую случайную величину φ_y , генеральная совокупность которой образуется вышеописанным образом, а закон распределения определяется, в первую очередь, прогностической методикой. Эта случайная величина представляет собой условное распределение прогнозируемой величины ξ при условии, что дан прогноз P_y или, другими словами, вероятностную форму прогноза $P_y = \{\xi \in [y, y + \Delta y]\}$.

Поскольку, как легко видеть, множество троек $\{\varphi_y, [y, y + \Delta y], g\}$ изоморфно соответствующему множеству прогнозов P_y , тройку $\{\varphi_y, [y, y + \Delta y], g\}$ можно назвать вероятностной интерпретацией категорического прогноза, или ассоциированным вероятностным прогнозом для прогноза P_y .

Очевидно, что именно случайная величина φ_y дает полное представление о неопределенности категорического прогноза P_y (в смысле рекомендаций [14]).

В силу того, что каждой случайной величине взаимно однозначно сопоставлена ее функция распределения, вместо величины φ_y далее будут рассматриваться функция распределения F_y и соответствующая плотность f_y , которые естественно назвать ассоциированным распределением (ассоциированной плотностью).

Итак, каждому рассматриваемому индивидуальному категорическому прогнозу P_y взаимно однозначно сопоставляется функция распределения ассоциированного вероятностного прогноза F_y , полностью описывающая его неопределенность. Как следствие, весь спектр проблем оценки неопределенности можно формулировать в терминах свойств ассоциированных функций распределений. В частности, проблема сравнения прогнозов может быть описана в терминах мер сравнения распределений в соответствующем функциональном пространстве.

Ранее, в работах [2, 3], было показано, что в качестве функции распределения ассоциированного вероятностного прогноза для прогноза P_y может быть принята функция $F_y(x)$, плотность которой отвечает требованиям усеченности, уни-modalности и обладает определенным характером асимметрии, зависящим от расположения моды. В тех же работах показано, что перечисленным требованиям удовлетворяет плотность

$$f_{y,w}(x) = \begin{cases} \alpha\gamma_1 f_1(x) + (1-\alpha)\gamma_2 f_2(x), & x \in [0, 1]; \\ 0, & x \notin [0, 1], \end{cases} \quad (3)$$

где f_1, f_2 – вероятностные плотности «распределений максимального и минимального значений» [12], γ_1, γ_2 – коэффициенты усечения, α – коэффициент асимметрии, $0 \leq \alpha \leq 1$, w – мода, x – независимая переменная.

Выражение для функции $f_1(x)$ имеет вид [12]:

$$f_1(x) = \frac{1}{b} \exp\left(\frac{x-w}{b}\right) \exp\left(-\exp\left(\frac{x-w}{b}\right)\right),$$

где $b > 0$ – параметр формы. Для того чтобы получить выражение для функции $f_2(x)$, достаточно поменять знаки у аргументов экспонент.

Заметим, что применение линейной комбинации двух плотностей $f_1(x)$ и $f_2(x)$ не только обеспечивает требуемый характер асимметрии ассоциированной плотности [2, 3], но и отвечает идее Дж.Тьюки учета грубых ошибок робастизацией распределений (см., например, [11]).

Коэффициенты усечения выражаются через соответствующие функции распределения:

$$\gamma_1 = \frac{1}{F_1(1) - F_2(0)},$$

где F_1 – функция распределения для плотности f_1 ,

$$F_1(x) = 1 - \exp\left(-\exp\left(\frac{x-w}{b}\right)\right).$$

Аналогичное выражение может быть получено и для величины γ_2 .

Плотность $f_{y,w}$ зависит от трех параметров w , α и b , которые подлежат определению на основе имеющихся архивных данных. Для «хороших» прогнозов мода должна, по крайней мере, принадлежать прогностическому интервалу $[y, y + \Delta y]$. Плотности (3) соответствует функция распределения $F_y(x)$.

С помощью плотности (3) или, что то же самое, функции распределения $F_y(x)$ могут быть определены частные показатели точности прогнозирования, например средняя ошибка m_y и среднеквадратическое отклонение σ_y^2 прогноза P_y .

Следует отметить, что по отношению к прогнозу в целом эти величины суть условные моменты при условии составления индивидуального прогноза P_y .

Определенный интерес представляет величина вероятности $p_{[r,s]}$ осуществления события вида $r \leq \xi \leq s$:

$$p_{[r,s]} = \int_r^s f_{y,w}(x) dx, \quad (4)$$

которая может служить «потребительской» характеристикой качества прогноза, необходимой для конечных пользователей (легко понять, что величина $p_{[r,s]}$ и есть строгое значение «оправдываемости» индивидуального прогноза P_y).

Точнее говоря, мерой оценки прогнозов в соответствии с концепцией критерия согласия А.Н.Колмогорова и исходя из изоморфизма категорических прогнозов и функций распределений ассоциированных вероятностных прогнозов может служить функционал, характеризующий близость функций распределений. В качестве такого функционала естественно принять расстояние между распределениями в подходящим образом нормированном функциональном пространстве.

В частности, интерес представляет расстояние ρ , индуцированное нормой в пространстве измеримых функций на компакте (которому очевидным образом принадлежат рассматриваемые функции распределений) [1, 6]:

$$\rho(u, v) = \int_a^b |u(x) - v(x)| dx,$$

где $u(x)$ и $v(x)$ суть функции, заданные на интервале $[a, b]$.

Легко видеть, что качество индивидуального прогноза может быть оценено величиной расстояния между плотностями распределений ассоциированного прогноза и декларированного категорического прогноза

$$\rho(f_{y,w}, f_p) = \int_a^b |f_{y,w}(x) - f_p(x)| dx, \quad (5)$$

где $f_p(x)$ — плотность распределения декларированного категорического прогноза P_y (константа).

Такой подход соответствует представлениям о предсказуемости гидрометеорологических величин как о различии априорных и апостериорных распределений [16].

Легко видеть, что плотность функции распределения «идеального» прогноза в случае интервального категорического прогноза $f_p(x)$ для равномерного распределения h имеет вид:

$$f_p(x) = \begin{cases} 0, & x \notin [y, y + \Delta y]; \\ 1/\Delta y, & x \in [y, y + \Delta y]. \end{cases} \quad (6)$$

Очевидно, что выражение (5) для функции $f_{y,w}(x)$ и (6) при $[y, y + \Delta y] \equiv [r, s]$ приобретает вид:

$$\rho(f_{y,w}, f_p) = 1 - p_{[r,s]}.$$

Отметим некоторые свойства меры близости прогнозов (5). Во-первых, очевидно, что величина $\rho(f_{y,w}, f_p)$ неотрицательна и монотонно убывает к нулю по мере приближения рассматриваемого методического прогноза F_y к декларированному. Таким образом, лучшему прогнозу соответствует меньшее значение меры $\rho(f_{y,w}, f_p)$.

Далее, величина $\rho(f_{y,w}, f_p)$ зависит от границ прогнозируемого интервала $[y, y + \Delta y]$ и от параметров распределения ассоциированного прогноза w , α и b , что характерно именно для индивидуальных прогнозов. При этом определяющие значения

имеют взаиморасположение моды w и интервала $[y, y + \Delta y]$, а также величина параметра формы b , который практически пропорционален дисперсии распределения $F_y(x)$ ¹. Чем меньше дисперсия и чем ближе мода ассоциированного прогноза w к прогнозируемому интервалу, тем величина $p_{[r, s]}$ больше. В предельном случае, когда $F_y = F_p$, величина $\rho(f_{y,w}, f_p)$ равна нулю, а $p_{[r, s]}$ становится равным единице.

Поскольку величина $p_{[r, s]}$ зависит, по меньшей мере, от двух параметров и непрерывна, равенство $p_{[r, s]} = \text{const}$ определяет непустые множества значений w и b . Прогнозы со значениями параметров из этих множеств с позиций меры (5) неразличимы.

Мера $\rho(f_{y,w}, f_p)$ характеризует практическую предсказуемость выбранной градации и показывает, насколько функция распределения индивидуального методического прогноза отличается от своего идеального прогноза (т.е. насколько вероятность попадания фактических значений в прогнозируемый интервал отличается от 1).

Следует подчеркнуть, что с помощью плотности (3) можно получить значительно больше полезной для потребителя информации по сравнению с традиционно используемыми характеристиками. Как отмечено в работе [5], функция (3) может быть трансформирована в плотность распределения функционально зависящего от ξ технико-экономического параметра $E = G(\xi)$, благодаря чему потребитель на основании конкретного индивидуального прогноза может оперировать более привычными для себя терминами в полном соответствии с концепцией «end to end» прогнозирования [21]:

$$f_{E,w}(x) = f_{y,w}(\lambda(x))|\lambda'(x)|,$$

где λ – функция, обратная к дифференцируемой² функции G (которая здесь для простоты считается монотонной).

Тем самым решается задача учета неопределенности категорического индивидуального прогноза при планировании и управлении погодозависимой деятельностью.

Выражение (4) может быть также использовано и для сопоставления различных прогнозов. Сравнение величин $p_{[r,s]}^{(1)}$ и $p_{[r,s]}^{(2)}$ для различных плотностей $f_{y,w}^{(1)}$ и $f_{y,z}^{(2)}$, полученных, например, по различным прогностическим методикам, при фиксированном интервале $[r, s]$ в одних и тех же физико-географических условиях (с учетом нормировки (1)), позволяет установить более точный индивидуальный прогноз.

Для сравнения точности однотипных прогнозов в разных физико-географических условиях можно рассмотреть величину $S = p_{[r,s]} - p_{\text{клим}}$, где $p_{\text{клим}}$ – климатическая вероятность появления градации $[r, s]$. Очевидным образом величина S характеризует мастерство прогнозиста (см., например, работы [18, 19 и др.]).

ОПИСАНИЕ РАСЧЕТНЫХ АЛГОРИТМОВ

Алгоритм расчетов статистических характеристик гидрометеорологических прогнозов и фактических данных состоял в следующем: из массива прогностических данных выбираются все случаи одинаковых прогнозов и в случае, когда выборка имеет репрезентативный объем, из массива фактических данных выбирались соответствующие срочные наблюдения. Таким образом, для некоторого ряда индивидуальных прогнозов формировались выборки фактических данных, имевших место при этих прогнозах (субсеквентные данные). Прогнозы, встречающиеся достаточно редко, статистическому анализу не подвергались.

По каждой сформированной выборке субсеквентных данных определялись среднее и дисперсия, на основе которых вычислялись параметры распределения

¹ Можно показать, что в первом приближении влияние параметра a незначительно.

² Случай недифференцируемой и/или немонотонной функции G рассматривается с помощью стандартных приемов.

(3) α и b путем минимизации квадратов отклонений выборочных и модельных моментов первого и второго порядка. В качестве моды w принималось среднее значение первых максимумов частотного распределения субсеквентной выборки.

Полученные параметры α , b и w подставлялись в формулу (3), проводился анализ соответствия модельной плотности эмпирическому распределению по критерию χ^2 , и в случае обеспечения 5-процентного уровня значимости строился график ассоциированной плотности для каждого срока наблюдений. На том же графике строилась плотность индивидуального прогноза, плотность распределения которого имеет вид (3).

По формуле (3) вычислялась вероятность попадания фактических значений в прогнозируемый интервал и подсчитывалась повторяемость таких попаданий по фактическим данным в двух вариантах: при буквальном учете попадания фактических данных в прогнозируемый интервал и при учете попадания фактических данных в расширенные интервалы согласно рекомендациям [10].

Вычисленные вероятности и повторяемости усреднялись по всем выбранным индивидуальным прогнозам с целью контроля качества моделирования и анализа соответствия традиционной величины оправдываемости и модельной вероятности осуществления прогноза.

АНАЛИЗ СОВМЕСТНЫХ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОГНОЗОВ И ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

На рис. 1 представлены графики сопоставления расчетных модельных вероятностей осуществления прогнозов температуры воздуха в случаях буквальной проверки и проверки по расширенным интервалам в соответствии с рекомендациями [12].

Проверка по критерию Стьюдента показала, что во всех случаях результаты моделирования вероятностей и эмпирические повторяемости можно считать выборками из одной генеральной совокупности с очень высоким уровнем значимости (0,999). Относительное (к повторяемостям) расхождение вероятностей и эмпирических повторяемостей в целом по всем прогнозам составляет 0,4–3,9 %. Это свидетельствует о том, что модельные вероятности могут с успехом быть применены для анализа достоверности прогностических данных.

Реальные отличия модельных вероятностей и эмпирических повторяемостей обусловлены тем очевидным фактом, что эмпирические повторяемости в принципе не учитывают величину ошибки прогноза, а вычисляются исключительно по дихотомическому принципу («да/нет»). Модельные же вероятности осуществления прогнозов зависят от величины прогностических ошибок: чем больше дисперсия отклонений прогноза от фактических данных, тем вероятность осуществления ниже.

Представленные таблицы и графики позволяют увидеть, насколько сильно влияние расширения проверочного интервала на результат оценки достоверности прогнозов: при буквальной проверке вероятности осуществления прогнозов колеблются в пределах 0,29–0,52 (прогноз на день) и 0,15–0,55 (прогноз на ночь), в то время как по расширенным интервалам получается 0,71–0,95 (прогноз на день) и 0,68–0,93 (прогноз на ночь).

Материалы расчетов позволяют утверждать, что достоверность различных индивидуальных прогнозов температуры воздуха различна (отличие достигает 20 %), более того, достоверность одних и тех же прогнозов различна для различных сроков наблюдений фактических данных (отличие достигает 15 %).

Кроме того, из результатов расчетов можно получить ясное представление о систематических смещениях прогностических данных, которые могут быть учтены для корректировки прогнозов или для разработки дополнительных требований к прогностическим методикам.

Так, для прогноза максимальной температуры за день 10...12 °С распределение фактических значений представлено на рис. 2.

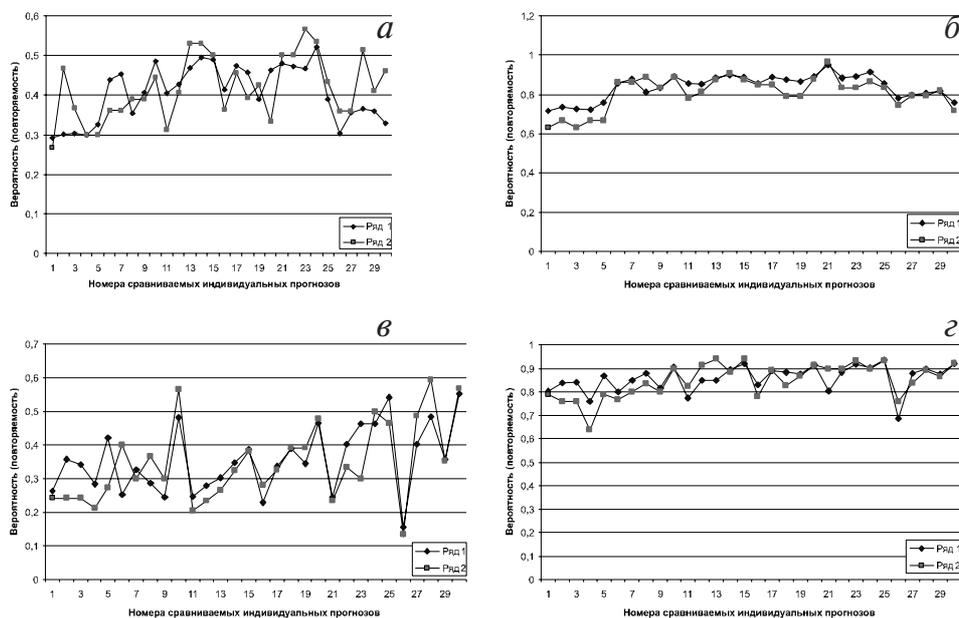


Рис. 1. Графики сопоставления модельных вероятностей и повторяемостей осуществления прогнозов температуры воздуха на день (а и б) и на ночь (в и г) в случаях буквальной проверки (а и в) и проверки по расширенным интервалам (б и г). Ряд 1 – вероятности, ряд 2 – повторяемости

Из рисунка и результатов расчетов вытекает, что мода распределения субсеквентных наблюдений сдвинута к правому краю прогностического интервала ($11,9^{\circ}\text{C}$). Следовательно, для повышения достоверности этого индивидуального прогноза можно внести поправку на 1°C (т.е. при выводе прогнозистов о том, что максимальная температура составит $10...12^{\circ}\text{C}$, надо трансформировать этот прогноз в $11...13^{\circ}\text{C}$). В любом случае, ситуации, подобные описанной, должны привлекать дополнительное внимание прогнозистов для определения причин возникновения смещений.

Аналогичное утверждение применимо и для случаев различия дисперсий. Рис. 3 показывает, что различные индивидуальные прогнозы (в разных частях диапазона прогнозируемой величины) могут обладать различными дисперсионными характеристиками достоверности. Например, прогноз $-6 \dots -4^{\circ}\text{C}$ имеет существенно боль-

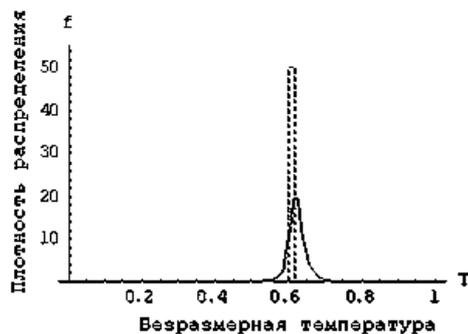


Рис. 2. Распределение фактических значений для прогноза максимальной температуры на день $10...12^{\circ}\text{C}$

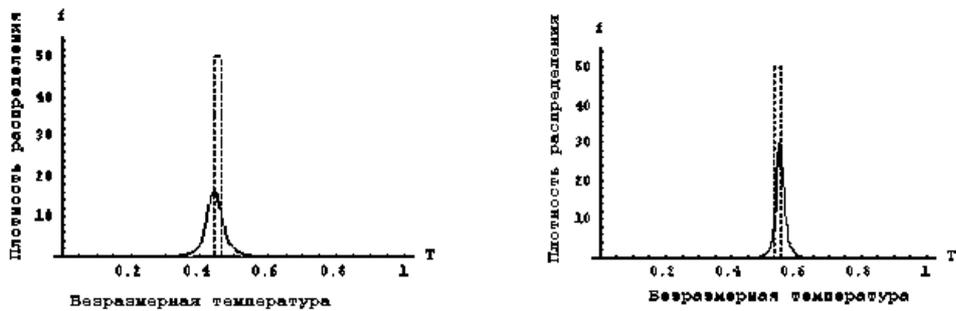


Рис. 3. Пример различий дисперсий (σ^2) ассоциированных распределений для прогноза $-6...-4$ °C ($\sigma^2 = 10,2$) и прогноза $+3...+5$ °C ($\sigma^2 = 3,06$). Пунктиром отмечены распределения декларированных прогнозов (см. формулу 6)

шую дисперсию, чем прогноз 3–5 °C. По-видимому, это обстоятельство обусловлено характером неустойчивости гидрометеорологических процессов, что требует дополнительных усилий для учета этой неустойчивости.

Перейдем к анализу прогнозов скорости ветра.

На рис. 4 представлены графики сопоставления расчетных модельных вероятностей осуществления прогнозов скорости ветра в случаях буквальной проверки и проверки по расширенным интервалам.

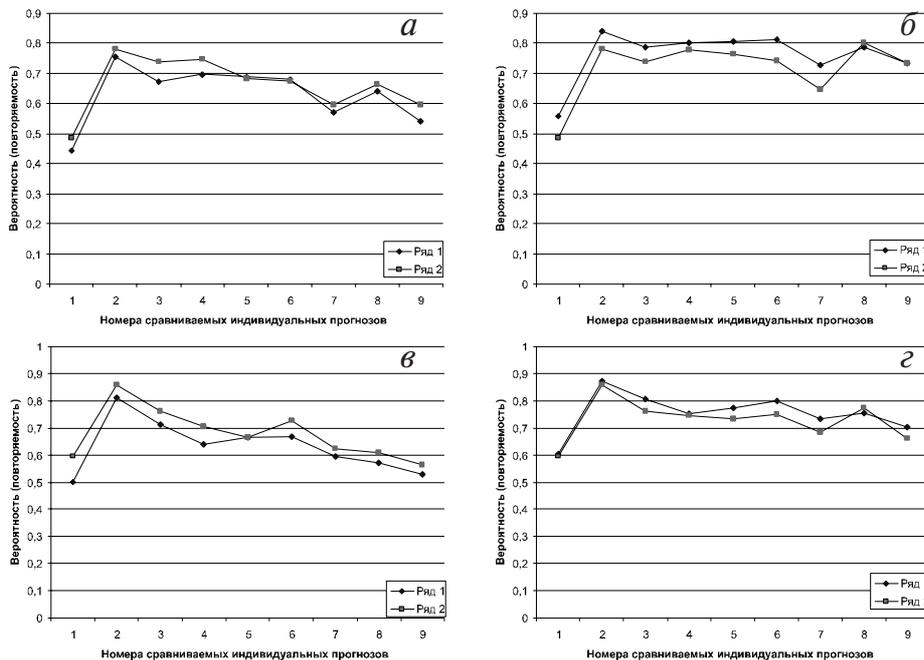


Рис. 4. Графики сопоставления модельных вероятностей и повторяемостей осуществления прогнозов скорости ветра на день (*а* и *б*) и на ночь (*в* и *г*) в случаях буквальной проверки (*а* и *в*) и проверки по расширенным интервалам (*б* и *г*). Ряд 1 – вероятности, ряд 2 – повторяемости

Проверка по критерию Стьюдента также показала, что во всех случаях результаты моделирования вероятностей и эмпирические повторяемости можно считать выборками из одной генеральной совокупности с очень высоким уровнем значимости (0,999). Относительное (к повторяемостям) расхождение вероятностей и эмпирических повторяемостей в целом по всем прогнозам составляет 3,6–6,9 %. Это свидетельствует о том, что модельные вероятности могут с успехом быть применены для анализа достоверности прогностических данных.

Расчеты также позволяют увидеть влияние расширения проверочного интервала на результат оценки достоверности прогнозов: при буквальной проверке вероятности осуществления прогнозов колеблются в пределах 0,44–0,75 (прогноз на день) и 0,5–0,81 (прогноз на ночь), в то время как по расширенным интервалам имеет место 0,55–0,7 (прогноз на день) и 0,6–0,81 (прогноз на ночь). Видно, что 10-процентное расширение проверочного интервала оказывает незначительное влияние на оценку достоверности прогнозов скорости ветра.

Так же, как и в случае прогнозов температуры, материалы расчетов позволяют утверждать, что достоверность различных индивидуальных прогнозов скорости ветра различна (отличие достигает 30 %).

Из результатов расчетов можно получить ясное представление о систематических смещениях прогностических данных, которые могут быть учтены для корректировки прогнозов или для разработки дополнительных требований к прогностическим методикам, которые наиболее очевидны для малых и больших скоростей ветра.

Так, для прогноза скорости ветра на день распределение фактических значений имеет вид (рис. 5).

Из рис. 5 и результатов расчетов вытекает, что мода распределения субсеквентных наблюдений сдвинута к правому краю прогностического интервала для прогнозов малых скоростей ветра ((а), $w = 4,85$ м/с), практически не имеет сдвига для средних градаций ((б), $w = 11,9$ м/с) и сдвинута к левому краю для высоких скоростей ветра ((в), $w = 12,9$ м/с). Следовательно, для повышения достоверности этого индивидуального прогноза можно вносить поправки для прогнозов крайних градаций. В любом случае, ситуации подобно описанной должны так же, как и в случае прогнозов температуры, привлекать дополнительное внимание прогнозистов для определения причин возникновения смещений.

Аналогичное утверждение применимо и для случаев различия дисперсий. Рис. 6 показывает, что различные индивидуальные прогнозы (в разных частях диапазона прогнозируемой величины) могут обладать различными дисперсионными характеристиками достоверности. Например, прогноз 0...5 м/с имеет почти в три раза меньшую дисперсию, чем прогноз 12...17 м/с (т.е. первый прогноз

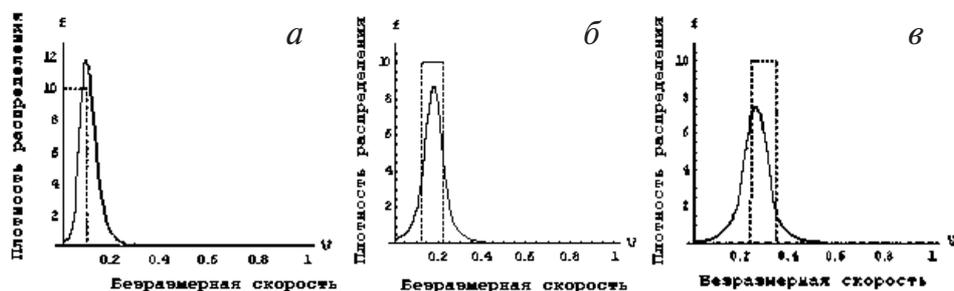


Рис. 5. Распределение фактических значений для прогнозов скорости ветра на день 0–5 м/с (а), 6–11 м/с (б) и 12–17 м/с (в). Пунктиром отмечены распределения декларированных прогнозов (см. формулу 6)

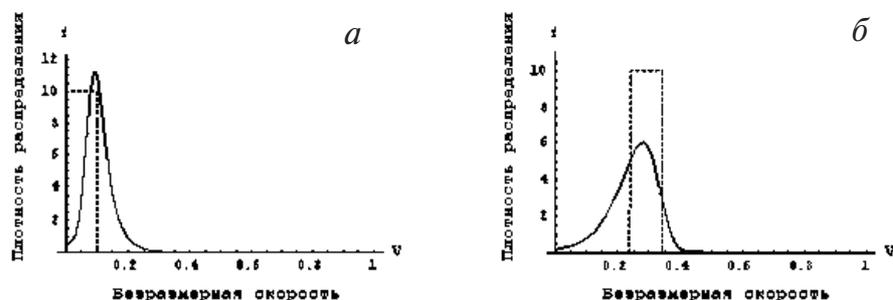


Рис. 6. Пример различий дисперсий (σ^2) ассоциированных распределений (а) для прогноза 0–5 м/с ($\sigma^2 = 4,6$) и (б) — для прогноза 12–17 м/с ($\sigma^2 = 13,9$). Пунктиром отмечены распределения декларированных прогнозов (см. формулу б)

значительно точнее второго). По-видимому, это обстоятельство также обусловлено характером неустойчивости гидрометеорологических процессов, что требует дополнительных усилий для учета этой неустойчивости.

В целом приведенные результаты показывают, что разрабатываемый аппарат позволяет проводить детальный анализ особенностей индивидуальных прогнозов, что исключено при обычной оценке оправдываемости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение отметим, что разрабатываемый дистрибутивный подход к оценке достоверности гидрометеорологических прогнозов на основе анализа совместных вероятностных распределений прогностических и фактических гидрометеорологических данных позволяет создать инструментарий для объективной оценки погрешностей индивидуальных прогнозов, дать вероятностную интерпретацию категориального прогноза, предоставляет широкие возможности для детального анализа специфических особенностей отдельных прогнозов и дает возможность сопоставления точностных характеристик прогностических данных при проверке по срочным данным, однотипных прогнозов, составленных различными прогнозистами, в т.ч. по различным методикам, анализа достоверности прогнозов различных градаций и даже, по-видимому, прогнозов различных гидрометеорологических величин (последнее утверждение предполагает проведение дополнительных исследований).

На представленных примерах показано, что прогнозы различных градаций одной и той же величины могут обладать разной степенью достоверности, причем источником погрешности служат не только смещения мод (наиболее часто встречающихся значений), но и величины отклонений фактических значений от прогнозируемых. Заметим, что последний вывод в принципе не может быть получен на основе анализа традиционной оправдываемости, поскольку оценка оправдываемости основана на дихотомическом подходе.

Дистрибутивный подход к оценке достоверности прогнозов предоставляет новые возможности для поиска путей повышения качества прогнозируемой продукции, причем как в смысле повышения точности прогнозов (в пределах естественной предсказуемости), так и в смысле предоставления потребителю прогнозов дополнительных средств для оптимизации принятия решений.

Работа выполнена в соответствии с Научной программой участия Российской Федерации в проведении Международного полярного года (2007–2008 гг.) в рамках темы 1.8.5 Плана НИОКР Росгидромета на 2007 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Владимиров В.С., Жаринов В.В.* Уравнения математической физики. М.: Наука, 1985. 400 с.
2. *Дмитриев В.Г.* Вероятностная интерпретация прогноза дат достижения морским льдом толщины 20–25 см в арктических морях // *Метеорология и гидрология*. 2004. № 9. С. 45–56.
3. *Дмитриев В.Г.* Некоторые аспекты проблемы учета неопределенности гидрометеорологической информации в практике принятия решений // *Основы теории навигационно-гидрографического и гидрометеорологического обеспечения военно-морского флота*. СПб.: Изд. ГУНиО МО РФ, 2003. 160 с.
4. *Дмитриев В.Г.* О возможности представления категорических прогнозов в вероятностной форме // *Метеорология и гидрология*. 2000. № 11. С. 31–38.
5. *Дмитриев В.Г.* Плотность распределения погрешностей прогноза непрерывных гидрометеорологических величин // *Метеорология и гидрология*. 1997. № 6. С. 33–42.
6. Наставление по службе прогнозов. Раздел 1. Служба метеорологических прогнозов. Части III, IV, V. М.: Гидрометеиздат, 1977. 48 с.
7. Наставление по службе прогнозов. Раздел 2. Служба метеорологических прогнозов. Части III, IV, V. М.: Гидрометеиздат, 1978, 54 с.
8. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Служба метеорологических прогнозов. Часть III. М.: Гидрометеиздат, 1982, 144 с.
9. *Ладыженская О.А.* Математические вопросы динамики вязкой несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1970. 288 с.
10. РД 52.88.629. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. 2002. Нормативный документ Росгидромета. 2002. 29 с.
11. *Рожков В.А.* Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Кн. 1. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 340 с.
12. *Хастингс Н. Пикок Дж.* Справочник по статистическим распределениям. М.: Статистика, 1980. 95 с.
13. *Brooks H.E., Doswell III. C.A.* A comparison of measures-oriented и distributions oriented approaches to forecast verification // *Wea. Forecasting*. 1996. Vol. 11. P. 288–303.
14. CIPM (1986), *BIMP Proc.-Verb. Com. Int. Poids et Mesures*, 54, 14, 35 (in French); Giacomo, P. (1987), *Metrologia* 24, 49–50 /Русский перевод: Руководство по выражению неопределенности измерения. СПб.: ВНИИМ им. Д.И. Менделеева, 1999. 128 с.
15. *Daan H.* Scoring Rules in Forecast Verification: WMO Programme on short-and-medium range weather prediction research, Publication Series. 1984. № 4. 84 p.
16. *DelSole T.* Predictability and Information Theory. Part I: Measures of Predictability // *J. Atmos. Sciences*. 2004. Vol. 61 (20). P. 2425–2440.
17. *Murphy A.H.* Forecast verification: its complexity and dimensionality // *Mon. Wea. Rev.* 1991. Vol. 119. P. 1590–1601.
18. *Murphy A.H.* Forecast verification // *Economic Value of Weather and Climate Forecasts*. Cambridge, Cambridge University Press, 1997. P. 19–74.
19. *Murphy A.H.* Proposed standard procedures for verification of local weather forecasts: WMO Programme on short-and-medium range weather prediction research. Publication Series, 1985. № 15. Technical document WMO/TD. №. 31.
20. *Nurmi P.* Recommendations on the verification of local weather forecasts of local weather forecasts // *ECMWF Technical Memorandum*. 2003. № 430. 19 p.
21. *Smith L.A., Roulston M.S. and Hardenerg J.* End-to-end forecasting: Towards evaluating the economic value of the Ensemble Prediction System // *ECMWF Technical Memorandum*. 2001. № 336.
22. *Stanski H.R., Wilson L.J. and Burrows W.R.* Survey of common verification methods in meteorology // *WMO World Weather Watch Technical Report*, № 8, 1989. Technical document WMO/TD, № 358.

V.G.DMITRIEV, N.V.RYBCHAK

**POTENTIAL USEFULNESS OF HYDROMETEOROLOGICAL
FORECASTS AND REAL DATA JOINT STATISTICS IN PRACTICE**

By modern point of view on the weather forecast using it is clear that forecast uncertainty should be concerned. Decision makers are need in estimations of distances between forecasts and real data and probabilistic forms of forecasting are preferred.

This paper is concerned with way to estimate an accuracy of the individual categorical forecasts within distribution-oriented conception. It was shown that categorical forecast uncertainty could be estimated as a measure of distances between distribution functions. As a measure of distances a norm in adequate function space could be taken.

Exact formulas for distribution functions and a measure of distances in interest are shown. All conclusions are based on the real daily forecast and fact data for Murmansk region (2005–2006).

ТОРНАДОПОДОБНАЯ СТРУКТУРА ПОД АЙСБЕРГОМ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Л.Г.ПИСАРЕВСКАЯ¹, В.А.ВОЛКОВ²

¹ – Русское географическое общество, Санкт-Петербург

² – Фонд «Нансен-центр», Санкт-Петербург

Для объяснения термохалинных аномалий, обнаруженных в 1995 г. в Баренцевом море на глубинах ниже осадки айсберга, авторами представлена простая модель. Она учитывает восходящие потоки талых вод и воздушных пузырьков и нисходящие потоки высвобождаемых седиментов и охлажденных окружающих вод. Модель хорошо описывает полученные данные.

1. ВВЕДЕНИЕ

Воздействие айсбергов на окружающие воды изучалось в ряде экспедиций как в Южном океане [1, 17], так и в морях Арктики [16]. В результате авторами были выработаны рекомендации по проведению гидрологических съемок вокруг айсбергов для работы на высокоточной аппаратуре. Во-первых, измерения следовало проводить не до глубины предполагаемой осадки айсберга, а до дна. Во-вторых, зондирования надо было выполнять как минимум по двум взаимно-перпендикулярным направлениям, располагая айсберг как бы в центре перекрестия. И, в-третьих, по возможности вписывать микрополигон у айсберга между узлами крупномасштабной съемки для того, чтобы легче было отделить вносимые айсбергом локальные изменения от крупномасштабных аномалий. В соответствии с вышеизложенными замечаниями в 1995 г. с борта норвежского судна «Лансе» в Баренцевом море был выполнен микрополигон вокруг айсберга из 20 STD-зондирований.

В статье приведено описание эксперимента и полученные данные, проанализирован возможный механизм возникновения зафиксированных возмущений и обсуждены полученные результаты.

2. ЭКСПЕРИМЕНТ

4 августа 1995 г. двадцать гидрологических станций было выполнено вокруг дрейфующего на чистой воде айсберга (рис. 1, фото В.А.Волкова) с первоначальными координатами 78° с.ш. 45° в.д. с целью определения возмущений, вносимых им в термохалинную структуру окружающих вод. Размеры айсберга на уровне ватерлинии составляли порядка 80–90 м, а возвышение над уровнем моря – 23 м, что дает оценку его подводной части в 125–140 м. При выполнении близкорасположенных станций (1, 2, 3 и 4) с мостика корабля было отмечено вращение айсберга против часовой стрелки (норвежское судно «Лансе» с помощью подруливающих устройств и оборудования может строго выдерживать заданные координаты). На море был полный штиль. Айсберги в этом районе обычно дрейфуют с северо-востока (с ледников Земли Франца-Иосифа) на юго-запад, что и было впоследствии подтверждено фактическим смещением обследованного айсберга.



Рис. 1. Дрейфующий на чистой воде айсберг, вокруг которого выполнялись гидрологические станции

Измерения выполнялись на судовой аппаратуре марки Neil Brown Mk IIIb STD. Пробы вод отбирались с помощью прибора General Oceanic Rosette с 2,5-литровыми Niskin-емкостями для последующей калибровки в Геофизическом институте города Берген в Норвегии. Фактически мы имели в распоряжении данные с разрешением по глубине 10 см, но в основном использовали значения с осреднением по двухметровой глубине, которые выдает стандартная программа обработки данных.

Как обычно, измерения проводились по так называемой схеме креста. Это значит, что айсберг находился в перекрестии двух взаимно-перпендикулярных гидрологических разрезов. Весь микрополигон из 20 станций от поверхности до дна (глубина около 295 м) занял по времени около 5 ч. Первые 4 зондирования выполнялись как можно ближе к каждой из 4 «стенок» айсберга — порядка 30–80 м. Затем по 4 зондирования в каждом из направлений: восток (№ 5–8), север (№ 9–12), запад (№ 13–16) и юг (№ 17–20). Расстояние от айсберга постепенно увеличивали: 0,9; 1,2; 2,2 и 5 кабельтовых, за исключением восточного направления, где последняя станция была выполнена не на 5, а на 3,1 кабельтова (1 кабельтов = 185,2 м, что дает значения 167, 222, 407 и 926 м от айсберга).

Верхний слой толщиной порядка 20 м имел температуру +2 °С. Под ним находился слой холодных зимних вод с минимумом в –1,65 °С на 100-метровой глубине, ниже температура медленно увеличивалась до –0,3 °С. Теплые воды приходят в эту часть Баренцева моря с севера, что хорошо видно на рис. 2, где приведены данные по распределению температуры и солености на разрезах север–юг и запад–восток. Нижняя граница холодного слоя в районе айсберга совпадает с его осадкой, и максимум возмущений также отмечается на этой же глубине: на расстоянии около 2 кабельтовых (около 400 м) со всех сторон айсберга — сильно неоднородные структуры. Заглубление нижней границы холодного слоя на разрезе север–юг на 100 м по изотерме –0,4 °С на расстоянии в 2 км дает основание полагать, что это явление каким-то образом может быть обусловлено процессом таяния айсберга.

Одно из наиболее бросающихся в глаза явлений — это торнадоподобное заглупление изолиний, которое без труда просматривается в распределении солёности по данным станции № 3 на разрезе север—юг на рис. 2. Контраст по солёности между станцией № 3 и девятнадцатью остальными составляет порядка 0,1 ‰ на глубинах от 160 м и до дна, усиливаясь у самого дна до 0,2 ‰. Поскольку температура практически постоянна, такой же сильный контраст должен отмечаться и в поле плотности: от 0,09 до 0,17 кг·м⁻³. То есть вода пониженной плотности вследствие какого-то процесса погружается на дно. Кроме данных со станции № 3, мы имеем подтверждение этому процессу и по данным станции № 2 — на разрезе запад—восток. Однако там это явление заметно только в большом разрешении: на рис. 3 мы привели данные для тех же разрезов, но более подробно — на глубинах 140–290 м.

Поскольку зондирования были выполнены не одновременно, мы на данном этапе не можем однозначно отделить пространственные изменения от времен-

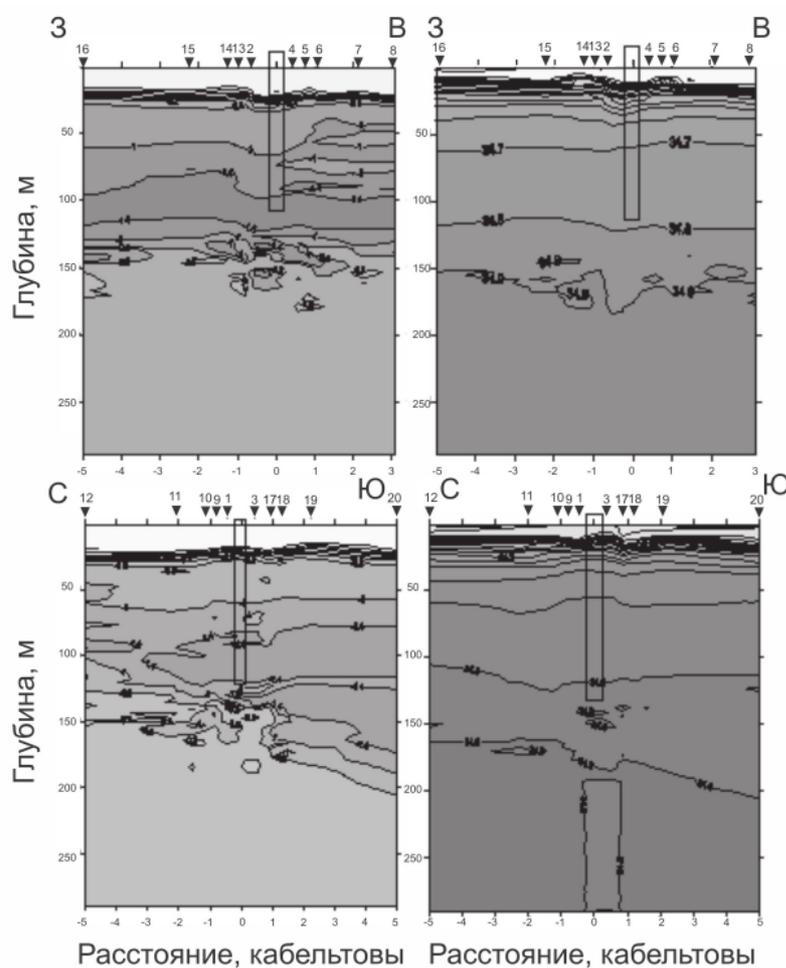


Рис. 2. Распределение температуры и солёности на разрезах запад—восток и север—юг. Положение айсберга обозначено прямоугольником, станций — треугольниками с соответствующими номерами. Изолинии проведены с интервалом 0,2 °С для температуры и 0,1 ‰ для солёности

ных. То есть можно предполагать, что сначала возмущения были выражены слабо (станция № 2 выполнена в 17:53 UTC), а затем они усилились (станция № 3 – в 18:02 UTC в тех же географических координатах). Здесь также надо отметить, что на рисунках программой экстраполяции изолинии проведены прямо под айсбергом, хотя данные отсутствуют и могут быть еще более неожиданными.

3. МЕХАНИЗМ ВОЗМУЩЕНИЙ И МОДЕЛЬ

Поскольку плотность в океанологии вычисляется по данным об электропроводности и температуре, то интересно было бы рассмотреть, что еще в принципе может увеличить плотность водной массы без влияния на эти параметры.

Хотя давно известно, что сползающие с гор ледники собирают в свой базальный слой перемолотые ими горные породы, выпадающие впоследствии в виде осадков на дно океанов, тем не менее океанологи не учитывают их эффекта в процессе вертикального перемешивания вод (к примеру, [18]). В то же время гляциологи и

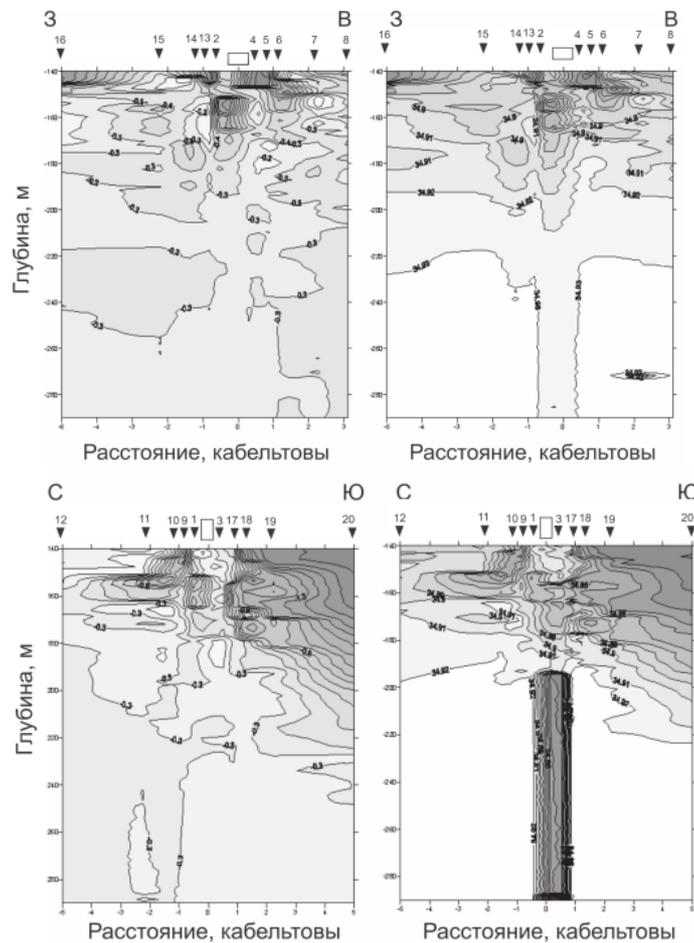


Рис. 3. Данные по распределению температуры и солёности на разрезах запад–восток и север–юг на глубинах от 140 до 290 м. Положение айсберга обозначено прямоугольником, станций – треугольниками с соответствующими номерами. Изолинии проведены с интервалом 0,1 °С для температуры и 0,01 ‰ для солёности

геологи получили много данных по осадкам, переносимым айсбергами и льдами [2], включая прямой отбор проб с загрязненных айсбергов [6], помимо просто наблюдений за ними в морях Арктики и Антарктики (см. ссылки в [3]). Явление апвеллинга вод вблизи стенки льда за счет образующихся пресных вод ими было также описано и использовано [7] для объяснения потоков с взвешенными частицами, наблюдаемых на оконечностях шельфовых ледников.

На наш взгляд, помимо хорошо известных компонент таяния льда, таких как талая вода и охлажденные окружающие воды, необходимо учитывать еще две составляющие, а именно, высвобождаемые при таянии льда воздушные пузырьки и твердые включения горных пород, которые в некоторых слоях некоторых айсбергов могут составлять до 15 % и 50 % от объема льда.

В предлагаемой нами модели мы рассмотрим точечный источник на уровне осадки айсберга, одновременно инициирующий два независимых потока плавучести. Положительная плавучесть, направленная вверх к поверхности океана, обуславливается количеством образующейся талой воды плотностью $1000 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ и выделяющихся пузырьков плотностью $1,29 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$. Отрицательная плавучесть, направленная вниз ко дну океана, обуславливается количеством охлажденных окружающих вод, соленость которых равна солености вод на уровне осадки айсберга, а температура равна температуре замерзания этих вод (с плотностью немного выше $1027 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$), и количеством высвобожденных твердых частиц горных пород со средней плотностью $2700 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$. Плотности базальтов, гранитов, известняков и многих других горных пород находятся в пределах $2500\text{--}3200 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$.

На этом этапе мы не учитываем ни размеров твердых частиц (а именно, доли алевритовой, глинистой, песчаной, галечной и пр. фракций), ни скорости их осадения. Также мы не рассматриваем возможности захвата некоторых частиц восходящим потоком талых вод, что в свое время изучалось экспериментально [5], и седиментационную вуаль, образуемую выпадающими вниз частицами, ниже вновь вовлекающимися в восходящий поток, что значительно увеличивает концентрацию частиц в очень узком слое. Мы не учитываем ни вертикального ускорения восходящего потока вследствие добавляющихся вдоль стенки талых вод и пузырьков, ни эффекта Кориолиса в силу одномерного подхода. Аналогично тому, как решена подобная задача для пузырьковой струи в стратифицированных водах [12], мы считаем, что когда восходящий/нисходящий поток в стратифицированной жидкости достигает своего уровня нейтральной плавучести, то вся вовлеченная жидкость сбрасывается в сторону, а пузырьки/твердые включения продолжают свой путь вверх/вниз и вовлекают новые порции окружающих вод. Этот упрощенный подход даст нам возможность получить численные оценки максимальной высоты/глубины, достигаемой восходящей/нисходящей струей в стратифицированной жидкости, как функции плавучести и степени стратификации окружающих вод, значений потоков смешанных вод и горизонтального компенсационного потока как суммы восходящего и нисходящего потоков.

Будем вычислять скорость таяния льда в соответствии с хорошо известным уравнением [20]:

$$R = 6,74 \cdot 10^{-6} \nu^{0,8} Td / L^{0,2}.$$

Здесь ν – скорость окружающих вод относительно ледовой стенки (мы не учитываем того, что для айсберга при полном штиле такая скорость будет определяться скорее скоростью подъема плавучей струи, чем фоновыми течениями); Td – разность температуры окружающих вод и температуры замерзания вод с той же соленостью; L – длина ледовой стенки. Взяв значения из диапазонов $0,05\text{--}0,10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для ν , $2\text{--}5 \text{ }^\circ\text{C}$ для Td , и $100\text{--}500 \text{ м}$ для L , мы получим для скоростей таяния диапазон от $3,5 \cdot 10^{-7}$ до $2,1 \cdot 10^{-6} \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Объем талого льда мы получим при умножении подводной ледовой поверхности на скорость таяния, пренебрегая другими известными [21] механизмами естественного разрушения айсберга типа разрушения за счет волн на ватерлинии, которые могут порой обуславливать преимущественный объем потерь [8, 19]. Для типичного арктического айсберга размерами порядка 100×100 м на уровне ватерлинии с осадкой порядка 100 метров площадь подводной поверхности будет $5 \cdot 10^4 \text{ м}^2$. Для айсберга размерами порядка 500×500 м на уровне ватерлинии и осадкой порядка 250 м, более характерного для Южного океана, – $7,5 \cdot 10^5 \text{ м}^2$. То есть для типичного арктического айсберга объем растаявшего льда будет порядка $2,5 \cdot 10^{-2} - 1,1 \cdot 10^{-1} \text{ м}^3/\text{с}$, для антарктического – $0,26 - 1,1 \text{ м}^3/\text{с}$.

Приняв содержание пузырьков в объеме льда в 1 % и 1 % твердых частиц, мы сможем определить потоки этих составляющих, полагая, что остальные 98 % льда с плотностью $910 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ перейдут в талую воду. На основе этого мы затем сможем рассчитать количество окружающих вод, которые надо охладить до их точки замерзания для того, чтобы поднять температуру льда до точки плавления, то есть от -17 до $0 \text{ }^\circ\text{C}$, а затем чтобы его растопить. Мы взяли следующую аппроксимацию $M_{\text{сав}} = 86,6n/Td$, где $M_{\text{сав}}$ – масса охлажденных до точки замерзания при солёности на уровне осадки айсберга вод, n – масса растаявшего льда, Td – разность температуры окружающих вод и температуры замерзания вод с той же солёность (для наших условий – около $-1,85 \text{ }^\circ\text{C}$).

Для расчета начальной плавучести мы воспользуемся следующей формулой:

$$B = Qg(a - b)/a.$$

Здесь B – поток плавучести ($\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3}$), Q – поток объема ($\text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$) плавучей субстанции, g – ускорение силы тяжести ($\text{м} \cdot \text{с}^{-2}$), a – плотность окружающих вод ($1027 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$), а b – плотность плавучей субстанции. Значение выражения $(a-b)/a$ для воздушных пузырьков полагаем равным $0,9987$, для талых вод – $0,0263$, для твердых включений горных пород – $1,629$ и для охлажденных талых вод – $4 \cdot 10^{-4}$. Поднимающиеся пузырьки будут увеличиваться в объеме вследствие уменьшения давления, что мы учтем множителем 5 для айсбергов с осадкой 100 м и множителем 12 для осадки 250 м . Результаты расчетов приведены в табл. 1.

Степень стратификации морских вод обычно характеризуют частотой Вэйсяля–Брента: для арктических морей она составляет порядка 10^{-2} с^{-1} в верхних 100 м и 10^{-3} с^{-1} на больших глубинах. Для антарктических вод, соответственно, $5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ и 10^{-4} с^{-1} . Для оценок параметров явления воспользуемся следующими формулами [9].

$$h_{\text{max}_p} = 3,8 \sqrt[4]{\frac{B}{N^3}}; \quad h_{\text{max}_l} = 2,8 \frac{\sqrt[3]{B}}{N}.$$

Здесь p – точечный источник (айсберг), l – линейный (оконечность ледника), B – плавучесть ($\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3}$) для точечного, ($\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3} \cdot \text{м}^{-1}$) для линейного, N – частота Вэйсяля–Брента (с^{-1}), h_{max} – максимальная высота/глубина (м), достигаемая восходящей/нисходящей струей в стратифицированной жидкости.

Таблица 1

Рассчитанные диапазоны потоков плавучести для айсбергов

Компонента	Поток плавучести для небольших (арктических) айсбергов, $\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3}$		Поток плавучести для больших (антарктических) айсбергов, $\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3}$	
	мин.	макс.	мин.	макс.
Пузырьки	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^0$
Талые воды	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$5,9 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$
Твердые частицы	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$
Охлажденные окружающие воды	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-2}$

Также мы считаем возможным воспользоваться приведенными там же формулами для расчета скорости подъема, радиуса и потока объема в плавучей струе:

$$\omega_p = 3,85 \left(\frac{B}{z} \right)^{1/3}; \quad w_l = 1,66 B^{1/3};$$

$$b_p/z = 0,100; \quad b_l/z = 0,116;$$

$$m_p = 0,14 B^{1/3} z^{5/3}; \quad m_l = 0,34 B^{1/3} z.$$

Здесь ω ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) – скорость подъема по центру струи, b – эффективный радиус (м), z – расстояние по оси струи (м), m – объем вод, вовлеченных в плавучую струю ($\text{м}^3\cdot\text{с}^{-1}$).

Несмотря на то, что это справедливо только для нестратифицированных вод, тем не менее мы сможем получить порядок величин, взяв данные из табл. 1. Так, скорости подъема или опускания вод будут выражаться десятками сантиметров в секунду, «радиус» струи на расстоянии 100–250 м от осадки айсберга – порядка 10–25 м, что означает практическую невозможность получения информации с борта обычного корабля.

На рис. 4 показана функция максимального проникновения (смещения) струи в стратифицированной жидкости в зависимости от ее потока плавучести. На рис. 5 приведен поток объема вовлеченных вод в зависимости от значений первоначального потока плавучести, рассчитанный по формулам для нестратифицированной жидкости, куда подставлены значения максимального проникновения h_{max} . На этой стадии мы считаем такой вариант хорошей аппроксимацией. Таким образом, рассчитав значения положительной и отрицательной плавучести, мы можем получить оценки разнонаправленных потоков, а их сумма послужит оценкой компенсационного притока внешних вод на уровне осадки айсберга. Такую же методику расчета можно применять и к отдельным ледяным полям, переносящим включения горных пород и имеющих, как правило, до 6–8 % от своего объема еще и воздушных пузырьков. Модификация на случай линейного источника плавучести (то есть на единицу длины тающего края льда) даст нам формулы для окончательностей шельфовых ледников и консолидированного края зоны льдов.

Поскольку исследованный нами айсберг вписывается в разряд небольших (арктических) айсбергов, то воспользуемся данными первых двух колонок табл. 1.

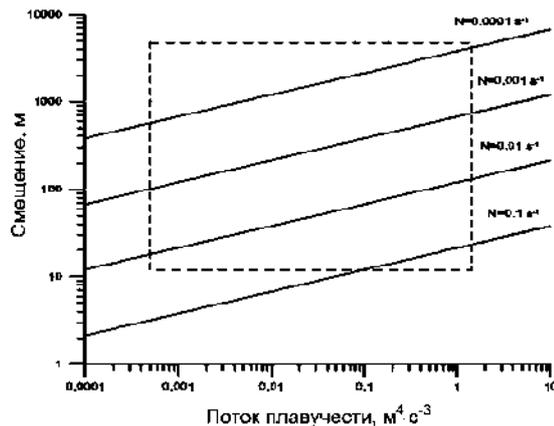


Рис. 4. Численные оценки максимального смещения смеси как функции потока плавучести и степени стратификации окружающих вод. Штриховой линией ограничена область типичных параметров высокоширотных морей.

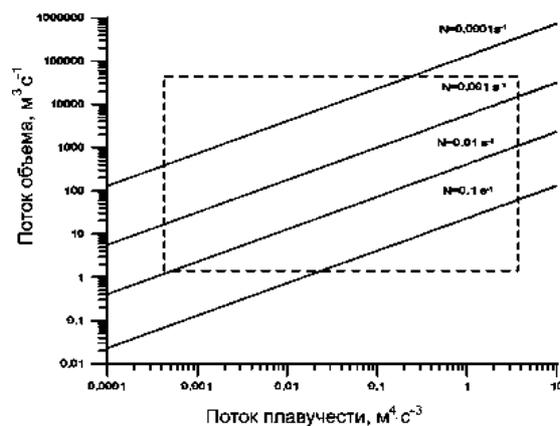


Рис. 5. Численные оценки значений потоков объемов смешанных вод для расстояния максимального проникновения как функции потока плавучести и степени стратификации окружающих вод. Штриховой линией ограничена область типичных параметров высокоширотных морей

Рассчитанная нами по данным с «Лансе» частота Вайсяля–Брента для глубин 0–125 м составила $1,3 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ и для глубин 125–295 м — $1,8 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Расчеты расстояния максимального проникновения дают для восходящей струи значения в диапазоне 36–53 м, для нисходящей — 131–174 м, отсчитывая от осадки айсберга. Это можно интерпретировать следующим образом: максимальный вертикальный размер ступенек, или интрузий, от 140 м вверх должен быть 36–53 м, а от 140 м вниз струя должна опускаться практически до дна (до 271–313 м). Это хорошо соответствует полученным данным.

Предположив, что содержание твердых включений составляет не 1 % а 10 % от объема льда, мы получим более сильную составляющую отрицательной плавучести и меньшую — положительной с соответствующими изменениями оценок. Если мы дальше разделим твердые включения по фракциям в их типичных встречающихся пропорциях: гравийно-галечная (42,9 %), песчаная (36,4 %) и алевритово-глинистая (20,4 %), то струя с тяжелой фракцией все равно дойдет до дна прямо под айсбергом. Рассеивающаяся алевритово-глинистая фракция с малыми скоростями оседания, согласно расчету, опустится где-то на 84–117 м. После этого смесь будет распространяться на уровне нейтральной плавучести в кильватерном следе айсберга, а твердые частицы постепенно выпадать на дно. Это вполне соответствует современным представлениям геологов о процессах разгрузки вещества из льдов: «Наиболее крупный материал из шлейфов (осадочного вещества в воде в тыловых частях дрейфующих айсбергов) выпадает без отклонений по вертикали от мест таяния, а более тонкий — рассеивается на значительных площадях» [2].

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Фактически эта система из двух вертикально расходящихся потоков с горизонтальным компенсационным подтекающим на уровне осадки тающего ледяного блока была давно отмечена исследователями и в лабораторных опытах [10, 14, 15], и непосредственно по океанологическим данным [13]. Странное повышение температуры поверхностного слоя вод с приближением к свободно дрейфующим айсбергам Северной Атлантики в свое время Барнс [4] совершенно правильно объяснил конвергенцией поверхностных вод над зоной погружения у айсберга. К сожалению, распределения температуры и солености с глубиной вокруг айсберга тогда

получить не представлялось возможным, поэтому этому явлению не уделили в свое время должного внимания.

На наш взгляд, можно предложить следующее объяснение: поскольку имеются два независимых потока, то в случае сильного потока, направленного вниз, и слабого — вверх суммарный эффект выразится в возникновении общей зоны стока. Либо — другое возможное объяснение: некоторая часть твердых включений сначала вовлекается в восходящий поток, а затем оседает вокруг айсберга, выпадая из растекающейся по горизонтали массы поднятой к поверхности моря воды. При этом они увлекают в нисходящее движение поверхностные воды, так что по направлению к такому айсбергу будут стягиваться теплые поверхностные морские воды.

Данные, полученные на борту судна «Лансе», дают возможность утверждать, что явление глубокой конвекции может не только запускаться с поверхности океана при мощном выхолаживании в атмосфере, когда поверхностные воды «вдруг» увеличивают свою плотность [11]. Оно может быть также обусловлено выпадением твердых частиц горных пород при таянии айсбергов и морских льдов, которые дают своеобразную невидимую компоненту глубокой конвекции открытого океана. Приповерхностные холодные воды, увлекаемые твердыми частицами, могут эффективно смешиваться с нижележащими теплыми и солеными атлантическими водами океана в пропорциях, определяемых текущей ледовой седиментационной нагрузкой и термохалинной стратификацией района. Таким образом, холодные вертикальные структуры, найденные океанологами [18] на глубинах ниже сезонного пикноклина, могут вполне являться следствием бурного таяния группы упомянутых ими айсбергов с высоким содержанием седиментов. Согласно имеющимся оценкам [2], годовое изменение объема только арктических морских льдов составляет 9000 км^3 , так что в год они высвобождают 450 млн т твердых включений. Ежегодно в Мировой океан поставляется с тальми водами от ледников 1400 млн т твердого вещества и с айсбергами — 1500 млн т. Потенциальная энергия этого вещества, опускающегося на глубины 2500–3000 м, до сих пор никак не учитываемая в океанологии, нуждается в тщательной оценке по времени и месту реализации.

5. ВЫВОДЫ

Впервые получены данные, убедительно показывающие, что айсберг способен заметно изменять термохалинную стратификацию на глубинах не только выше, но и много ниже своей осадки (вплоть до дна), пусть даже в строго локальной зоне. В качестве механизма подобных возмущений предложено рассмотреть седиментационную составляющую, которая в базальном слое некоторых айсбергов, по имеющимся данным, может составлять до 50 % по объему. В процессе вытравивания твердые частицы в широком диапазоне размеров — от нескольких сантиметров до микрон — опускаются на дно, вовлекая в нисходящее движение и окружающие воды. Разработана простая модель — с двойным источником плавучести на уровне осадки айсберга, позволяющая рассчитывать максимальное вертикальное смещение плавучей струи и объемы вовлекаемых вод в зависимости от размеров айсберга и текущей термохалинной стратификации. Полученные данные полностью описываются предложенной моделью.

Мы приходим к выводу, что в поисках ключа к пониманию резких климатических изменений нам необходимо пересмотреть возможную роль морских льдов и наземного оледенения в развитии системы течений Мирового океана.

Объединяя базы знаний по метеорологии и океанологии, мы сможем провести нужные обеим наукам аналогии. Так, до настоящего момента в теории торнадо-генезиса совершенно не учитывается возможность концентрированного высвобождения при определенных условиях твердой составляющей (песка, пыли), переносимой с воздушными массами, а при гидрологической съемке вблизи айсберга не

учитывается возможность существования резкой асимметрии в распределении существующих восходящих и нисходящих движений, как это бывает у торнадо.

Приведенные данные были получены под эгидой российско-норвежской океанографической программы во время экспедиции 1995 г. в Баренцево море. Авторы выражают благодарность всем участникам рейса на норвежском судне «Лансе» и персонально начальнику экспедиции Торгни Винье (Torgny Vinje). Один из авторов (Писаревская Л.Г.) в 1997 г. получил поддержку от Норвежского исследовательского совета на проведение подробного анализа этих данных в Геофизическом институте г. Бергена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко П.А. Роль айсбергов в ледовом и термическом балансе прибрежных антарктических вод // Проблемы Арктики и Антарктики. 1960. № 2. С. 17–22.
2. Луцицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 447 с.
3. Anderson J.B., Domack E.W., Kurtz D.D. Observations of Sediment-laden Icebergs in Implications To Glacial Erosion and Transport // J. of Glaciology. 1980. Vol. 25. № 93. P. 387–396.
4. Barnes H.T. The Rise of Temperature Associated with the Melting of Icebergs // Nature. 1912. №90(2250). P. 408–410.
5. Carey S.N., Sigurdsson H., Sparks R.S.J. Experimental Studies of Particle-Laden Plume // J. of Geophysical Research. 1988. Vol. 93. № B12. P. 15314–15328.
6. Dowdeswell J.A., Dowdeswell E.K. Debris in iceberg and rates of glacio-marine sedimentation: observations from Spitsbergen and a simple model // J. of Geology. 1989. Vol. 97. P. 221–231.
7. Dowdeswell J.A., Murray T. Modelling Rates of Sedimentation from Icebergs // Glaciomarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society of London Special Publication, 1990. P. 121–137.
8. El-Tahan M., Venkatesh S., El-Tahan H. Validation and Quantitative Assessment of the Deterioration Mechanisms of Arctic Icebergs // J. of Offshore Mechanics and Arctic Engineering. 1987. Vol.109. P. 102–107.
9. Fischer H.B., List E.J., Koh R.C.Y., Imberger I., Brooks N.H. Mixing in Inland and Coastal Waters. Academic Press, 1979. 485 p.
10. Josberger E.G., Martin S. A Laboratory and Theoretical Study of the Boundary Layer Adjacent to a Vertical Melting Ice Wall in Salt Water // J. of Fluid Mechanics. 1981. Vol. 111. P. 439–473.
11. Legg S., Marshall J. A Heton Model of the Spreading Phase of Open-Ocean Deep Convection // J. of Physical Oceanography. 1993. Vol. 23. P. 1040–1056.
12. McDougall T. J. Bubble Plume in Stratified Environments // J. of Fluid Mechanics, 1978. Vol. 85, part 4. P. 655–672.
13. Pearson D.E. Temperature, Salinity and Density Profiles Around Icebergs in the Labrador Sea, Can. Tech // Report of Hydrography and Ocean Sciences. 1986. № 73. P. 472–491.
14. Petterson O. On the Influence of Ice-melting Upon Oceanic Circulation // Geographical Journal. 1904. № 24. P. 285–333.
15. Petterson O. On the Influence of Ice-melting Upon Oceanic Circulation // Geographical Journal. 1907. № 30. P. 273–303.
16. Pisarevskaya L.G., Volkov V.A. Iceberg Induced Thermohaline Perturbations // Natural Conditions of the Kara and Barents Seas. Proceedings of the Russian-Norwegian Workshop-95. Norsk Polarinstittutt, Oslo, 1997. Rapport № 97. P. 163–166.
17. Pisarevskaya L.G., Popov I.K. Free-Drifting Icebergs and Thermohaline Structure // IAHS Proceedings of the II-nd International Symposium Glaciers-Ocean-Atmosphere Interaction, held in Leningrad, September 24–29, 1990. 1991. P. 447–454.
18. Scott J.C., Killworth P.D. Upper Ocean Structures in the South-Western Iceland Sea: A Preliminary Report // Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans. Elsevier Science, 1991. P. 107–122.

19. Venkatesh S., M. El-Tahan, P.T.Mitten. An Iceberg Deterioration Field Study and Model Simulations // Annals of Glaciology. 1985. № 6. P. 195–199.
20. Weeks W.F., Campbell W.J. Icebergs as a Fresh Water Source: an Appraisal // J. of Glaciology. 1973. Vol. 12. P. 207–233.
21. White F.M., Spaulding M.L., Gominho L. Theoretical Estimates of the Various Mechanisms Involved in Iceberg Deterioration in the Open Ocean Environment // U.S. Coast Guard Research and Development Rep., 1980. CG-D-62-80: 126 p.

L.G.PISAREVSKAYA, V.A.VOLKOV

TORNADO-LIKE STRUCTURE UNDER THE ICEBERG IN THE BARENTS SEA

To explain thermohaline anomalies discovered in 1995 in the Barents sea at the depths below the iceberg draft the authors present a simple model. It considers upward fluxes of melt water and air bubbles and downward fluxes of released sediments and cooled ambient water. The model describes well the obtained data.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ В 52-й РАЭ

С.М.САКЕРИН¹, Д.М.КАБАНОВ¹, В.С.КОЗЛОВ¹, М.В.ПАНЧЕНКО¹,
В.В.ПОЛЬКИН¹, А.Б.ТИХОМИРОВ¹, Н.И.ВЛАСОВ², В.Ф.РАДИОНОВ³,
А.В.СМИРНОВ⁴, Б.Н.ХОЛБЕН⁴, И.А.СЛУЦКЕР⁴, Л.П.ГОЛОБОКОВА⁵

¹ – Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск

² – НПО «Тайфун», Обнинск

³ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

⁴ – Центр космических полетов Годдарда, НАСА (США)

⁵ – Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

Рассматриваются результаты исследований в 52-й Российской антарктической экспедиции характеристик атмосферного аэрозоля: счетной концентрации и ионного состава растворимой фракции аэрозоля, массового содержания аэрозоля и микрокристаллического углерода («сажи») в приводном слое атмосферы, а также аэрозольной оптической толщины (АОТ) и общего влагосодержания атмосферы. Приводятся статистические данные аэрозольных характеристик для четырех районов исследований. Максимальные значения всех характеристик были зарегистрированы в районе северного пассата, наиболее низкие – вблизи побережья Антарктиды. Средние значения характеристик вблизи российских антарктических станций: АОТ атмосферы (0,5 мкм) – 0,029; влагосодержание – 0,39 г/см²; массовое содержание аэрозоля – 2,1 мкг·м⁻³; массовое содержание «сажи» – 0,01 мкг·м⁻³.

Отмечается, что в пространственном распределении АОТ, массового содержания аэрозоля и «сажи» в Южном полушарии наблюдается широтная зависимость – убывание значений от экватора к побережью Антарктиды. Для двух районов (Южный океан и Антарктида) проводится сопоставление АОТ атмосферы, измеренных в 52-й РАЭ, с данными других исследований и отмечается хорошее согласие результатов.

Приводятся статистические характеристики химического состава приводного аэрозоля в атмосфере Южной Атлантики. Средние значения концентрации ионов растворимой фракции аэрозоля составили: Na⁺ – 3,03; Cl⁻ – 6,03; K⁺ – 0,183; Mg²⁺ – 0,212; Ca²⁺ – 0,31; SO₄²⁻ – 1,77; NO₃⁻ – 0,357; NH₄⁺ – 0,817; Br⁻ – 2,183 мкг·м⁻³.

ВВЕДЕНИЕ

Аэрозоль, как известно, играет важную роль в радиационно-климатических процессах. В условиях сегодняшнего внимания к проблеме климатических изменений необходимо получение экспериментальных данных о физико-химическом составе и вариациях аэрозоля в различных регионах планеты. Особое значение имеют относительно редкие исследования в наиболее чистых районах, таких как Антарктида и Южный океан, которые удалены от основных источников генерации природного и антропогенного аэрозоля. Данные, полученные в указанных районах, позволяют оценить свойства и тенденции изменения фонового аэрозоля.

Измерения аэрозольных характеристик в атмосфере Южной Атлантики были начаты нами в 19-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» [2, 6] и продолжены в 51-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) [7]. В настоящей работе приводятся результаты нового цикла аэрозольных экспериментов, выполненных во время 52-й РАЭ (ноябрь 2006 г. – апрель 2007 г.) с борта НЭС «Академик Федоров». Маршрут рейса проходил по Атлантическому океану (Санкт-Петербург – Кейптаун), затем по Южному океану с подходом к антарктическим станциям Молодежная, Прогресс, Мирный. В этот период (до 31 декабря 2007 г.) с борта судна проводились измерения комплекса интегральных (вся атмосфера) и локальных (приводный слой) характеристик:

- 1) аэрозольная оптическая толщина (АОТ) и общее влагосодержание атмосферы;
- 2) химический, дисперсный состав (счетная концентрация) аэрозоля, массовое содержание в аэрозоле микрокристаллического углерода («сажи»).

На втором этапе эксперименты были разделены: 1) измерения характеристик приводного аэрозоля продолжились на НЭС «Академик Федоров» до 2 февраля 2007 г. – во время перехода по маршруту Мирный – Кейптаун; 2) наблюдения АОТ атмосферы проводились сначала на станции Мирный (январь–март), затем с борта судна – на обратном пути экспедиции по Южному и Атлантическому океану (март–апрель 2007 г.).

1. АЭРОЗОЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА АТМОСФЕРЫ

Спектральные АОТ и влагосодержание атмосферы W определялись по результатам фотометрирования прямого солнечного излучения (метод прозрачности) в нескольких спектральных участках. В измерениях использовался малогабаритный солнечный фотометр Microtops II [9] в комплекте с измерителем координат – приемником GPS-12. Основные характеристики Microtops II: угол поля зрения $2,5^\circ$; максимумы полос пропускания светофильтров – 0,34; 0,44; 0,67; 0,87; 0,94 мкм; погрешность измерений 1 %. Перед началом экспедиции фотометр Microtops калибровался в GSFC/NASA путем сравнения с фотометром CE-318. Вычисление АОТ и влагосодержания атмосферы выполнялось по стандартным методикам, принятым для глобальной аэрозольной сети AERONET [11]. В частности, влагосодержание атмосферы рассчитывалось по данным измерений солнечной радиации в каналах 0,94 мкм (полоса поглощения водяного пара) и 0,87 мкм.

Фотометрические наблюдения осуществлялись короткими сериями (5–15 замеров), в ситуациях, когда Солнце было открыто от облачности. Для анализа полученных данных использовались средние за час и средние за день значения АОТ атмосферы – τ_λ^a . Для удобства сравнения с результатами других авторов, путем интерполяции данных дополнительно были рассчитаны значения АОТ в области 0,5 мкм – $\tau_{0,5}^*$.

Изменение АОТ по маршруту рейса (рис. 1 а) имеет достаточно большой диапазон – в нем отразились как региональные особенности аэрозольного замутнения, так и временные вариации. Как и следовало ожидать, наибольшие аэрозольные замутнения атмосферы наблюдались в зоне северного пассата (выносы пыли из Сахары). Максимальные значения АОТ в этом районе составили 0,65. Атмосфера Южного полушария в целом отличается более высокой прозрачностью – максимальная величина АОТ не превышала 0,2.

Схожий (с АОТ атмосферы) вид имеет характер изменения влагосодержания атмосферы, но максимальные значения $W = 5–5,5$ г/см² наблюдаются не в пассатной, а в тропической зоне. Минимальные значения влагосодержания атмосферы – до 0,12 г/см² были зарегистрированы в Антарктиде. В целом измеренные значения влагосодержания соответствуют многолетним данным и зональному распределению влажности (см., например, [17]).

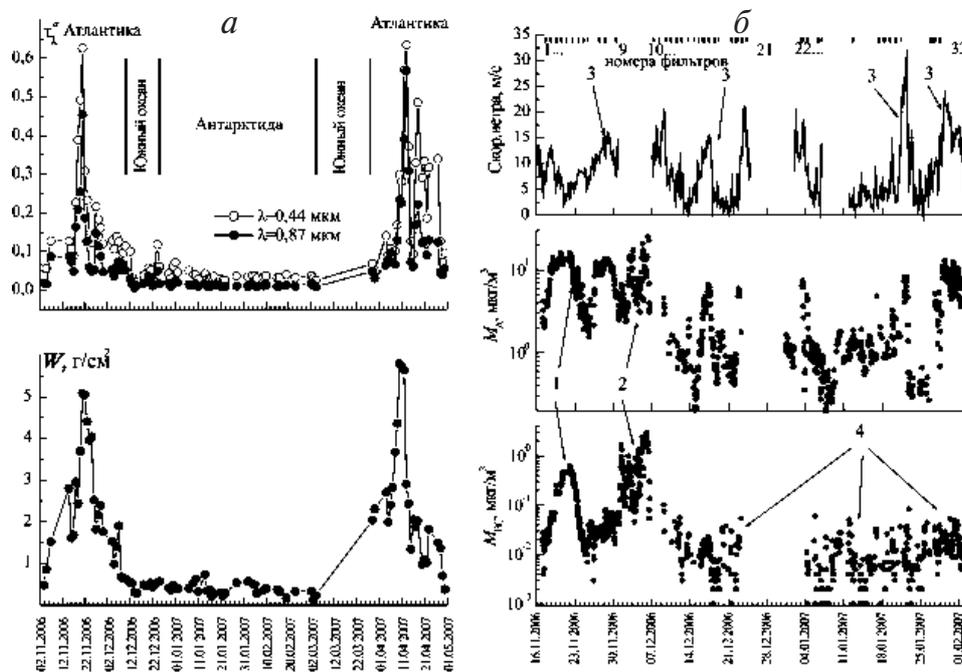


Рис. 1. Вариации исследуемых характеристик аэрозоля в период экспедиции: *a* – τ_{λ}^a и W ; *b* – M_A , M_{BC} и скорость ветра

Напомним, что на пространственное распределение АОТ над океаном оказывают влияние континентальные источники аэрозоля и господствующие циркуляции воздушных масс [1, 5, 16 и др.]. Из-за наличия пространственных неоднородностей статистику вариаций АОТ атмосферы целесообразно рассматривать в рамках отдельных районов. Для анализа результатов, полученных в Южном полушарии, были выделены следующие районы: 1) тропическая и субтропическая зона – до 36° ю.ш. (11 дней измерений); 2) средние широты Южной Атлантики – от 36° до 55° ю.ш. (4 дня); 3) Южный океан – более 55° ю.ш. (9 дней); 4) станция Мирный (32 дня). Средние характеристики АОТ и влагосодержания атмосферы для этих районов приведены в табл. 1.

Если сопоставить данные четырех районов, то в пространственном распределении отчетливо видна тенденция уменьшения аэрозольного замутнения с удалением от экватора. Например, в середине видимого диапазона спектра АОТ атмосферы уменьшается в 5 раз – от 0,147 в тропиках до 0,029 в районе ст. Мирный. Результатами измерений в 52-й РАЭ подтвердилась широтная зависимость АОТ

Таблица 1

Характеристики (среднее \pm СКО) τ_{λ}^a , и W в четырех районах южного полушария

Район	$\tau_{0,34}^a$	$\tau_{0,44}^a$	$\tau_{0,5}^a$	$\tau_{0,67}^a$	$\tau_{0,87}^a$	W , Г/см ²
Субтропическая и тропическая зона		$0,154 \pm 0,041$	$0,147 \pm 0,040$	$0,134 \pm 0,039$	$0,076 \pm 0,037$	$2,46 \pm 1,17$
Средние широты	–	$0,110 \pm 0,013$	$0,105 \pm 0,012$	$0,096 \pm 0,014$	$0,061 \pm 0,011$	$0,97 \pm 0,62$
Южный океан	$0,068 \pm 0,039$	$0,052 \pm 0,036$	$0,049 \pm 0,033$	$0,024 \pm 0,028$	$0,023 \pm 0,014$	$0,46 \pm 0,10$
Станция Мирный	$0,071 \pm 0,016$	$0,038 \pm 0,011$	$0,029 \pm 0,009$	$0,015 \pm 0,006$	$0,013 \pm 0,004$	$0,39 \pm 0,14$

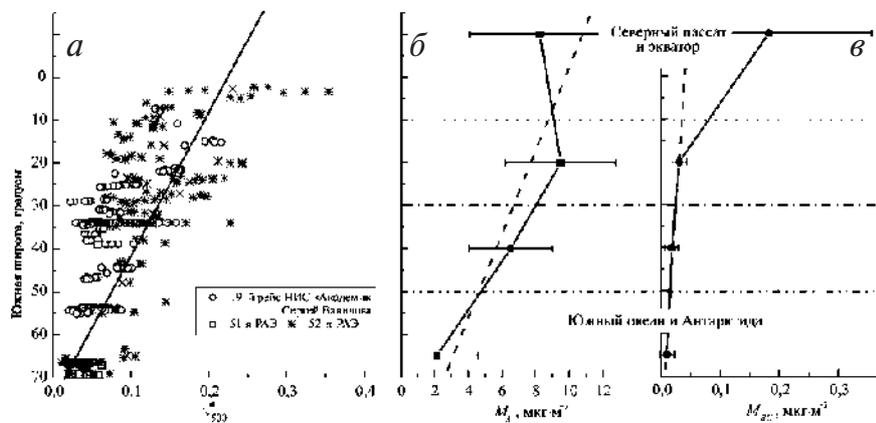


Рис. 2. Широтное изменение АОТ атмосферы (а), массовой концентрации аэрозоля (б) и «сажи» (в)

над океаном в Южном полушарии [7], обусловленная ослаблением влияния дальних переносов континентального аэрозоля, вследствие зональности переносов воздуха и уменьшения площади суши с ростом широты. Для уточнения указанной закономерности были обобщены данные трех экспедиций (19-й рейс НИС «Академик Сергей Вавилов», 51-я и 52-я РАЭ) и построены широтные распределения среднечасовых значений АОТ атмосферы (рис. 2 а).

Расчеты показали, что для модельного описания τ_{λ}^a над Южной Атлантикой может быть использована линейная зависимость от широты φ , которая для середины видимой области спектра имеет вид:

$$\tau_{0,5}^a(j) = \tau_{0,5}^a(0^\circ) - k\varphi^\circ = 0,171 - 0,0021\varphi^\circ.$$

Погрешность данной эмпирической зависимости $\tau_{\lambda}^a(\varphi)$ составляет 0,02.

Таблица 2

Средние АОТ в спектральном диапазоне 0,44–0,5 мкм в Южном океане и на ст. Мирный

Район	52-я РАЭ	Данные других экспедиций
Южный океан	$\tau_{0,5}^a = 0,049$	$\tau_{0,44}^a = 0,058$ (35–55° ю.ш.; 2004 г., [6])
		$\tau_{0,5}^a = 0,06$ (46° ю.ш.; Crouzet Isl. / AERONET, [15])
		$\tau_{0,5}^a = 0,08$ (41–51° ю.ш.; 1995 г., [12])
		$\tau_{0,5}^a = 0,035$ (42–67° ю.ш.; 1981 г., [10])
		$\tau_{0,439}^a = 0,097$ (до ~ 50° ю.ш.; 1981–1982 гг., [1])
		$\tau_{0,419}^a = 0,039$ (47–65° ю.ш.; 1986–1987 гг., [11])
Станция Мирный	$\tau_{0,5}^a = 0,029$	$\tau_{0,44}^a = 0,038$ (51-я РАЭ, [14]) $\tau_{450}^a = 0,040$ (1984–1985 гг., [11]) $\tau_{580}^a = 0,012 - 0,033$ (среднемесячные в декабре–феврале 1996–2000 гг., [13]) $\tau_{500}^a = 0,015$ (итальянская станция Terra Nova Bay; 2001–2002 гг., [8])

Средние значения АОТ атмосферы в двух высокоширотных районах Южного полушария были сопоставлены с данными других экспедиций (табл. 2). Из приведенных данных следует, что АОТ атмосферы в Южном океане по данным разных авторов варьируют в диапазоне 0,035–0,097, на антарктических станциях в диапазоне 0,012–0,040, а результаты, полученные в 52-й РАЭ, находятся в середине указанных диапазонов.

2. МИКРОСТРУКТУРА АЭРОЗОЛЯ В ПРИВОДНОМ СЛОЕ

Для определения характеристик аэрозоля в приводном слое атмосферы использовалась мобильная аэрозольная станция, разработанная в ИОА СО РАН, в составе:

- автоматизированного фотоэлектрического счетчика частиц (на базе серийного прибора АЗ-5) для измерений их счетной концентрации N (см^{-3});
- модифицированного нефелометра углового рассеяния (на базе прибора типа ФАН) для измерений массовой концентрации аэрозоля M_A ($\text{мкг}/\text{м}^3$);
- аэталометра для определения массовой концентрации микрокристаллического углерода M_{BC} ($\text{мкг}/\text{м}^3$).

Характеристики аэрозольной станции приведены, например, в работах [2, 7].

Всего за период экспедиции было проведено около 1000 серий измерений массовой концентрации M_A и M_{BC} в течение 78 дней. На рис. 1 б показана временная изменчивость аэрозольных характеристик в приводном слое атмосферы. Общий диапазон их изменчивости составил: по массовому содержанию аэрозоля $M_A = 0,19 - 25 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$; по массовому содержанию микрокристаллического углерода $M_{BC} = 0,001 - 2,9 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$.

Для выявления особенностей аэрозольного состава атмосферы в различных районах Атлантического океана был проведен статистический анализ данных (табл. 3) – определены средние, минимальные и максимальные значения и СКО

Таблица 3

Статистические характеристики массовой концентрации аэрозоля и микрокристаллического углерода в приводном слое атмосферы

Экспедиции, районы, периоды наблюдений			M_A , $\text{мкг}\cdot\text{м}^{-3}$	M_{BC} , $\text{мкг}\cdot\text{м}^{-3}$
52-я РАЭ (НЭС «Академик Федоров»)	Северный пассат и экватор 17.11.06–25.11.06	Среднее	8,3	0,18
		СКО	4,2	0,17
		Мин.	1,8	0,004
		Макс.	16,2	0,63
	Южная Атлантика 25.11.06–30.11.06	Среднее	9,5	0,03
		СКО	3,3	0,01
		Мин.	1,6	0,003
		Макс.	13,6	0,1
	Кейптаун 01.12.06–06.12.06	Среднее	7,2	0,6
		СКО	4,6	0,7
		Мин.	2,4	0,02
		Макс.	25,0	3,0
Южный океан 09.12.06–30.01.07	Среднее	2,1	0,01	
	СКО	2,5	0,01	
	Мин.	0,2	0,001	
	Макс.	13,0	0,1	
19-й рейс НИС «Академик Сергей Вавилов»	Северный пассат 21.10.04–25.10.04	Среднее	–	0,19
		СКО	–	0,14
	Южный океан 09.11.04–01.12.04	Среднее	–	0,04
		СКО	–	0,02

для районов, условно обозначенных: «Северный пассат и экватор»; «Южная Атлантика»; «Кейптаун»; «Южный океан».

На рис. 1 б хорошо видно существенное увеличение концентраций M_A и M_{BC} до значений 16 и 0,6 мкг·м⁻³ соответственно в период прохождения судна через зону выносов пылевого аэрозоля из Сахары (отмечено стрелками 1). Средние значения характеристик в районе Северного пассата составили $M_A = 8,3$ мкг·м⁻³ и $M_{BC} = 0,18$ мкг·м⁻³. Увеличение концентрации аэрозоля и значительные флуктуации M_A и M_{BC} наблюдались и при подходе судна к побережью Южной Африки в районе порта Кейптаун (стрелки 2).

Следует также отметить согласованное изменение массовой концентрации аэрозоля и скорости ветра в штормовых условиях (стрелки 3). Для массовой концентрации микрокристаллического углерода такой связи не наблюдается. Этот факт свидетельствует о том, что морской аэрозоль, генерируемый в штормовых ситуациях, не содержит «сажи».

Минимальное содержание аэрозоля наблюдалось в Южном океане и вблизи Антарктиды (стрелки 4). Средние значения концентраций аэрозоля и микрокристаллического углерода здесь составили 2,1 и 0,01 мкг·м⁻³ соответственно.

Для сравнения в табл. 3 представлены также результаты аналогичных исследований в 19-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» (2004 г.). Видно, что средние значения концентраций в районе Северного пассата, полученные в 2004 и в 2006 гг., хорошо согласуются между собой. Концентрация M_{BC} в Южном океане в 2004 г. несколько выше данных 52-й РАЭ. Это объясняется тем, что измерения в 19-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» проводились на широтах не более 55° ю.ш., а в период 52-й РАЭ – ближе к Антарктиде.

В пространственном распределении M_A и M_{BC} (см. рис. 2 б, в) подтвердилась отмеченная ранее [7] широтная зависимость – уменьшение концентрации аэрозоля и микрокристаллического углерода по мере продвижения от тропиков к Антарктиде. (Данные, полученные в порту Кейптаун, при анализе широтного хода были исключены.)

3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЭРОЗОЛЯ

Для исследования химического состава приводного аэрозоля проводились заборы проб воздуха на фильтры Whatman с использованием аспиратора. Последующий химический анализ аэрозольных проб заключался в определении ионного состава растворимой фракции аэрозоля с использованием методов атомной абсорбции, ионной хроматографии и колориметрии. Статистические данные о концентрациях различных ионов в составе растворимой фракции приводного аэрозоля приведены в табл. 4.

Таблица 4

Средние значения, СКО, минимальные и максимальные значения концентрации различных ионов в составе приводного аэрозоля (52-я РАЭ)

Ион	Среднее, мкг·м ⁻³	СКО, мкг·м ⁻³	Мин., мкг·м ⁻³	Макс., мкг·м ⁻³	Количество измерений
Cl ⁻	6,04	6,36	1,06	32,4	33
Na ⁺	3,03	3,54	0,341	17,9	33
Mg ²⁺	0,212	0,359	0,004	1,73	33
K ⁺	0,183	0,184	0,035	0,746	33
Ca ²⁺	0,310	0,640	0,012	3,23	26
SO ₄ ²⁻	1,77	3,12	0,341	18,2	33
NO ₃ ⁻	0,357	0,628	0,025	2,73	33
NH ₄ ⁺	0,817	0,334	0,418	2,35	33
Br ⁻	2,18	2,89	0,355	7,21	5

Сопоставление полученных данных с нашими результатами в акваториях других морей [2–4] показало, что концентрации практически всех ионов (за исключением NH_4^+ и Br^-) в Южной Атлантике существенно ниже. Прежде всего это относится к ионам морского происхождения (Na^+ , Cl^- , K^+ , Mg^{2+}) и некоторым ионам континентального происхождения (SO_4^{2-} , Ca^{2+} , NO_3^-). Так, в акватории Белого моря наблюдалось более высокое, в сравнении с Атлантикой, содержание «континентальных» ионов (SO_4^{2-} , Ca^{2+} , NO_3^- , NH_4^+). Это можно объяснить географическим положением Белого моря, которое, по существу, является внутренним и окружено континентальными источниками аэрозоля. Повышенные концентрации ионов морского происхождения (Na^+ , Cl^- , K^+ , Mg^{2+}) в Южной Атлантике по данным 19-го рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» [2, 3], скорее всего, являлись следствием более высоких значений скорости ветра и волнения морской поверхности в тот период исследований.

На рис. 3 представлено пространственное распределение суммы ионов и суммы металлов для растворимой части приводного аэрозоля. Максимальные значения концентраций сумм ионов и металлов были зарегистрированы в северной субтропической зоне. В Южном полушарии суммарные концентрации ионов и металлов в приводном слое варьируют незначительно и находятся на уровне фоновых значе-

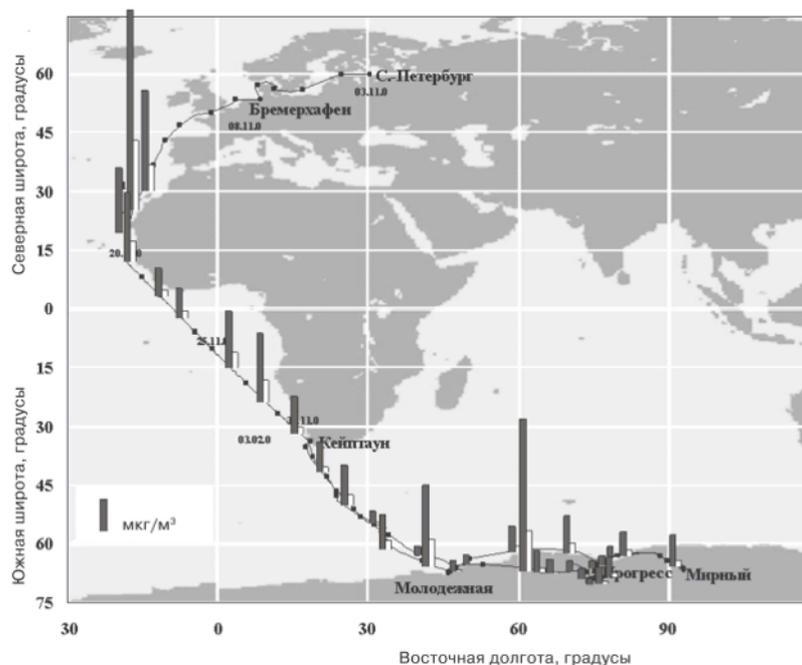


Рис. 3. Распределение по маршруту рейса суммы ионов (темные столбики) и суммы металлов (светлые столбики) для растворимой части приводного аэрозоля

ний для Мирового океана. Исключение представляют высокие значения концентраций, обнаруженные во время измерений вблизи Антарктиды между станциями Молодежная и Прогресс. Всплеск концентраций в этот период, возможно, был связан с особенностями генерации аэрозоля в штормовых условиях в зоне айсбергов.

Статья подготовлена в рамках работ по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология,

биология, экология», Подпрограмме «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» и проекта Международного полярного года 2007/08 «POLAR-AOD: a network to characterize the means, variability, and trends of the climate-forcing properties of aerosols in polar regions» («Климатообразующие свойства аэрозоля в полярных регионах: средние значения, параметры изменчивости и тренды»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ИК-области спектра. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 224 с.
2. Польшин В.В., Голобокова Л.П., Погодаева Т.В., Козлов В.С., Коробов В.Б., Лисицын А.П., Панченко М.В., Пескова М.А., Ходжер Т.В., Шевченко В.П. Состав аэрозолей приводного слоя атмосферы над Белым морем во второй половине августа 2003 и 2004 гг. // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 2. М.: Наука, 2006. С. 413–439.
3. Польшин В.В., Голобокова Л.П., Стецюра Т.Ю., Панченко М.В., Ходжер Т.В. Сравнение ионного состава аэрозольных проб в различных районах мирового океана // XIII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири»: Тезисы докладов. Томск: Изд. ИОА СО РАН, 2006. С. 5–6.
4. Польшин В.В., Панченко М.В., Голобокова Л.П. Ионный состав приводного аэрозоля Белого моря в августе 2003–2006 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 11. С. 988–1003.
5. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Пространственное распределение аэрозольной компоненты прозрачности атмосферы над Атлантическим океаном // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 2. С. 99–104.
6. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Смирнов А.В., Холбен Б.Н., Слуцкер И., Гилес Д., Копелевич О.В. Вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы в Южной Атлантике // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 1. М.: Наука, 2006. С. 127–145.
7. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Панченко М.В., Польшин В.В. О широтной зависимости и взаимосвязях характеристик аэрозоля в атмосфере Южной Атлантики // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19. № 7. С. 611–621.
8. Di Carmine C., Campanelli M., Nakajima T., Tomasi C., Vitale V. Retrievals of Antarctic aerosol characteristics using a Sun-sky radiometer during the 2001–2002 austral summer campaign // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. D13202, doi:10.1029/2004JD005280.
9. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Rem. Sens. Env. 1998. Vol. 66. № 1. P. 1–16.
10. Matsubara K., Ohata T., Kawaguchi S. Turbidity over the Indian Ocean // Proceedings of the Fifth Symposium on Polar Meteorology and Glaciology, 1983, Special Issue 29. Memoirs of the National institute of Polar Research. P. 77–84.
11. Morys M., Mims III F.M., Hagerup S., Anderson S.E., Baker A., Kia J., Walkup T. Design, calibration, and performance of MICROTOPS II handheld ozone monitor and Sun photometer // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. № D13. P. 14573–14582.
12. Quinn P.K., Bates T.S. Regional aerosol properties: Comparison of boundary layer measurements from ACE 1, ACE 2, Aerosols 99, INDOEX, ACE Asia, TARFOX and NEAQS // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. D14202, doi: 10.1029/2004JD004755.
13. Radionov V.F., Lamakin M.V., Herber A. Changes in the aerosol optical depth of the Antarctic Atmosphere // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2002. Vol. 38. № 2. P. 179–183.
14. Sakerin S.M., Smirnov A.M., Kabanov D.M., Turchinovich Yu.S., Holben B.N., Radionov V.F., Slutsker I. Ship-based aerosol optical depth measurements near Antarctica // AGU Fall Meeting, San Francisco, CA, December 11–15, 2006 (Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract A53C–0202).
15. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Smirnov A.V., Holben B.N. Aerosol optical depth of the atmosphere over ocean in the wavelength range 0,37–4 m // Int. J. Remote Sens. (2008, in press).

16. Smirnov A., Holben B.N., Kaufman Y.J., Dubovik O., Eck T.F., Slutsker I., Pietras C., Halthore R.N. Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Environments // Journal of the Atmospheric Sciences. 2002. Vol. 59. № 3. Part 1. P. 501–523.

17. Tuller S.E. World distribution of mean monthly and annual precipitable water // Monthly Weather Review. 1968. Vol. 96. № 1. P. 785–797.

S.M.SAKERIN, D.M.KABANOV, V.S.KOZLOV, M.V.PANCHENKO, V.V.POLKIN,
A.B.TIKHOMIROV, N.I.VLASOV, V.F.RADIONOV, A.V.SMIRNOV, B.N.HOLBEN,
I.A.SLUTSKER, L.P.GOLOBOKOVA

RESULTS OF THE STUDIES OF AEROSOL CHARACTERISTICS IN 52nd RAE

We consider the results of the studies in 52nd Russian Antarctic Expedition; the studied atmospheric aerosol characteristics were: the number concentration and ion composition of soluble aerosol fraction, mass content of aerosol and microcrystalline carbon («soot») in the near-water atmospheric layer, as well as aerosol optical depth (AOD) and total moisture content of the atmosphere. The statistical data of aerosol characteristics for four studied regions are presented. The maximum values for all characteristics were recorded in the region of north trade wind, and the smallest values near the Antarctic coast. The mean characteristics near Russian Antarctic stations were: 0,029 (0,5 m) for atmospheric AOD; 0,39 g/cm² for moisture content; 2,1 g·m⁻³ for aerosol mass content; and 0,01 g·m⁻³ for «soot» mass concentration.

We note that the spatial distributions of AOD and aerosol and «soot» mass concentration in the southern hemisphere show the latitudinal dependence, i.e., the decrease of the values from equator toward Antarctic coast. For two regions (South Ocean and Antarcics) we compare the atmospheric AOD, measured in the 52nd RAE, with the data of other studies and indicate good agreement of the results.

The statistical characteristics of the chemical composition of the near-water aerosol in the atmosphere of South Atlantic are presented. The mean concentrations of ions of soluble aerosol fraction were: 3,03 for Na⁺; 6,03 for Cl⁻; 0,183 for K⁺; 0,212 for Mg²⁺; 0,31 for Ca²⁺; 1,77 for SO₄²⁻; 0,357 for NO₃⁻; 0,817 for NH₄⁺; and 2,183 g·m⁻³ for Br⁻.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИЙ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА И МЕТАНА В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ НАД АТЛАНТИЧЕСКИМ ОКЕАНОМ И В АНТАРКТИДЕ

Н.Н.ПАРАМОНОВА¹, Ф.В.КАШИН², К.В.КАЗАКОВА¹, В.И.ПРИВАЛОВ¹

¹ – Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова, Санкт-Петербург

² – НПО «Тайфун», Обнинск

Представлены новые результаты измерений концентрации углекислого газа и метана над морской поверхностью в Атлантическом океане и на станциях Беллинсгаузен и Новолазаревская, выполненных в рамках Российских антарктических экспедиций в 2003–2006 гг. Выполнено их сравнение с данными предшествующих наблюдений в 1987, 2000 и 2001 гг. Результаты измерений показывают, что в Южном полушарии годовой рост концентрации CO_2 в период с 2003 по 2005 г. оставался примерно постоянным и составлял $1,9 \text{ млн}^{-1}$ в год. Это соответствует среднему глобальному росту за последнее десятилетие. В северных широтах ($20\text{--}50^\circ \text{ с.ш.}$) с 2003 по 2004 г. увеличение концентрации CO_2 для осенне-зимнего периода составило 1 млн^{-1} , а с 2004 по 2005 г. примерно 5 млн^{-1} . Концентрация метана по результатам измерений, как над поверхностью океана, так и на станции Беллинсгаузен, оставалась постоянной в период с 2003 по 2006 г. Средний годовой рост концентрации CO_2 за период с 1987 по 2006 г. по данным судовых наблюдений составил $1,59 \text{ млн}^{-1}$ в год.

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании изменений климата важной задачей является мониторинг содержания парниковых газов в атмосфере, в первую очередь углекислого газа (CO_2) и метана (CH_4). Такие наблюдения осуществляются на станциях Глобальной службы атмосферы (ГСА), число которых достигает несколько десятков. Особое значение имеют данные относящиеся к регионам, не подверженным непосредственному антропогенному загрязнению и отражающим глобальные изменения содержания CO_2 и CH_4 в атмосфере. К таким регионам можно отнести Антарктику и акватории океанов. В частности, в Антарктиде действуют несколько зарубежных станций, на которых проводятся регулярные измерения содержания CO_2 и CH_4 . Аналогичные наблюдения организованы также и в акватории Тихого океана с использованием круизных судов [8].

Регулярные российские исследования изменчивости содержания CO_2 и CH_4 в атмосфере Антарктиды и акватории Атлантического океана были начаты в 2000 г. в рамках работ Российских антарктических экспедиций (РАЭ) [3], а первые данные о широтном распределении содержания CO_2 получены в 1987 г. во время 32-й Советской антарктической экспедиции (САЭ) [1].

Методы измерения концентраций CO_2 и CH_4 в атмосфере, используемые в этих исследованиях, рекомендованы Всемирной метеорологической организацией (ВМО) [7]. Сопоставимость полученных данных с другими программами в рамках Глобальной службы атмосферы ВМО обеспечивается привязкой газоаналити-

ческой аппаратуры к единому эталону ВМО и подтверждена результатами международных сравнений.

В настоящей работе представлены результаты измерений приземных концентраций углекислого газа и метана, полученные в 2003–2006 гг., а также выполнена оценка долгосрочного изменения концентрации CO_2 на основе обобщения данных САЭ 1987 г. и РАЭ 2000–2005 гг. [1, 3].

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Данные о концентрации CO_2 и CH_4 получены по результатам анализа проб воздуха, отбор которых в предварительно вакуумированные стеклянные однократные сосуды (фляги) и их хранение проводились в соответствии с действующими в системе Росгидромета нормативными документами. Необходимым условием обеспечения качества измерений является отсутствие искажений концентрации измеряемых компонент при длительном хранении пробы воздуха во флягах. Герметичность фляг проверялась путем проверки сохранения в них вакуума в течение 2 месяцев. Отсутствие искажений в данных при длительном хранении проб (до 1 года) проверялось специальными экспериментами и подтверждено результатами программы сравнений с Метеорологической службой Канады [10], которые показали неизменность концентрации в пробах в пределах точности измерений.

Концентрации CO_2 измерялись на установке УГАН- CO_2 [2], созданной на базе недисперсионного оптико-акустического газоанализатора URAS-2T. Принцип действия газоанализатора основан на регистрации разности величин поглощенного инфракрасного излучения в измерительной и сравнительной камерах газоанализатора, через которые прокачивается анализируемый воздух и сравнительный газ. Для устранения поглощения парами водяного пара, полосы которого перекрывают всю инфракрасную область спектра, в том числе и полосы поглощения CO_2 , проводится осушение поступающего в камеры газоанализатора воздуха путем его вымораживания при температуре $-55\text{ }^\circ\text{C}$. Используемый в установке дифференциальный оптико-акустический приемник, заполненный смесью CO_2 с аргоном, обеспечивает высокую чувствительность за счет селективности поглощения излучения в камерах приемника. Высокая абсолютная точность измерений достигается за счет градуировки газоанализатора относительно рабочих газовых смесей с установленной концентрацией CO_2 . Из-за нелинейности шкалы газоанализатора использовались три рабочие смеси с концентрациями CO_2 , равными $332,30\text{ млн}^{-1}$, $362,89\text{ млн}^{-1}$ и $384,15\text{ млн}^{-1}$. При проведении измерений градуировка осуществлялась каждые 40–50 мин. Рабочие газовые смеси раз в 6 месяцев калибруются относительно лабораторных стандартов, в качестве которых используются 5 газовых смесей с концентрациями CO_2 в диапазоне от 340 до 380 млн^{-1} . Их привязка к эталону ВМО осуществлена через лабораторный стандарт Метеорологической службы Канады.

Измерения концентрации CH_4 выполнялись газохроматографическим методом на установке, созданной на базе хроматографа ЦВЕТ 500М [5]. В используемой установке разделение компонентов пробы проводится на колонке, заполненной сорбентом CARBORUS, который обеспечивает время выхода метана менее 0,5 мин. Детектирование осуществляется с помощью пламенно-ионизационного детектора (ПИД), обладающего высокой степенью линейности. Влияние посторонних примесей в воздухе устраняется за счет их полного отделения на хроматографической колонке. Высокая абсолютная точность измерений достигается за счет градуировки хроматографа относительно рабочей смеси с установленной концентрацией CH_4 . Линейный диапазон ПИД в несколько десятков раз перекрывает диапазон изменения атмосферных концентраций CH_4 [4], поэтому для градуировки хроматографа достаточно одной стандартной газовой смеси. Цикл измерений

включает регистрацию хроматограммы анализируемой пробы воздуха и хроматограммы рабочей градуировочной смеси. Концентрация метана в анализируемой пробе определялась как среднее значение из 5–6 единичных измерений. Рабочая градуировочная смесь калибровалась относительно лабораторного стандарта не реже 1 раза в мес. В качестве лабораторного стандарта использовалась газовая смесь с концентрацией метана 2025 млрд⁻¹, имеющая привязку к эталону ВМО через лабораторный стандарт Гейдельбергского университета Германии.

Согласно результатам аттестации используемых установок во Всесоюзном научно-исследовательском институте метрологии им. Д.И. Менделеева относительная погрешность измерений не превышает 0,3 % при измерениях концентрации CO₂ и 0,2 % при измерениях концентрации CH₄.

СОПОСТАВИМОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Важным условием эффективности программы мониторинга парниковых газов является обеспечение сопоставимости получаемых данных с данными других исследовательских лабораторий. Это достигается за счет привязки лабораторных газовых стандартов к единому эталону ВМО (NOAA/ESRL/GMD). Проверка фактической сопоставимости данных выполнена в рамках проекта европейского союза MethMonitEur путем измерений разными лабораториями концентраций CO₂ и CH₄ в «путешествующих» газовых стандартах. В сравнениях участвовали Институт физики Гейдельбергского университета Германии (IUP), Институт теории климата и окружающей среды Франции (LSCE), Лондонский Университет Холлоуея (RHUL), Норвежский институт исследований атмосферы (NILU), Университет горной промышленности и металлургии Польши (UMM), Главная геофизическая обсерватория (RCRSA), Финский метеорологический институт (FMI).

Результаты сравнений представлены в табл. 1 и 2, а также на сайте <http://www.gl.rhul.ac.uk/METH/MonitEur>. Они показали, что сопоставимость результатов измерений европейскими институтами (включая Главную геофизическую обсерваторию) соответствует требованиям ВМО [9] для концентрации CH₄ (± 2 млрд⁻¹), и превышает установленные для концентрации CO₂ критерии ($\pm 0,1$ млн⁻¹), составляя примерно $\pm 0,5$ млн⁻¹.

В табл. 1 и 2 использованы следующие обозначения: C – концентрация соответствующего газа, определенная в каждом институте как среднее значение в серии измерений; SKO – среднее квадратическое отклонение значения концентрации в серии измерений; N – число измерений в серии; C–C_{IUP} – отклонение значений, полученных в каждом из институтов, от результата измерений IUP.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

В ходе сезонных работ РАЭ были получены 3 серии измерений концентрации CO₂ и CH₄ в акватории Атлантического океана при следовании судна из Санкт-

Таблица 1

Сравнение результатов измерений концентрации CO₂ в «путешествующих» стандартах, выполненных разными европейскими институтами

Институт	Баллон SIB37-1		Баллон SIB5-5		Баллон SIB36-1	
	C + SKO(N)	C–C _{IUP}	C + SKO(N)	C–C _{IUP}	C + SKO(N)	C–C _{IUP}
IUP	341,90 ± 0,03 (3)		382,88 ± 0,08 (3)		403,47 ± 0,04 (3)	
LSCE	342,03 ± 0,16 (84)	0,13	383,01 ± 0,14 (84)	0,13	403,72 ± 0,19 (84)	0,25
RHUL	342,20 ± 0,16 (21)	0,30	383,57 ± 0,05 (21)	0,69	404,20 ± 0,08 (21)	0,73
UMM	341,58 ± 0,12 (42)	–0,32	382,95 ± 0,15 (46)	0,07	403,97 ± 0,15 (45)	0,50
RCRSA	341,62 ± 0,04 (4)	0,28	382,57 ± 0,02 (4)	0,31	403,36 ± 0,05 (4)	0,11

Таблица 2

Сравнение результатов измерений концентрации CH_4 в «путешествующих» стандартах, выполненных разными европейскими институтами

Институт	Баллон SIB37-1		Баллон SIB5-5		Баллон SIB36-1	
	$C \pm \text{СКО}(N)$	$C - C_{\text{тур}}$	$C \pm \text{СКО}(N)$	$C - C_{\text{тур}}$	$C \pm \text{СКО}(N)$	$C - C_{\text{тур}}$
IUP	$1768,73 \pm 0,15$ (3)	—	$1865,42 \pm 0,33$ (3)	—	$1929,13 \pm 0,71$ (3)	—
LSCE	$1768,47 \pm 0,54$ (84)	-0,26	$1865,38 \pm 0,75$ (84)	-0,04	$1928,53 \pm 0,56$ (84)	-0,60
RHUL	$1766,4 \pm 3,2$ (21)	-2,33	$1865,6 \pm 3,3$ (21)	0,18	$1930,90 \pm 3,0$ (21)	1,77
NPLU	$1767,2 \pm 7,1$ (16)	-1,53	$1864,6 \pm 7,6$ (16)	-0,82	$1926,10 \pm 11,6$ (16)	-3,03
UMM	$1768,4 \pm 3,0$ (42)	-0,33	$1867,2 \pm 4,0$ (46)	1,78	$1925,60 \pm 3,0$ (45)	-3,53
RCRSA	$1766,4 \pm 1,7$ (34)	-2,33	$1865,9 \pm 2,3$ (36)	0,48	$1930,20 \pm 2,0$ (35)	1,07
FMI	$1769,5 \pm 2,0$ (6)	0,77	$1866,7 \pm 2,0$ (6)	1,28	$1928,50 \pm 2,0$ (6)	-0,63

Петербурга в Антарктиду (с 17 ноября по 25 декабря 2003 г., с 4 ноября по 4 декабря 2004 г. и с 21 ноября по 20 декабря 2005 г.), а также на обратном пути судна 1 и 3 февраля 2006 г. Отбор проб осуществлялся одновременно в две фляги, что увеличивает надежность данных. В дальнейшем были использованы только те результаты анализа проб воздуха, которые удовлетворяли требованиям, предъявляемым при таких измерениях (описаны в [10]).

Результаты этих серий наблюдений, характеризующие широтный ход концентраций CO_2 и CH_4 в акватории Атлантического океана для осенне-зимнего периода в 2003–2006 гг., представлены на рис. 1 и 2. На этих же рисунках для сравнения приведены данные измерений на станциях ГСА (табл. 3), располагающихся в полярных областях и в районе Атлантики, и опорные значения концентраций CO_2 и CH_4 в пограничном слое над морской поверхностью (MBL-marine boundary layer concentration) [8], определенные для соответствующего месяца измерения с учетом изменения широты места наблюдений. Матрица опорных значений построена на базе результатов измерений и разработанной процедуры распространения и интеграции данных [6].

Рис. 1 демонстрирует существенную широтную изменчивость концентрации CO_2 и ее возрастание от года к году. В Южном полушарии приросты концентраций за 2003–2004 гг. и в последующий интервал 2004–2005 гг. составили 2,3 и 1,8 млн⁻¹, что в среднем соответствует средней глобальной скорости роста за последнее десятилетие [11]. В Северном полушарии межгодовой рост изменился от 1 млн⁻¹ в 2003–2004 гг. до 5 млн⁻¹ в 2004–2005 гг. Результаты измерений в основном согласуются с данными станций ГСА и MBL, но в ноябре–декабре 2005 г. широтный градиент

Таблица 3

Станции ГСА, результаты наблюдений на которых использованы для сравнения

Станция	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м
Zeppelin	78,90° с.ш.	11,88° в.д.	474
Iceland	63,25° с.ш.	20,15° з.д.	100
Azores	38,77° с.ш.	27,38° з.д.	40
Izana	28,3° с.ш.	16,48° з.д.	2360
Ascension Is.	7,92° ю.ш.	14,42° з.д.	54
Crozet Is.	46,45° ю.ш.	51,58° в.д.	120
Halley Bay	75,58° ю.ш.	26,5° з.д.	10
Syowa	69,00° ю.ш.	39,58° в.д.	11

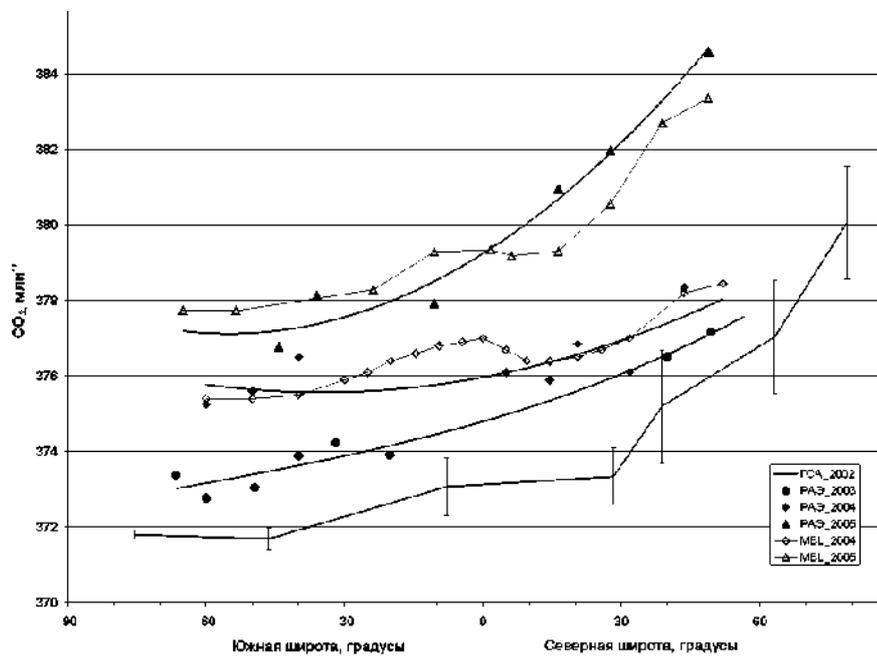


Рис. 1. Широтный ход концентрации CO_2 в осенне-зимний период по результатам измерений в 2003–2005 гг. в акватории Атлантического океана (результаты измерений аппроксимированы полиномами 3-й степени) в сравнении с данными станций ГСА и MBL. Вертикальные отрезки показывают разброс среднемесячных значений концентрации на станциях ГСА

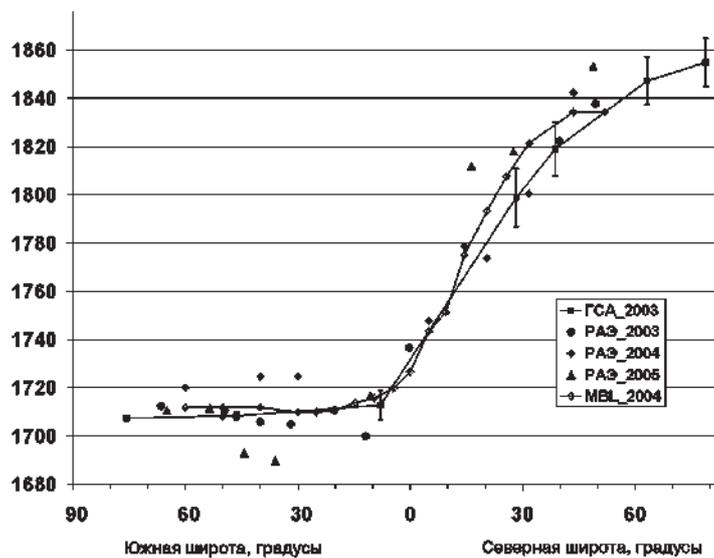


Рис. 2. Широтный ход концентрации CH_4 в осенне-зимний период по результатам измерений в 2003–2005 гг. в акватории Атлантического океана (результаты измерений аппроксимированы полиномами 3-й степени) в сравнении с данными станций ГСА и MBL. Вертикальные отрезки показывают разброс среднемесячных значений концентрации на станциях ГСА

концентрации CO_2 оказался большим, чем по данным MBL. Рассмотрение траекторий движения воздушных масс с использованием модели HYSPLIT, представленной для пользователей на сайте NOAA ARL (<http://www.arl.noa.gov/ready/hysplit.html>), показало, что повышенные значения концентрации CO_2 в Северном полушарии в 2005 г. не могут быть связаны с поступлением воздушных масс из континентальных районов с повышенной эмиссией парниковых газов.

Данные измерений, представленные на рис. 2, показывают отсутствие изменений концентрации CH_4 в Южном полушарии за рассматриваемый период и не отличаются от данных станций ГСА для 2003 г. и MBL для 2004 г. В Северном полушарии отмечается некоторое превышение значений концентрации CH_4 в 2005 г. по сравнению с данными станций ГСА и MBL. Превышение является значимым и составляет около 10 млрд^{-1} . Однако недостаточный объем материала не позволяет дать заключение о достоверности указанного превышения.

В период сезонных работ в 2003–2006 гг. эпизодически проводились отборы проб воздуха на ст. Беллинсгаузен и Новолазаревская, а также при движении экспедиционного судна вдоль побережья Антарктиды от ст. Мирный до ст. Новолазаревская. Результаты измерений концентраций CO_2 и CH_4 в этих пробах приведены в табл. 4. Данные, относящиеся к ст. Беллинсгаузен, представляют средние концентрации метана в шести пробах, отобранных в течение дня 20 марта 2003 г. над подстилающими поверхностями различного типа, и концентрации метана и углекислого газа в восьми пробах воздуха, отобранных в течение пяти дней в период с 8 по 14 февраля 2006 г.

Таблица 4

Место отбора	Дата	Широта	Долгота	CH_4 , млрд^{-1}	CO_2 , млн^{-1}
Беллинсгаузен	20.03.2003	62°12'	58°56'	1694,6	
НЭС	25.12.2003	–66°33'	93°01'	1712,3	373,38
НЭС	26.03.2004	–65°17'	54°51'	1693,6	373,62
НЭС	27.03.2004	–66°57'	40°17'	1694,9	373,47
НЭС	28.03.2004	–68°31'	25°21'	1692,6	373,34
Новолазаревская	29.03.2004	–70°46'	11°50'	1700,6	374,69
Беллинсгаузен	08–14.02.2006	62°12'	58°56'	1689,9	377,88

Представленные в табл. 4 результаты измерений концентрации CO_2 и CH_4 хорошо согласуются с данными станций ГСА. Наблюдаемые расхождения, которые приведены в табл. 5, близки к достижимой в настоящее время точности измерений. Однако необходимо отметить, что на ст. Новолазаревская концентрации CO_2 превышают данные в других точках измерений примерно на $1,1–1,2 \text{ млн}^{-1}$, а концентрации CH_4 – на $5–6 \text{ млрд}^{-1}$. Повышенный уровень концентраций CO_2 и CH_4 на этой станции отмечался также по результатам измерений в 2000 г. [3].

Таблица 5

Сравнение концентраций CO_2 и CH_4 , измеренных на российских станциях Антарктиды и вдоль ее побережья с данными станций Halley Bay (HBA) и Syowa (SYO)

Место отбора	Дата	ΔCO_2 РАЭ-SYO, млн^{-1}	ΔCO_2 РАЭ-HBA, млн^{-1}	ΔCH_4 РАЭ-SYO, млрд^{-1}	ΔCH_4 РАЭ-HBA, млрд^{-1}
Беллинсгаузен	03.03.2003	–	–	2,9	3,3
НЭС	25.12.2003	–0,5	–0,5	2,8	5,2
НЭС	26.03.2004	–0,7	–0,3	3,3	3,2
НЭС	27.03.2004	–0,8	–0,4	4,7	4,6
НЭС	28.03.2004	–0,9	–0,6	2,5	2,5
Новолазаревская	29.03.2004	0,4	0,8	10,4	10,3

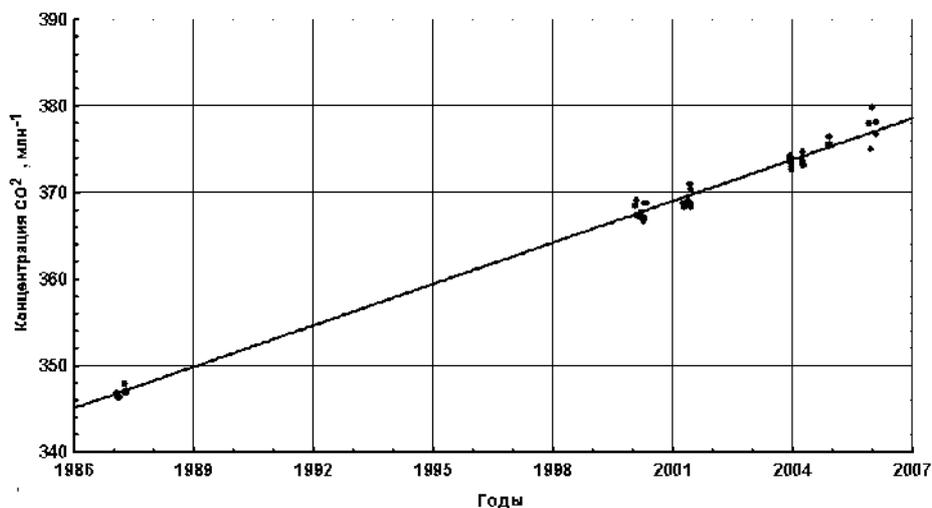


Рис. 3. Изменение концентрации CO₂ в Южном полушарии. Линейный тренд — 1,59 млн⁻¹/г

Сравнение результатов измерений, выполненных в 2003–2006 гг., с данными, полученными в предыдущих антарктических экспедициях, позволяет получить оценки долговременной изменчивости концентрации CO₂. Многолетний ход концентрации углекислого газа над акваторией океана в Южном полушарии приведен на рис. 3. Измерения были выполнены в период 32-й САЭ по пути следования НИС «Профессор Зубов» (1987 г.) и в ходе 45-й и 46-й РАЭ с борта НЭС «Академик Федоров» в 2000 и 2001 гг. Аппроксимация представленных на рис. 3 данных дает значение линейного тренда концентрации CO₂, равное 1,59 млн⁻¹ в год для периода с 1987 г. по 2006 г. Скорость роста концентрации CO₂, определенная в работе [3] для периода с 1987 по 2001 г. составляла 1,5 млн⁻¹ в год. В то же время межгодовой рост концентрации CO₂, определенный по результатам измерений в 2003–2006 гг. для судовых измерений в Южном полушарии и на ст. Беллинсгаузен, изменяется в пределах от 1,8 до 2,2 млн⁻¹ в год. Таким образом, за период с 1987 по 2006 г. можно отметить тенденцию возрастания тренда концентрации CO₂ в Южном полушарии.

Изменчивость концентрации CO₂ характеризуется не только увеличением скорости ее роста, но также и существенными ее вариациями от года к году в северном полушарии, приводящими к изменению межполушарного градиента. По результатам измерений в ноябре–декабре 2003–2006 гг. годовой прирост концентрации CO₂ в южном полушарии практически не меняется от года к году и примерно равняется среднему глобальному значению за последнее десятилетие, в то время как в охваченном измерениями диапазоне северных широт он изменился от 1 млн⁻¹ в 2004 г. до 5 млн⁻¹ в 2005 г., приведя к увеличению широтного градиента концентрации CO₂ в ноябре–декабре 2005 г.

В отличие от существенной изменчивости поля концентрации CO₂, концентрация метана оставалась практически неизменной за период с 2003 по 2006 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках сезонных работ РАЭ получен широтный ход концентрации двух основных парниковых газов (CO₂ и CH₄) для осенне-зимнего периода (ноябрь–декабрь). Результаты измерений показывают, что в Южном полушарии годовой рост концентрации CO₂ в период с 2003 по 2005 г. остается примерно постоянным и соответствует среднему глобальному росту, составляющему 1,9 млн⁻¹ в год. В се-

верных широтах (20–50° с.ш.) произошли изменения годового роста концентрации CO₂ для осенне-зимнего периода: в 2004 г. зафиксировано его снижение до 1 млн⁻¹ с последующим возрастанием примерно до 5 млн⁻¹ в 2005 г., что привело к увеличению широтного градиента концентрации для ноября–декабря 2005 г. по сравнению с предыдущими годами. Обобщение результатов измерений, выполненных в 2003–2006 гг., с данными, полученными в предыдущих антарктических экспедициях, позволило получить оценку долговременной изменчивости концентрации CO₂ для Южного полушария. Скорость роста концентрации CO₂ составила 1,59 млн⁻¹ в год для периода с 1987 по 2006 г. Отмечается тенденция возрастания тренда концентрации CO₂ по сравнению с его значением, определенным по периоду с 1987 по 2001 гг. Концентрация метана по результатам измерений была постоянной в период с 2003 по 2006 г.

Работа выполнена в рамках проекта 8 «Исследовать малые газовые составляющие атмосферы Антарктиды» подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» Федеральной целевой программы «Мировой океан» и при поддержке проектов РФФИ № 05-05-64760 и № 07-05-00619. Авторы выражают благодарность В.Ф.Радионову за организацию работ при проведении РАЭ и полезные замечания при подготовке текста статьи, В.Е.Лагуну и И.А.Репиной за организацию и выполнение отборов проб на станции Беллинсгаузен, А.Н.Прахову, В.М.Перскому, Ю.С.Турчиновичу и А.Б.Тихомирову за отбор проб на борту судна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арефьев В.Н., Кальсин Ф.В., Каменоградский Н.Е., Кашин Ф.В., Парамонова Н.Н., Устинов В.П. Измерения содержания парниковых газов в атмосфере над Атлантикой и Антарктидой // Метеорология и гидрология. 2003. № 11. С. 37–43.
2. Броунштейн А.М., Фабер Е.В., Шашков А.А. Газоаналитическая установка для осуществления мониторинга концентрации CO₂ в атмосферном воздухе // Труды ГГО. 1984. Вып. 472. С. 11–16.
3. Кашин Ф.В., Арефьев В.Н., Баранов Ю.И., Кальсин А.В., Каменоградский Н.Е., Устинов В.П., Парамонова Н.Н., Привалов А.И., Радионов В.Ф. Содержание и изменчивость водяного пара, углекислого газа и метана в атмосфере Антарктиды и над акваторией Атлантического океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2003. Вып. 74. С. 19–28.
4. Количественный анализ хроматографическими методами / Под ред. Э.Кэц; Пер. с англ. М.: Мир, 1990. 319 с.
5. Сметанин Г.Н., Привалов В.И., Решетников А.И., Парамонова Н.Н. Газохроматическая установка для прецизионных измерений концентрации метана в атмосфере на фоновом уровне // Труды Филиала ГГО Научно-исследовательского центра дистанционного зондирования атмосферы. Прикладная метеорология. 2000. Вып. 2 (548). С. 121–130.
6. Masarie K.A., Tans P.P. Extension and integration of atmospheric carbon dioxide data into a globally consistent measurement record // J. Geophys. Research. 1995. Vol. 100. P. 11593–11610.
7. Global Atmosphere Watch Measurements Guide. WMO. GAW. July 2001. №. 143.
8. GLOBALVIEW-CO₂ (CH₄): Cooperative Atmospheric Data Integration Project – Carbon Dioxide (Methane), CD-ROM, NOAA CMDL, Boulder, Colorado, 2005.
9. Recommendations of the 12th WMO/IAEA Meeting of Experts on Carbon Dioxide Concentration and Related Tracers Measurement Techniques. 15–18 September 2003. Toronto. WMO TD № 1275.
10. Trivett N.B.A., Hudec V., Paramonova N., Shashkov A.A. An Inter-laboratory comparison at the Arctic stations of Alert and Teriberka // Report of the seventh WMO meeting of experts on carbon dioxide concentration and isotopic measurement techniques. Rome. Italy. 7–10 September 1993. WMO TD № 669. P. 19–20.
11. WMO greenhouse gas bulletin. The state of greenhouse gases in the atmosphere using global observations through 2005. WMO. № 2. November 2006.

N.N.PARAMONOVA, F.V.KASHIN, K.V.KAZAKOVA, V.I.PRIVALOV

**VARIABILITY OF THE CO₂ AND METHANE BOUNDARY LAYER
CONCENTRATION OVER ATLANTIC OCEAN AND IN ANTARCTICA**

Results of two major greenhouse gases (CO₂ u CH₄) concentration measurements in the marine boundary layer at Atlantic Ocean and at Bellingsausen and Novolazarevskaya stations, performed in the frame of Russian Antarctic Expeditions of 2003–2006 years are presented.

Measurement results indicate that for the period from 2003 to 2005 inter-annual CO₂ concentration growth in South hemisphere do not significantly changed from year to year and corresponds to the mean growth rate for the last decade, which is equal to 1,9 ppm per year. In the north latitudes (20–50°N) inter-annual CO₂ concentration growth in autumn-winter season have changed from 1 ppm for the period from 2003 to 2004 to 5 ppm for the period from 2004 to 2005. Methane concentration above the ocean surface and at Bellingsgauzen stations was unchanged in the period from 2003 to 2006. The mean growth rate of CO₂ concentration for South hemisphere was determined as 1,59 ppm per year for the period from 1987 to 2006 on the base of the data of Soviet Antarctic Expedition (SAE) in 1987 and Russian Antarctic Expeditions (RAE) in 2000–2006.

ВНУТРИВОДНОЕ ЛЕДОБРАЗОВАНИЕ У ПОБЕРЕЖЬЯ АНТАРКТИДЫ

Н.В. ЧЕРЕПАНОВ, В.И. ФЕДОТОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В статье анализируются результаты исследований механизма образования внутриводного льда и его роль в особенностях строения ледяного покрова в некоторых районах морей Антарктиды. При этом особое внимание уделяется взаимосвязи интенсивного внутриводного ледообразования и обильного поступления пресной воды, формирующейся в сложном подледниковом рельефе антарктического материка.

В строении ледяного покрова морских и пресноводных водоемов в той или иной степени отражены все особенности гидрометеорологического режима, обуславливающего ледообразование и формирование ледяного покрова.

Проведенные у антарктического побережья ледовые исследования (1956–1976 гг.) выявили основные особенности строения припайных льдов и природные факторы, участвующие в формировании структуры льда.

К таким факторам, прежде всего, следует отнести:

– интенсивное внутриводное ледообразование с формированием слоев конжеляционно-внутриводного льда (типы льда В4–В7 по классификации льдов природных водоемов [6]);

– снегонакопление на припае с выделением зоны прибарьерной аккумуляции, бесснежной зоны и зоны аккумуляции метелевого снега, где образуются мощные слои водно-снежного и снежно-водного льда инфильтрационного образования (соответственно типы В8, В9);

– наличие в отдельных районах постоянных по направлению подледных течений, обуславливающих пространственную упорядоченность С-осей шестоватолокнистых кристаллов конжеляционного льда (тип льда В2) [3];

– развитие летне-осенней слоистости под влиянием термометаморфических процессов на поверхности и в толще ледяного покрова.

Цель настоящей статьи обратить внимание исследователей на многообразную роль внутриводного ледообразования у антарктического побережья и попытаться связать внутриводное ледообразование с географическими особенностями шестого континента.

В целом ряде работ, посвященных морским антарктическим льдам, [2–4, 8, 10–13] в общих чертах отображена роль кристаллов внутриводного льда в формировании строения ледяного покрова. Отмечено, что в одних случаях влияние внутриводного ледообразования ограничено поверхностными слоями льда (типы льда В6, В7), образующимися в условиях осенних штормов [3, 11], в других случаях кристаллы внутриводного льда, заносимые течениями от заприпайных полыней в зимнее время, участвуют в формировании основной толщи припайных льдов [3, 8].

Исследования, проведенные в районе обсерватории Мирный, могут служить примером, показывающим доминирующую роль внутриводного льда в отдельном локальном районе моря Дейвиса. На рис. 1 приведен типичный структурный разрез толщи припая, сделанный в районе острова Хасуэлл. Анализ показывает, что поверхностный слой сложен льдом инфильтрационного образования с мелкозернистой структурой и хаотической ориентировкой кристаллов (тип льда В8). Нижние слои формировались с участием кристаллов внутриводного льда. И только небольшая прослойка конжеляционного льда толщиной 5 см с четко выраженной параллельно-волокнистой структурой (тип льда В2) указывала на короткий стабильный период в развитии припая. Под влиянием постоянного по направлению подледного течения во льду этого слоя сформировалась структура с пространственной упорядоченностью С-осей кристаллов, что и представлено на соответствующей стереограмме.

Как правило, структура конжеляционно-внутриводного льда, т.е. льда, образовавшегося с участием кристаллов внутриводного льда, — разнотельная. Кристаллы разнообразны по форме, изометрические кристаллы сочетаются с параллельно-волокнистыми [6]. Вместе с тем, как показали материалы исследований, в отдельных районах Антарктики, в том числе и в районе Мирного, в формировании строения ледяного покрова участвуют кристаллы внутриводного льда, имеющие пресноводное происхождение. Такие кристаллы характеризуются пластинчатой формой и сравнительно большими поперечными размерами (до 120 мм) [11]. Образование таких кристаллов, по-видимому, связано с наличием контакта пресной и морской воды. В условиях Антарктики поступление талых пресных вод ограничено узкой прибрежной полосой и в большинстве своем приурочено к районам антарктических оазисов [5]. На остальных участках побережья формируется холодная инфильтрационная зона, в которой талые воды проникают в снежно-фирновую толщу и замерзают. При этом сток талых вод в море незначителен. Кроме того, нужно иметь в виду, что в период летнего интенсивного таяния нет условий для внутриводного ледообразования. Другое дело — в поздне-осеннее и зимнее время. Но тогда поступление пресной воды в море можно объяснить только сбросом подледниковых вод. Наличие подледниковых озер, в том числе и озера Восток [7, 8], и выводы многих исследователей [2, 6, 8] свидетельствуют о возможности такого сброса.

Можно предположить, что в ряде случаев по имеющимся разломам, каньонам, долинам выводных ледников, промытым во льду водотокам подледниковые воды стекают в сторону океана. Накапливаясь в отдельных полостях или подледниковых озерах и промывая новые водотоки, они под высоким давлением мощными струями сбрасываются в море [1]. В случае, когда такой сброс осуществляется в холодное время года, и происходит внутриводное ледообразование у побережья с участием пресной воды. По-видимому, только таким выбросом можно объяснить моментальное появление внутриводного льда на большой площади в заливе Ленинградском [3, 11], наблюдавшееся в 1971, 1974 гг.

На основе анализа имеющегося материала, структурных исследований припайного льда у антарктического побережья можно сделать вывод, что основной сброс подледниковых вод может происходить по долинам выводных ледников. Действительно, у Мирного вблизи выводного ледника Хелен в толще припая присутствуют кристаллы внутриводного льда пресноводного образования. Аналогичная картина отмечена в заливе Ленинградском у шельфового ледника, который частично подпитывается выводными ледниками. А вот в заливе Алашеева у АМЦ Молодежная структура льда с наличием пресноводных кристаллов не наблюдается. Таким образом, учитывая уже известные особенности морфологии подледного рельефа Антарктиды, можно выделить районы побережья с наиболее значительным поступлением подледниковой воды и интенсивным образованием внутри-

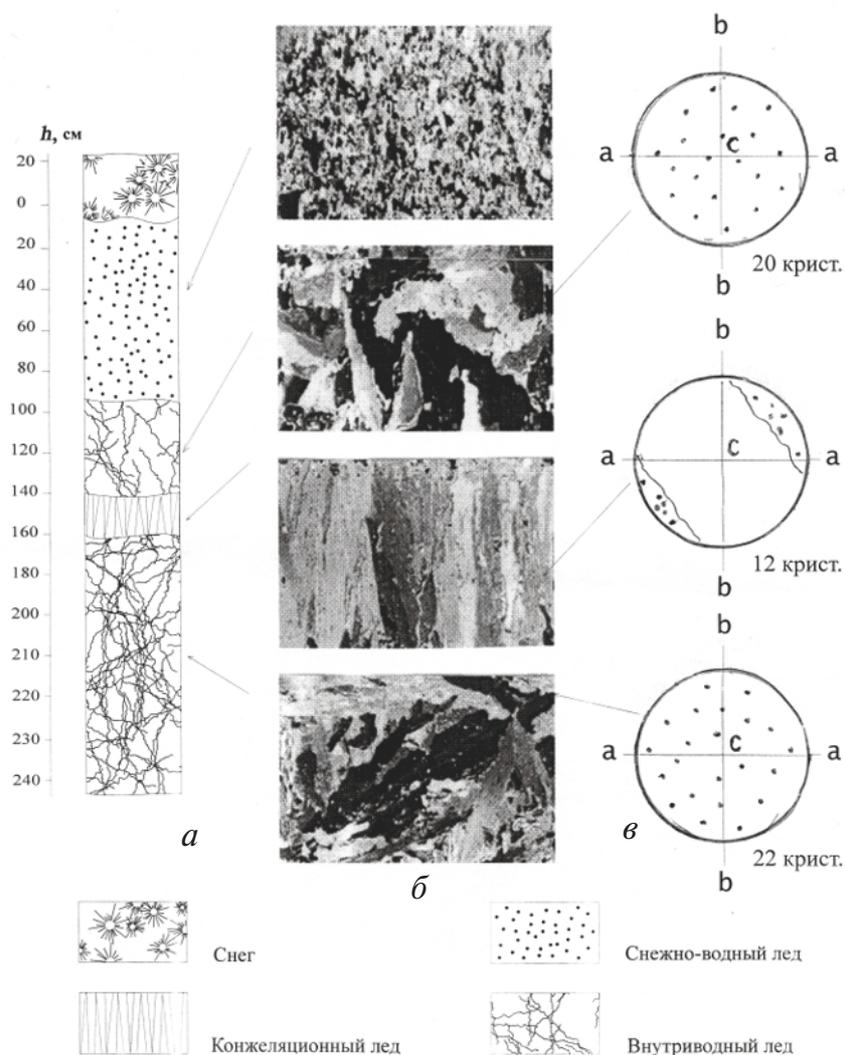


Рис. 1. Строение ледяного покрова в районе о-ва Хасуэлл: *a* – вертикальный разрез кристаллической структуры льда, *б* – фрагменты вертикальной структуры, *в* – стереограммы кристаллографической ориентировки

водного льда. В Восточной Антарктиде такие районы могут находиться у ст. Ленинградской и особенно в районе австралийской ст. Моусон, где по большому разлому (графту) должно поступать особенно много пресной воды, в том числе, возможно, и из озера Восток.

Нам кажется, что следует обратить внимание исследователей, занимающихся проблемами подледниковых озер, на необходимость проведения химического и бактериологического анализов кристаллов пресноводного внутриводного льда в ледяном покрове этих районов.

На примере внутриводного ледообразования мы видим, что анализ строения морских льдов с выделением структурно-генетического типа позволяет частично расшифровывать природные явления, казалось бы далекие от морского ледоведения. Взаимосвязь на первый взгляд далеких природных явлений и их участие в формировании морского ледяного покрова делают необходимым более детальное изучение строения и физико-химических свойств льда отдельных районов Мирового океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Джон Б., Дербениш Э., Янг Г., Фейрберидж Р., Эндрюс Дж. Зимы нашей планеты. Пер. с англ. М.: Мир, 1982. 336 с.
2. Зотиков И.А. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды: Дис. ... д-ра геогр. наук. М.: АН СССР, 1969. 403 с.
3. Козловский А.М., Назинцев Ю.Л., Федотов В.И., Черепанов Н.В. Припай Восточной Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 129 с.
4. Козловский А.М., Черепанов Н.В. Влияние морфологических характеристик побережья на образование внутриводного льда в морях Антарктики // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспедиции. 1976. № 92. С. 33–37.
5. Марков К.К., Бардин В.И. География Антарктиды. М.: Мир, 1968. 425 с.
6. Морской лед. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 402 с.
7. Попков А.М., Кудрявцев Г.А. и др. Сейсмические исследования в районе станции Восток // Международное совещание «Изучение озера Восток – научные задачи и технологии». СПб. ААНИИ. 24–26 марта 1998 г. Тезисы докладов. С. 26–27.
8. Сигерт Дж. Радиолокационное зондирование оз. Восток. Центральный район Восточной Антарктиды // Международное совещание «Изучение озера Восток – научные задачи и технологии». СПб. ААНИИ. 24–26 марта 1998 г. Тезисы докладов. С. 23–25.
9. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
10. Черепанов Н.В., Козловский А.М. Внутриводный лед прибрежных вод Антарктиды // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспедиции. 1972. № 74. С. 61–65.
11. Черепанов Н.В., Козловский А.М. Осеннее образование внутриводного льда у шельфового ледника Лазарев // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспедиции. 1973. № 86. С. 36–39.
12. Fedotov V.I., Cherepanov N.V., Tyshko K.P. Some Features of the Growth, Structure and Metamorphism of East Antarctic Landfast Sea Ice. Antarctic Sea Ice. Physical Processes, Interactions and Variability // American Geophysical Union. Antarctic Research Series. 1998. Vol. 74. P. 343–354.
13. Tison L., Lorrain R.D., Bouzette A., Dini M., Bondesan A., Stievenard M. Linking Landfast Sea Ice Variability to Marine Ice accretion at Hells Gate Ice Shelf, Ross Sea // Antarctic Research Series – Antarctic Sea Ice Physical Processes, Interactions and Variability. AGU, Washington, 1998. Vol. 74. P. 375–407.

N.V.CHEREPANOV, V.I.FEDOTOV

FRAZIL ICE FORMATION IN NEAR-SHORE REGIONS OF ANTARCTIC

The mechanism of frazil ice formation in some near-shore regions of Antarctic and its role in the structure of sea ice cover are considered. The most attention is payed to the links of active frazil ice formation and intensive outflow of the fresh water formed in under bottom part of continental ice that has a complicated relief.

КОНЦЕПЦИЯ БИПОЛЯРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОРГАНИЗМОВ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ MEDUSOZOA

С.Д. СТЕПАНЬЯНЦ

Зоологический институт РАН

Л.С.Берг резюмировал все существующие разработки, касающиеся феномена биполярности, и сформулировал собственные представления по этому вопросу. Он расширил классическое представление о феномене биполярности, утверждающее, что биполярность — прерванное в тропиках распространение тождественных или близкородственных видов (или таксонов более высокого ранга) флоры или фауны в полярных, умеренных или в субтропических зонах обоих полушарий.

Исходя из утверждения Ч.Дарвина о том, что ряд видов растений, характерных для умеренного климата равнин Европы, Южной Австралии и Новой Зеландии, встречен высоко в горах тропической зоны, Берг использовал этот факт для объяснения характера распространения ряда морских умеренных и холодноводных форм в глубинных холодноводных слоях тропиков и субтропиков, рассматривая ареалы таких видов, как биполярные. Анализ особенностей распространения ряда таксонов Medusozoa (Cnidaria) позволяет присоединиться к мнению Л.С.Берга и дать феномену биполярности несколько отличное от классического толкование. Биполярность — широкое распространение одних и тех же, близкородственных или даже неродственных таксонов (видового, родового и семейственного уровней) флоры и фауны, которые характеризуются очень сходными морфологическими признаками и приурочены к сходным условиям среды в холодных и умеренных зонах и в холодных водах обоих полушарий. Среди Medusozoa на сегодняшний день биполярными могут быть названы 23 вида, 32 рода и 5 семейств.

ВВЕДЕНИЕ

Классическое определение понятия *биполярность распространения* было дано Л.С.Бергом, который резюмировал все существующие к тому времени разработки, касающиеся этого феномена. Анализируя мнения Дж.Росса [29] и Ч.Дарвина [22], которых Берг считал основоположниками концепции биполярности, а также [11, 26–28, 39] и др., он сформулировал и собственные представления по этому вопросу [5–7, 19].

Биполярность — прерванное в тропиках распространение тождественных или близкородственных видов (или таксонов более высокого ранга) флоры или фауны в полярных, умеренных или в субтропических зонах обоих полушарий.

Со времен выхода указанных выше работ Берга к проблеме биполярности неоднократно обращались ботаники, зоологи, биогеографы, давая этому феномену различные толкования [2–3, 8–10, 12–13, 21, 23]. Подробный анализ существующих концепций происхождения биполярного распространения таксонов разного ранга дан в статье Степаньянц с соавторами [33].

В этой статье делается специальный акцент на особенностях биполярных ареалов у видов, родов и семейств группы водных низших беспозвоночных — типа Cnidaria, а именно у представителей подтипа Medusozoa, то есть у Hydrozoa, Siphonophora и Scyphozoa. Подтип Anthozoa здесь не рассматривается.

Как уже неоднократно отмечалось, среди названных групп кишечнополостных имеет много таксонов разных уровней, чье распространение может быть названо биполярным. Среди таковых, по уточненным сведениям, к настоящему времени известно 23 вида, 32 рода и 5 семейств (табл. 1).

Эти данные могут показаться завышенными тем авторам, которые склонны считать, что биполярности не существует вообще, а указание на виды, чье распространение названо биполярным, связано с неточностью идентификации [14]. Однако, будучи специалистом в области систематики медузозоев, автор данной ста-

Таблица 1

Список биполярных таксонов Medusozoa

Виды	Виды
HYDROZOA	
1. <i>Monobrachium parasitum</i> (Mereschkowsky, 1877)	15. <i>Halopteris catharina</i> (Johnston, 1833)
2. <i>Paragotoea bathybia</i> Kramp, 1942	16. <i>Nemertesia antennina</i> (Linnaeus, 1758)
3. <i>Obelia longissima</i> (Pallas, 1766)	17. <i>Botrynema brusei</i> (Browne, 1908)
4. <i>Filicium serpens</i> (Hassal, 1848)	18. <i>Ptychogasteria polaris</i> (Allman, 1878)
5. <i>Grammaria abietina</i> (M.Sars, 1851)	19. <i>Craspedacustia sowerbyi</i> (Lankester, 1889)
6. <i>Acryptolaria conferta</i> (Allman, 1877)	
7. <i>Staurophora mertensii</i> (Brandt, 1875)	SIPHONOPHORA
8. <i>Halopsis ocellata</i> (A.Agassiz, 1863)	20. <i>Dimophyes arctica</i> (Chun, 1897)
9. <i>Sertularella gayi</i> (Lamouroux, 1821)	21. <i>Muggiaea bargmannae</i> Totton, 1954
10. <i>S. polyzonias</i> . (Linnaeus, 1758)	
11. <i>Symplectoscyphus tricuspidatus</i> (Alder, 1856)	SCYPHOZOA
12. <i>Abietinaria abietina</i> (Linnaeus, 1758)	22. <i>Atolla wyvillei</i> (Haeckel, 1889)
13. <i>Kirchenpaueria pinnata</i> (Linnaeus, 1758)	23. <i>Periphylla periphylla</i> (Peron et Lesueur, 1899)
14. <i>K. bonnevieae</i> (Billard, 1906)	
Рода	Рода
HYDROZOA	
1. <i>Rhizogeton</i>	19. <i>Halopsis</i>
2. <i>Rhizorhagium</i>	20. <i>Parascyphus</i>
3. <i>Monobrachium</i>	21. <i>Stauroidheca</i>
4. <i>Paragotoea</i>	22. <i>Papilionella</i>
5. <i>Rhabdoon</i>	23. <i>Kirchenpaueria</i>
6. <i>Gymnagonos</i>	24. <i>Schizoiricha</i>
7. <i>Monocaulus</i>	25. <i>Botrynema</i>
8. <i>Bouillonia</i>	26. <i>Varagonema</i>
9. <i>Candelabrum</i>	27. <i>Ptychogasteria</i>
10. <i>Monocoryne</i>	28. <i>Craspedacustia</i>
11. <i>Margelopsis</i>	
12. <i>Rosalinda</i>	SIPHONOPHORA
13. <i>Tulpa</i>	29. <i>Marrus</i>
14. <i>Grammaria</i>	30. <i>Dimophyes</i>
15. <i>Zygophylax</i>	
16. <i>Calycella</i>	SCYPHOZOA
17. <i>Staurophora</i>	31. <i>Atolla</i>
18. <i>Ptychogena</i>	32. <i>Periphylla</i>
Семейства	Семейства
HYDROZOA	
1. Monobrachiidae	3. Rosalindiidae (?)
2. Candelabridae	4. Kirchenpaueriidae (?)
	5. Ptychogastridae

ти включил в список биполярных видов лишь те из них, чья идентификация не вызывает сомнений. Не исключено, что дальнейшее изучение названных видов, например с помощью молекулярных методов, позволит исключить некоторые из списков биполярных таксонов. В отношении же названных в списке биполярных родов сомнений меньше всего, так как родовые характеристики сформулированы достаточно четко. Допускается, что принадлежность семейств к числу биполярных может быть в дальнейшем поставлена под сомнение.

При анализе особенностей биполярных ареалов медузозоев следует иметь в виду ряд обстоятельств:

1. Изучаемая группа высоко пластична в отношении среды обитания.
2. Жизненные циклы большого числа представителей Medusozoa характери-

зуются присутствием двух стадий – свободноплавающей пелагической (личинки, медузы) и донной прикрепленной или мало подвижной (полипы или их колонии).

3. Многие группы медузозоев (сифонофоры, некоторые сцифозои и некоторые гидрозои) – исключительно пелагические животные. Это позволяет давать оценку особенностям их ареалов по законам, установленным для специфики распространения пелагических организмов, иными словами, сводится к выявлению центров ареала и зон выселения вида [4].

4. Значительная часть представителей группы Hydrozoa – эпибионты, что способствует более легкому расселению этих видов.

5. Следует принимать во внимание, что ископаемых остатков Medusozoa почти нет (исключение – гидрокораллы и конуляты), а принадлежность к таковым обсуждаемых палеонтологами отпечатков (за редким исключением), на наш взгляд, весьма проблематична.

В этой связи есть основания предполагать, что большая часть видов, которые сегодня отнесены к числу биполярных (в списке видов – № 1, 3, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 и др.), образуют ареалы в результате современных миграций. Распространение этих видов связано, вероятнее всего, с обрастаниями: судов, дрейфующих водорослей и других плавающих организмов. Пластичность по отношению к среде позволяет выжить в дискомфортной для этих холодноводных видов среде, например при высоких температурах воды в тропиках, и, пережив эти условия, адаптироваться к адекватным условиям в водных массах холодноводных районов обоих полушарий, образовав здесь стабильные популяции.

Другая категория видов (в списке – № 2, 17, 18, 20, 21, 22, 23 и др.) имеют только пелагические стадии, или донные стадии в жизненных циклах этих видов неизвестны. Имея центры ареалов в холодных зонах океана, эти виды могут быть обнаружены в виде единичных экземпляров и в тропиках, где они не образуют плотных популяций, а занесены на значительные глубины с субполярными холодными течениями («зона выселения» [4]). Особенно показателен в этом смысле ареал сифонофор *Dimophyes arctica* и *Muggiaea bargmanneae* – типичных холодноводных видов, основа ареалов которых находится в полярных и субполярных регионах обоих полушарий. Однако *Dimophyes arctica* известен также в Карибском море и единично обнаружен на глубинах в тропической зоне [15, 16, 33]. Этот вид был встречен в Карибском море, на глубине 500–200 м при температурах ниже 10 °С и при солености ниже 35 ‰ (рис. 1). Как принято считать, на эти глубины проникают субантарктические водные массы и потому они могут рассматриваться как зона выселения *Dimophyes arctica*.

Как уже было сказано, особенно показательными должны считаться биполярные ареалы родов *Medusozoa*. Два из них – монотипические *Dimophyes* и *Bathybia* – представлены каждый одним и тем же видом в холодных водах обоих полушарий. Вид *Dimophyes arctica* (Chun, 1897), без сомнений, обитает в водах обоих полушарий, а факт монотипичности рода *Bathybia* доказан ранее [16, 33]. Скорее всего, и третий род *Voragonema*, по данным на сегодняшний день включающий 3 вида, окажется монотипическим [33]. Распространение видов этих родов могло происходить с холодными глубоководными меридиональными течениями [9].

Значительная часть биполярных родов (в списке – № 1, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 18, 21, 23, 24) включает большее число видов в каждом, весьма близких друг другу, но, хоть и слабо, все же различающихся морфологически в Северном и Южном полушариях и отсутствующих в тропической зоне. В большинстве случаев их представители либо эпибионты, либо имеют подвижные личинки-актинулы, либо представлены пелагическими организмами. В качестве наиболее ярких примеров биполярных родов такого ранга можно привести *Gymnogonos*, *Monocaulus* и *Bouillonia* [34–37]. Эти рода принадлежат семейству Corymorphidae, типовой род которого – *Corymorpha* включает 11 видов, распространенных преимущественно в тропической

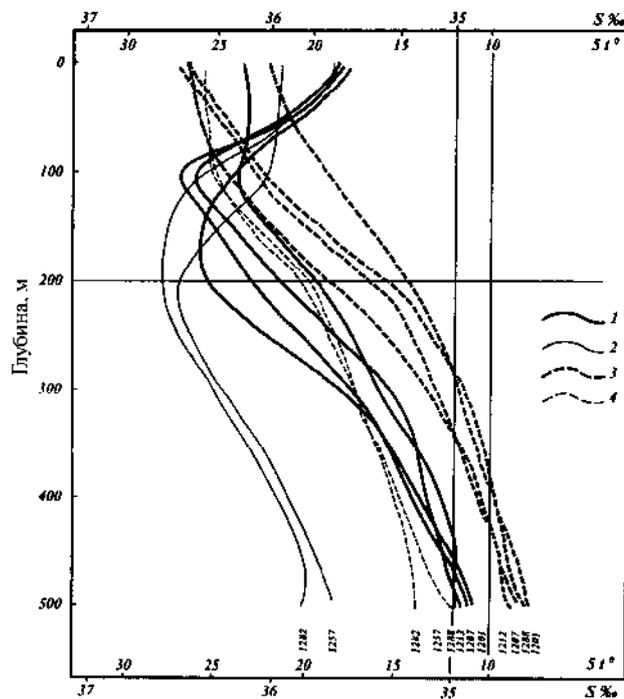


Рис. 1. Кривые солёности и температуры на станциях (номера станций указаны у нижней шкалы абсцисс) в Карибском море, где были обнаружены экземпляры *Dimophyes arctica* (Chun, 1897):

1 – солёность, станции без *D. arctica*; 2 – солёность, станции с *D. arctica*; 3 – температура, станции с *D. arctica*; 4 – температура, станции без *D. arctica* [33]

зоне и в субтропиках, что дает основание рассматривать тропическую зону как центр происхождения этого семейства. Возникновение холодноводных кориморфид родов *Gymnogonos*, *Monocaulus* и *Bouillonia*, возможно, произошло неотеническим путем (о чем говорит сходство полипов видов этих родов и личинок актинул родственных видов семейства) (рис. 2). Нет данных о нахождении ископаемых форм, близких к современным представителям кориморфид. Однако напрашивается возможность рассматривать названные группы как реликтовые, произошедшие неотеническим путем в период гляциального похолодания, затронувшего и тропики. Новое постгляциальное потепление тропиков [5] привело к тому, что представители ранее возникших холодноводных кориморфид разошлись к северу и к югу, дав начало холодноводной фауне этого семейства, в том числе и ряду крайне близких видов, относимых ныне к родам *Gymnogonos*, *Monocaulus*, *Bouillonia*.

Холодноводная природа видов рода *Candelabrum* не вызывает сомнения [24, 30]. Большая часть из 15 известных видов этого рода обитает в диапазоне температур от 2,4 °C до 11 °C, причем на значительных глубинах. Есть данные о том, что *Candelabrum phrygium* (Fabricius, 1780) обитает и размножается при температурах от –1 °C до 7 °C [31]. Виды этого рода в Южном полушарии обитают преимущественно в субантарктических водах при температурах 0,5–5 °C. Близкородственные виды рода *Monocoryne* того же семейства (сем. Candelabridae включает сегодня всего два рода) обитают в Арктике, в бореальной Атлантике и Пацифике, а в Южном океане – у Южной Африки [32]. В результате есть основания полагать, что семейство Candelabridae –

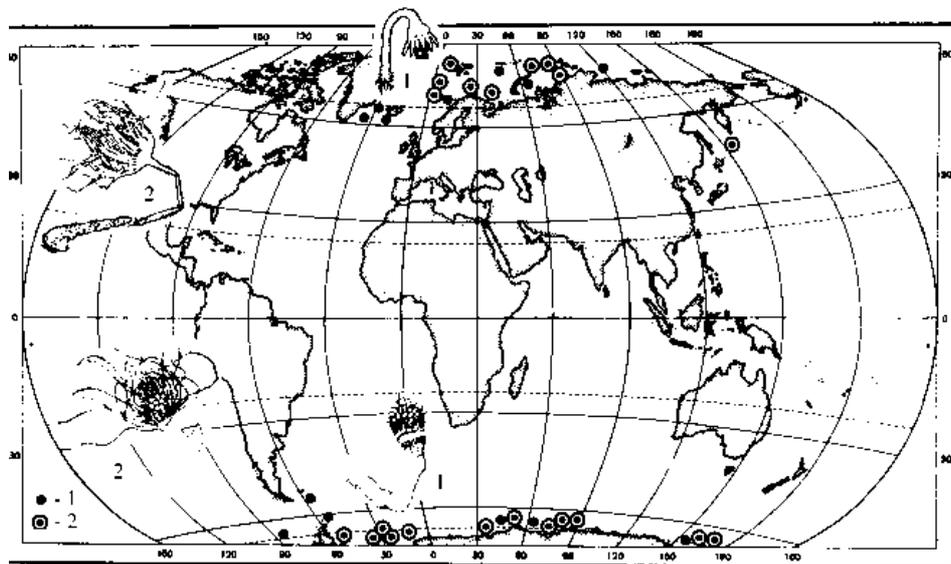


Рис. 2. Биполярное распространение родов *Gymnogonos* (1) и *Monocaulus* (2):

1 – в Северном полушарии – точки с видами – *G. crassicornis* и *G. obvolvulus*, в Южном полушарии – с *G. ameriensis*; 2 – в Северном полушарии – точки с видами *M. groenlandica* и *M. glacialis*, в Южном полушарии – с *M. parvula* и *M. microrrhiza*

тоже биполярное. Несмотря на отсутствие сведений об ископаемых находках представителей этого семейства, мы предполагаем, что и эту группу можно рассматривать как реликтовую. Расселение канделябрид могло происходить из Северного полушария в Южное в течение последних 65 млн лет (в палеоген-неогене), вероятно, по глубинам (у современных форм есть несомненная тенденция к обитанию на значительных глубинах). Факт, что фауна канделябрид в Южном полушарии несколько богаче, чем в Северном (9 против 6 видов *Candelabrum* и 3 против 2 *Monocoryne* соответственно) может свидетельствовать о том, что в Южном океане возник вторичный центр видообразования. Присутствие видов Candelabridae на шельфе Антарктики, где температуры от 0,5 до $-1,9^{\circ}\text{C}$, как и проникновение ряда видов этого семейства на мелководье высокой Арктики, – явления более позднего порядка. Примерно такие же рассуждения могут быть выстроены и в отношении двух родственных Candelabridae семейств – Rosalindiidae и Fabulosiidae (если последнее будет когда-нибудь признано валидным [17]). Первое из них включает один без сомнения биполярный род *Rosalinda* (4 вида), а второе семейство пока известно только из холодных вод Северного полушария (*Fabulosus kurilensis*), но ожидаемо, как представляется, и в Южном полушарии.

Во второй половине XX века сформировался новый аспект концепции биполярности, названный А.П. Андрияшевым «биономической биполярностью» [3]. В основу трактовки явления биономической, или экологической, биполярности положена идея Л.С. Берга [7] о преобразующем и отбирающем воздействии географического ландшафта на организмы. Иными словами, речь идет о сходстве абиотических факторов среды и о совокупности действия таких определяющих факторов на происхождение даже неродственных, но сходных морфологически видов и ценозов на разных полюсах земли [1, 18, 33].

Среди Medusozoa есть целый ряд видов, чьи ареалы могут обсуждаться как примеры экологической, или биономической, биполярности, несмотря на то, что до настоящего времени каждая из этих форм из Северного и Южного полушарий

рассматривалась как один вид. К таковым, скорее всего, следовало бы отнести *Monobrachium parasitum* – эпибионт на раковинах двустворчатых моллюсков. По последним данным [25], этот вид широко представлен в Арктике, но образует также весьма значительные поселения и в Антарктике, и в районах ряда субантарктических островов. В Арктике и северной Атлантике он заселяет раковины 4–5 видов моллюсков, в Антарктике – 6 видов и 10 видов в северном Пацифике. В каждой из названных акваторий виды моллюсков разные. Скорее всего, расселение гидроида шло независимо от субстрата. По мнению вышеназванных систематиков, возникновение биполярного ареала *M. parasitum* связано с миграцией из Южного океана в мезозое. Может рассматриваться и другая точка зрения, согласно которой различия между популяциями монобрахиумов Северного и Южного полушарий вполне объяснимы тем, что речь идет о весьма близких холодноводных видах (сюда же можно отнести и третий вид *Monobrachium antarcticum* Robins, 1972), морфологическое сходство между которыми можно объяснить спецификой паразитического существования их колоний на раковинах моллюсков. Ранее обсуждался другой пример, касающийся двух несомненно разных, но морфологически сходных видов *Hydractinia ingolfi* Kämp, 1932 (в Арктике) и *H. vallini* Jaederholm, 1926 (в Антарктике). Оба этих вида, возможно принадлежащие даже разным родам, обитают на разных видах одного семейства офиур, чем и объясняется сходство в морфологии их колоний [38] (более подробное изложение концепции биполярности и о том, как проявляется этот феномен у Medusozoa, можно прочесть в статье [33]).

Ранее было показано сходство по числу видов в доминирующих семействах гидрозойных таксонов Командорских островов и субантарктических островов [33].

Исходя из сказанного выше, предлагается несколько иной взгляд на феномен биполярности распространения организмов:

Биполярность – широкое распространение одних и тех же, близкородственных или даже неродственных таксонов (видового, родового и семейственного уровней) флоры и фауны, которые характеризуются очень сходными морфологическими признаками и приспособлены к сходным условиям среды в холодных и умеренных зонах и в холодных водах обоих полушарий.

Работа была проведена при поддержке «Уникальных Фондовых коллекций ЗИН РАН (УФК ЗИН, рег. № 2-2.20)» Роснаукой по Государственному контракту и в рамках выполнения Проекта № 11 «Провести комплексное изучение антарктической биоты» подпрограммы «Антарктика» ФЦП «Мировой океан».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрияшев А.П. О микрофлоре и фауне, связанной с антарктическим припайным льдом // Зоол. журн. 1967. Т. 46. Вып. 10. С. 1585–1593.
2. Андрияшев А.П. Общий обзор фауны донных рыб Антарктики // Тр. Зоол. инст. АН СССР. 1986. Т. 153. С. 9–45.
3. Андрияшев А.П. Развитие идей Л.С.Берга о биполярности морской фауны // Биология моря. 1987. № 2. С. 60–67.
4. Беклемишев К.В. Экология и биогеография пелагиали. М.: Наука, 1969. 291 с.
5. Берг Л.С. Биполярное распространение организмов и ледниковая эпоха // Изв. АН СССР. 1920. Т. 14. С. 273–302.
6. Берг Л.С. Биполярное распространение организмов и ледниковая эпоха // Климат и жизнь. М.: Географгиз, 1947. С. 128–155.
7. Берг Л.С. Закономерности образования органических форм. III. Закономерности географического порядка. 1. Преобразующая роль ландшафта. 2. Отбирающая роль ландшафта // Тру-

- ды по теории эволюции. Номогенез или эволюция на основе закономерностей. Л.: Наука, 1977. С. 95–336.
8. *Бириштейн Я.А.* Глубоководные равноногие ракообразные (Crustacea, Isopoda) северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 214 с.
 9. *Виноградов М.Е.* Вертикальное распределение океанического зоопланктона. М.: Наука, 1968. 339 с.
 10. *Гентнер В.Г.* Общая зоогеография. М.; Л.: Биомедгиз, 1936. 548 с.
 11. *Дерюгин К.М.* Космополитизм и биполярная теория // Фауна Кольского залива и условия ее существования. СПб.: Записки Импер. Акад. наук, 1915. Сер. 8. Т. 34. № 1. С. 124–141.
 12. *Еськов К.Ю.* Континентальный дрейф и проблемы исторической биогеографии // Фауногенез и филоценогенез. М.: Наука, 1984. С. 24–92.
 13. *Милейковский С.А.* Структура ареалов донных животных и роль пелагических личинок в фомировании ареала // Биология океана. Т. 1. Биологическая структура океана. М.: Наука, 1977. С. 262–266.
 14. *Пастернак Ф.А.* Глубоководные морские перья (Octocorallia, Pennatularia) Алеутского желоба и залива Аляска // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1973. Т. 91. С. 108–127.
 15. *Степаньянц С.Д.* Состав и некоторые особенности распределения сифонофор в Карибском море, Мексиканском заливе и сопредельных районах Атлантики (по материалам 14 рейса «Академик Курчатов») // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1975. Т. 100. С. 96–126.
 16. *Степаньянц С.Д., Дианов М.Б.* Компьютерный подход к изучению морфологических и биологических особенностей сифонофоры *Dimorphus arctica* (Chun, 1897) // Тр. Зоол. ин-та РАН. 1997. Т. 269. С. 154–165.
 17. *Степаньянц С.Д., Шейко О.В., Ханара Т.О.* *Fabulosus kurilensis* gen. et sp.n. (Hydrozoa, Cnidaria) — новый гидроидный полип на шельфе Курильских островов // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1990. Т. 218. С. 5–17.
 18. *Andriashev A.P.* Cryopelagic fishes of the Arctic and Antarctic and their significance in polar ecosystems // Antarctic ecology. N.Y., Acad. Press. 1970. P. 297–304.
 19. *Bergh L.S.* Die Bipolar Verbreitung der Organismen und die Eiszeit // Zoogeographica. 1933. Bd 1. H 4. S. 449–484.
 20. *Briggs J.C.* Antitropical distribution and evolution in the Indo-West Pacific Ocean // Syst. Zool. 1987. Vol. 36. № 3. P. 237–247.
 21. *Darlington P.J.* Biogeography of the Southern End of the World. Cambridge: Harvard University Press, 1965. 276 p.
 22. *Darwin Ch.* On the origin of species by means of natural Selection. London: John Murray, 1859. 524 p.
 23. *Dunbar M.J.* The relation between oceans // Zoogeography and diversity in Plankton. Utrecht: Bunge Scientific Publ., 1979. P. 112–125.
 24. *Hewitt Ch.L., Goddard J.H.R.* A new species of large and highly contractile hydroid in the genus *Candelabrum* (Hydrozoa: Anthoathecatae) from southern Oregon. USA // Canad. Journ. Zool. 2001. Vol. 79. P. 2280–2288.
 25. *Jarms G., Muchlenhardt-Siegl U.* *Monobrachium parasitum* (Cnidaria: Hydrozoa) epizoic on Antarctic bivalves and its bipolarity // Zool. Verhandl. Leiden, 1998. Vol. 323. P. 125–139.
 26. *Murray J.* On the deep and shallow-water marine fauna of the Kerguelen-Region of the Great Southern Ocean // Trans. Roy Soc. Edinburg. 1896. Vol. 38. № 2. 494 p.
 27. *Ortmann A.E.* Über «Bipolarität» in der Verbreitung mariner Thiere, 1897. Bd 9. H. 4. P. 571–595.
 28. *Pfeffer G.* Versuch Über die erdgeschichtliche Entwicklung der jetzigen Verbreitungsverhältnisse unserer Tierwelt. Hamburg. Friederichsen, 1891. 62 p.
 29. *Ross G.A.* Voyage of discovery and research in the Southern and Antarctic regions during the Years 1839–1843. London, 1847. Vol. 1. 447 p.
 30. *Segonzac M., Vervoort W.* First record of the genus *Candelabrum* (Cnidaria, Hydrozoa, Athecata) from the Mid-Atlantic Ridge: a description of a new species and a review of the genus // Bull. Mus. Natl. Hist. Nat. Paris, 1995. 4 ser. Vol. 17. № 1–2. P. 31–64.

31. *Stepanjants S.D.* Hydrozoa of the Eurasian Arctic Seas // The Arctic Seas. Climatology, Oceanography, Geology, and Biology. N.Y.: Van Norstrand Reynhold Company, 1989. P. 397–430.
32. *Stepanjants S.D., Christiansen B.O., Svoboda A., Anokhin B.A.* The genus *Monocoryne* (Hydrozoa, Capitata): peculiarities of morphology, species composition, biology and distribution // *Sarsia*. 2003. Vol. 88. P. 97–106.
33. *Stepanjants S.D., Cortese G., Kruglikova S.B., Bjorklund K.R.* A review of bipolarity concepts: History and examples from Radiolaria and Medusozoa (Cnidaria) // *Mar. Biol. Res.* 2006. Vol. 2. P. 200–241.
34. *Stepanjants S.D., Svoboda A.* Redescription of *Gymnogonos ameriensis* (Stepanjants, 1979) and comments on other species of the genus *Gymnogonos* (Cnidaria, Hydrozoa: Corymorphidae, Corymorphinae) // *Zoosyst. Ross.* 2001. Vol. 9. P. 247–252.
35. *Stepanjants S.D., Svoboda A.* Revision of the *Gymnogonos* (Anthoathecata, Capitata, Corymorphidae) with the description of the new species from the Northern Pacific // *Journal of the Marine Biological Association of the UK.* (in press).
36. *Svoboda A., Stepanjants S.D.* Redescription of two Antarctic Corymorphidae species and the reestablishment of the genus *Monocaulus* (Cnidaria: Hydrozoa) // *Marine Ecology*. 2001. Bd 22, № 1–2. P. 53–70.
37. *Svoboda A., Stepanjants S.D., Ljubenkov J.* Genus *Bouillonia* (Cnidaria: Hydrozoa: Athecata). Three species from the northern and Southern hemispheres, with discussion on bipolar distribution of this genus // *Zool. Mededl. Leiden*, 2006. P. 185–206.
38. *Svoboda A., Stepanjants S.D., Smirnov I.S.* Two polar Hydractinia species (Cnidaria) Epibiotic on two closely related brittle stars (Echinodermata): an example of a taxonomic and ecological Bipolarity // *Antarctic Communities*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. P. 22–25.
39. *Theel H.* Report on the Holothuroidea. Part II. Voyage of H.M.S Challenger. Zoology. 1886. Vol. 14. 290 p.

S.D.STEPANJANTS

CONCEPTION OF THE BIPOLAR DISTRIBUTION OF THE ORGANISMS: ORIGIN AND MODERN VIEWS, ON THE MEDUSOZOA EXAMPLE

L. Bergh summarized different interpretations and meanings concerning BIPOLARITY concepts, and, as result, he expanded the next classical interpretation of bipolarity: «Bipolarity is an interrupted distribution of identical or closely related species (or higher taxa level) of flora or fauna in polar, temperate or subtropical zones of both hemispheres, characterized by their absence in tropics».

Proceeding from the Ch. Darwins' statement that some plants species typical for the temperate zones of the plains of Europe, southern Australia and New Zealand, are known in high-mountains areas of tropics, Bergh concluded that it should be possible to characterize the presence and distribution of temperate forms in the deep cold water of the tropical and subtropical zones as bipolar species. Analysis of distribution peculiarities of several Medusozoa (Cnidaria) taxa allows us, following Bergh, to offer some other interpretation of bipolarity phenomenon.

Bipolarity is wide distribution of either the same, or closely related, or even unrelated taxa at the species and higher levels of flora and fauna having similar morphological characters and inhabiting similar environments of the cold zones or cold waters of both hemispheres. At present 23 species, 32 genera and 5 families of Medusozoa could be named as bipolar.

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ОБИЛИЯ ЗООПЛАНКТОНА В БУХТЕ АРДЛИ (ОСТРОВ КИНГ-ДЖОРДЖ, ЮЖНЫЕ ШЕТЛАНДСКИЕ ОСТРОВА)

Н.В.УСОВ

Зоологический институт РАН

В течение года, с 20 февраля 2006 г. по 6 февраля 2007 г., в бухте Ардли (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские о-ва) велся сбор проб зоопланктона на двух станциях, расположенных на разном расстоянии от берега. Выявлены особенности горизонтального распределения зоопланктона: количество видов возрастает, а суммарное обилие убывает по мере удаления от берега. Закономерности в вертикальном распределении зоопланктона не прослеживаются. В течение года наблюдаются два основных максимума обилия зоопланктона: в марте и июне–июле. В начале мая глубже 10 м имеет место дополнительный пик численности. Обнаружено сходство динамики численности доминантных видов с глубоководным заливом Адмиралтейства, расположенным на том же острове.

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних лет в районе Антарктического полуострова наблюдается значительное потепление климата и связанное с этим таяние ледников [10, 12]. Последнее сопровождается чувствительными изменениями в прибрежных сообществах [12, 14], так как при таянии льда происходит опреснение поверхностного слоя и увеличение концентрации взвеси, которая губительна для многих животных [14]. Рост температуры, вызывающий указанные изменения, может приводить также к появлению видов-вселенцев из более теплых регионов [16], что нарушает баланс в сообществе. К сожалению, наблюдения за прибрежными морскими экосистемами в данном районе были фрагментарны (почти все исследования проводили с судов) и не представляют полной картины изменений. В этом отношении важен непрерывный мониторинг этого сообщества в прибрежной зоне, наиболее подверженной влиянию факторов, связанных с потеплением, таких как таяние ледников и вызванное этим увеличение берегового стока. В Северном полушарии, где длительные исследования биоты и климата проводятся уже более 100 лет, обнаружено множество доказательств изменений климата и его влияния как на донную фауну [3, 4], так и на планктон [11, 15]. Наиболее интересен в этом отношении планктон, так как эта группа организмов наиболее мобильна и чувствительна к разным внешним (абиотическим) воздействиям. Именно на этой группе и будет сосредоточено проводимое исследование. В основу работы легли данные наблюдений за зоопланктоном в прибрежье острова Кинг-Джордж в течение года. Сбор проб проводится и в настоящее время, и существуют планы по продолжению непрерывных наблюдений в течение нескольких лет. Цель работы на первом этапе – анализ изменений численности зоопланктона в течение года на разном удалении от берега в прибрежной зоне острова Кинг-Джордж.

Работы выполнялись в соответствии с Планом НИОКР по проекту 11 (2.2.7.1.) «Провести комплексное изучение антарктической биоты» и по проекту 2 направ-

ления I «Современный климат» подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» и в соответствии с международным проектом МПГ (Международный полярный год) «ClicOPEN» (Impact of CLimate induced glacial melting on marine and terrestrial COastal communities on a gradient along the Western Antarctic PENinsula), направленным на оценку воздействия таяния ледников на морские и прибрежные экосистемы района Антарктического полуострова.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Динамику и распределение прибрежного сетного зоопланктона наблюдали на двух станциях, на разном удалении от берега в районе ст. Беллинсгаузен (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские о-ва). Одна станция (Ст. I), глубиной ок. 60 м, расположена в открытой части бухты Ардли (62° 12' 09" ю.ш., 58° 56' 22" з.д.), другая (ст. II), глубиной около 25 м, – у берега (62° 12' 20" ю.ш., 58° 56' 51" з.д.). Расположение станций показано на рис. 1. Работы вели в течение года (февраль 2006–февраль 2007 гг.) с периодичностью раз в 10–14 дней. Из-за сложных ледовых условий пробы не отбирали с июля по октябрь.

Пробы планктона собирали малой сетью Джели (диаметр входного отверстия 0,26 м, размер ячеей фильтрующего конуса 200 мкм) по слоям 10–0, 25–10 и 50–25 м на глубоководной станции и 10–0 и дно (22–25 м) – 10 м у берега. Всего собрано и обработано 84 количественные пробы зоопланктона. Пробы планктона фиксировали 4 %-ным формалином и обрабатывали по стандартной методике ВНИРО [5]. Температуру воды измеряли опрокидывающимися термометрами (ТГ) на глубинах 0, 10, 15, 25 и 50 м. На тех же горизонтах батометрами БМ-48 отбирали пробы воды для опре-



Рис. 1. Расположение планктонных станций (Ст. I и Ст. II) в бухте Ардли

деления солености. Соленость измеряли с помощью кондуктометра YSI. В общей сложности в течение года выполнено около 150 измерений температуры и солености. Прозрачность воды измерялась с помощью диска Секки, когда позволяло волнение. Всего за год сделано пять измерений на двух станциях, так как практически постоянно работать приходилось в условиях довольно интенсивного волнения. Статистическую обработку проводили, используя программу MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрологические параметры

Изменения солености в течение периода наблюдений не превышали 1 ‰: от 33,6 до 34,3 ‰ (рис. 2). При этом различия между прибрежной и мористой станциями на разных горизонтах незначительны, в пределах сотых долей промилле (табл. 1). Не существует также резкого вертикального градиента – наибольшая разность между максимальной и минимальной соленостью на одной станции составляла 0,4 ‰ (табл. 1).

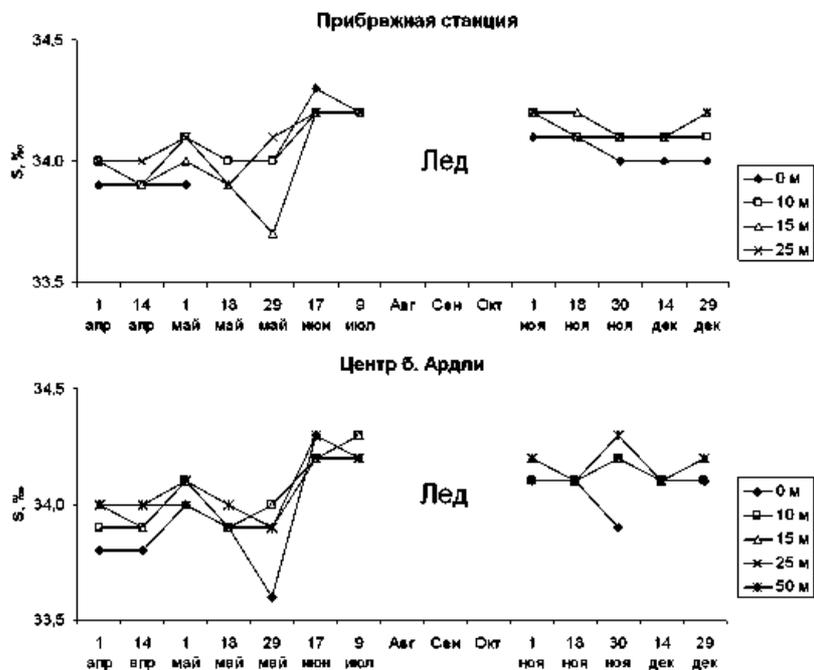


Рис. 2. Сезонный ход изменений солености в бухте Ардли. «Лед» – период, в течение которого бухта была покрыта льдом

Таблица 1

Среднегодовые значения температуры и солености на разных горизонтах

Горизонт, м	Температура		Соленость	
	Прибрежье	Центр бухты	Прибрежье	Центр бухты
0	0,94	0,82	34,04	33,98
10	0,62	0,59	34,08	34,08
15	0,66	0,54	34,06	34,10
25	0,71	0,50	34,09	34,08
50		0,50		34,12

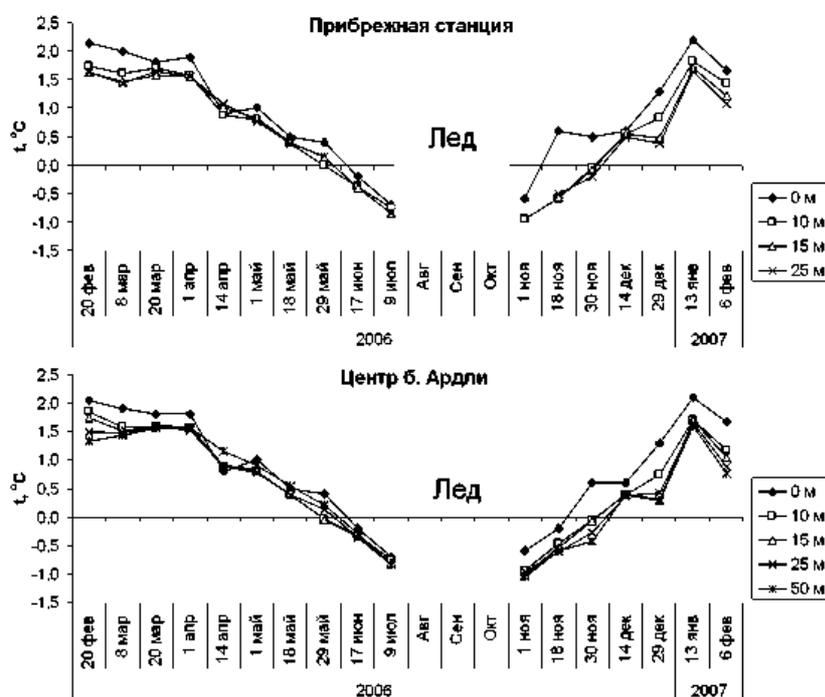


Рис. 3. Сезонный ход изменений температуры в бухте Ардли. Обозначения – см. рис. 1

Изменения температуры воды в течение периода наблюдений укладываются в диапазон от минус 1,1 °С (1 ноября 2006 г., Ст. II, 50 м) до +2,2 °С (13 января 2007 г., Ст. I, 0 м). Отрицательные значения на планктонных станциях имели место в мае–июле и ноябре (рис. 3). В период с июля по октябрь, когда наблюдения на стандартных точках не проводили из-за наличия непрочного ледового покрова, температуры также были ниже нуля. В этот период велись измерения поверхностной температуры у берега (данные океанолога 51-й РАЭ А.А.Орупа). Согласно этим данным, среднемесячные температуры на поверхности в июле, августе и сентябре были самыми низкими в течение года (1,6–1,3 °С), а в отдельные дни в июне–августе опускались до 1,8 °С.

Разность температур между станциями не превышала десятых долей градуса, увеличиваясь с глубиной (табл. 1), причем на прибрежной станции температуры, как правило, были выше. Вертикальный градиент температуры достигал 1,2 °С в ноябре на прибрежной станции – в ноябре и декабре имели место максимальные значения этого параметра. Однако закономерность проследить трудно, так как величина градиента сильно варьировала от даты к дате. Минимальные значения градиента наблюдались в конце лета, осенью и зимой.

Несколько раз в течение года, когда позволяло волнение, была измерена прозрачность воды. Различия между станциями не превышали одного метра, при этом в среднем более прозрачной оказалась прибрежная станция.

Зоопланктон

За период наблюдений в районе исследований обнаружены 16 видов планктонных животных и 6 более крупных таксономических групп, которые не были определены до вида (табл. 2). Самым многочисленным видом в районе является

Таблица 2

Виды и группировки животных, обнаруженные в зоопланктоне.
Средние и максимальные доли их численностей в суммарной численности зоопланктона

Вид (группа)	Средняя доля	Максимальная доля	Встречаемость	
			Прибрежье	Центр бухты
Copepoda				
<i>Ctenocalanus citer</i>	8,0 %	50,0 %	+	+
<i>Microcalanus pictaeus</i> ¹	< 1 %	13,3 %	+	+
<i>Stephos longipes</i> ⁴	1,0 %	20,0 %	+	+
<i>Metridia gerlachei</i>	5,2 %	44,4 %	+	+
<i>Rhinocalanus gigas</i>	< 1 %	1,1 %	—	+
<i>Scolecithricella</i> sp. (?) ¹			—	+
<i>Gaeanus</i> sp. (?) ²			—	+
<i>Oithona similis</i>	63,7 %	100,0 %	+	+
<i>Oithona frigida</i>	< 1 %	14,3 %	+	+
<i>Oncaea curvata</i> ¹	3,2 %	50,0 %	+	+
<i>Oncaea antarctica</i> ¹	< 1 %	1,5 %		+
Haracticoida gen. sp. (беспоные)	3,3 %	33,3 %	+	+
Euphausiacea				
<i>Thysanoessa macrura</i> (furcilia)	< 1 %	8,3 %	—	1
Appendicularia				
<i>Fritillaria borealis</i>	< 1 %	22,2 %	+	+
<i>Oicopieura dioica</i>	< 1 %	5,9 %	+	+
Chaetognatha				
<i>Eukrohnia hamata</i>	< 1 %	2,6 %	—	1
Личинки				
Polychaeta	3,6 %	100 % ²	1	1
Bivalvia	< 1 %	2,4 %	+	—
Echinodermata	< 1 %	3,3 %	1	1
Ascidia — яйца	6,5 %	88,2 %	+	+
Ascidia	< 1 %	3,0 %	—	+
Nemertinea	1,4 %	100 % ²	—	+

¹ — *Oncaea* spp. — только половозрелые особи;

² — личинки Polychaeta и Nemertinea: в отдельных пробах не было ничего, кроме 1–3-х личинок;

³ — обнаружено по 1–2 особи, определение предварительное;

⁴ — предварительное определение.

Oithona similis, за которой по численности следуют *Ctenocalanus citer* и *Metridia gerlachei*. Все эти виды — представители класса Copepoda. Данный таксон является, по сути, основой зоопланктона в изученной акватории, составляя около 90 % численности (табл. 2). Отмечены также несколько видов из отряда Haracticoida, однако все они — донные. Кроме этой группы доля в планктоне только личинок Polychaeta и Nemertinea превышает 1 % (табл. 2). Следует обратить внимание на высокие максимальные значения доли личинок Polychaeta и Nemertinea и некоторых других в планктоне (до 100 %). Это результат того, что в некоторых пробах либо вообще не было других животных, либо их было очень мало. В относительно больших количествах встречались яйца Ascidia (до 30 экз./м³). Фуцилии *Thysanoessa macrura* встречены лишь один раз, 14 апреля, на мористой станции в слоях 25–10 и 50–25 м.

Таблица 3

Среднегодовые значения численности (экз./м³) и средняя доля в суммарной численности зоопланктона самых многочисленных группировок

	Станция I (прибрежная)			Станция II (центр бухты)				
	0–10 м	10–25 м	0–25 м	0–10 м	10–25 м	25–50 м	0–25 м	0–50 м
Зоопланктон	61	57	59	38	57	50	47	48
Calanoida	10	12	11	8	11	15	10	11
Cyclopoida	47	41	45	26	44	31	35	34
Copepoda	57	53	55	33	55	46	44	45
Calanoida	16,4 %	20,9 %	18,6 %	21,3 %	19,3 %	29,8 %	21,1 %	22,8 %
Cyclopoida	77,0 %	71,5 %	76,0 %	69,2 %	77,2 %	61,6 %	74,0 %	70,4 %
Copepoda	93,4 %	92,4 %	92,9 %	87,8 %	96,5 %	91,4 %	93,0 %	93,1 %

Несколько животных пока не определены до вида (*Gaetanus* sp., *Scolecithricella* sp.). Определение двух видов – *Stephos longipes* и *Microcalanus pigmaeus* вызывает сомнение, так как они очень похожи друг на друга, особенно в неполовозрелом состоянии. Для окончательного определения животные отправлены специалисту.

Изменения видового разнообразия прослеживаются в пределах самой бухты, по мере удаления от берега и увеличения глубины. Так, на прибрежной станции было встречено меньше видов планктонных животных, чем в открытой части бухты: 14 и 21 соответственно. Однако различия видового состава между станциями касаются только малочисленных видов, встреченных в единичных количествах. Из животных, встреченных в прибрежье, только личинки *Bivalvia* не отмечены в центре бухты, но это была единственная особь.

Количественные различия на двух станциях прослеживаются лучше всего в слое 10–0 м. Глубже нет практически никаких различий. В поверхностном слое на прибрежной станции количество животных в 1 м³ значительно выше, чем в открытой части бухты (табл. 3). При этом наибольшие различия прослеживаются в обилии представителей отряда Cyclopoida.

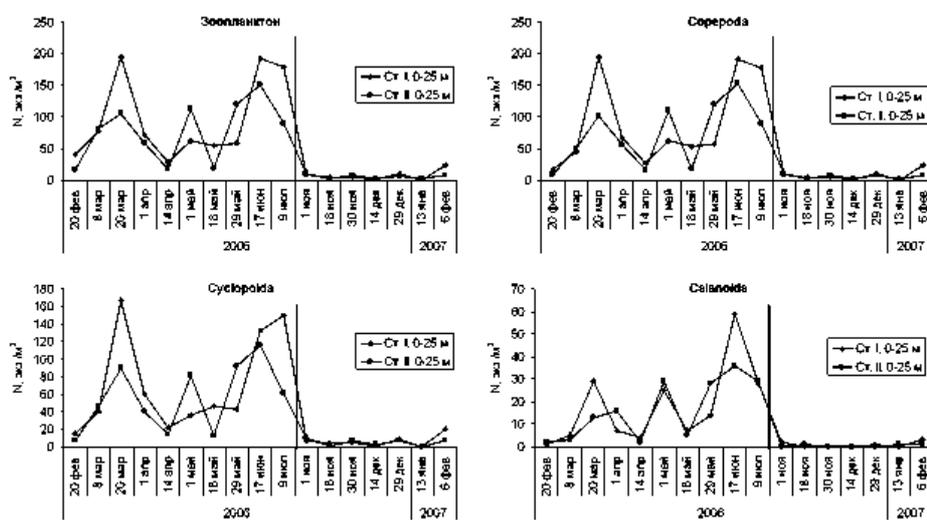


Рис. 4. Динамика суммарной численности зоопланктона и наиболее многочисленных групп в течение 2006–начала 2007 гг. Ст. I и Ст. II – наименования станций. Вертикальной линией показан перерыв в пробоотборе (с июля по октябрь), когда море было покрыто льдом

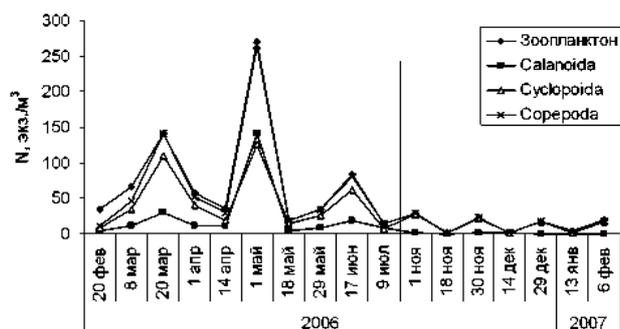


Рис. 5. Динамика суммарной численности зоопланктона и массовых групп в слое 25–50 м в открытой части бухты Ардли. Обозначения как на рис. 4

На рис. 4 представлен сезонный ход изменений суммарной численности зоопланктона и массовых группировок в слое 0–25 м на обеих станциях. Данный горизонт глубин выбран с целью сравнения двух станций, поскольку на прибрежной глубина не превышает 25 м. Период высокого обилия зоопланктона пришелся на осень – начало зимы. Зарегистрировано два всплеска численности: в марте и июне–июле. Скачок обилия отмечен также 1-го мая на мористой станции, причем в слое 25–50 м этот скачок выражен сильнее, чем предыдущий и последующий (рис. 5). В конце зимы, весной и в начале лета обилие зоопланктона было крайне низким (менее 10 экз./м³) и лишь в начале февраля начало расти. То же

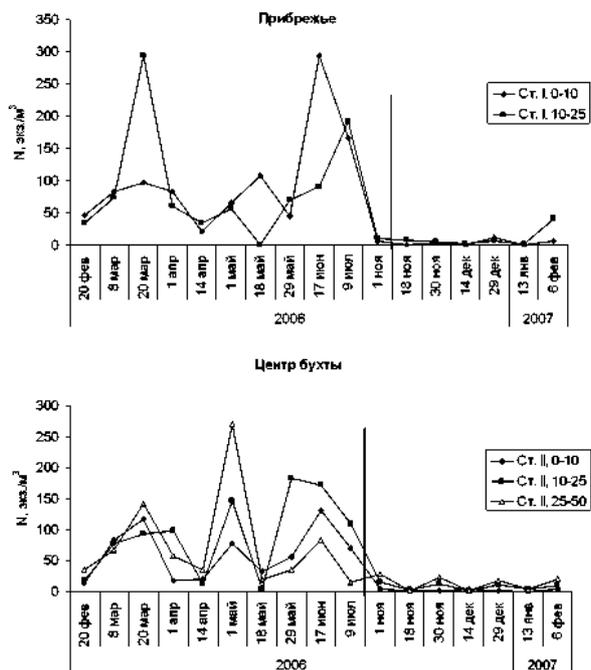


Рис. 6. Динамика суммарной численности зоопланктона в разных горизонтах водной толщи и на разном удалении от берега. Обозначения как на рис. 4

самое можно сказать про динамику представителей Calanoida и Cyclopoida по отдельности, так как это самые многочисленные группировки в планктоне.

Планктонные личинки встречались в течение всего года, но численность их была крайне низка и в сумме не превышала 4 экз./м³. Однако в планктоне в феврале и марте отмечено значительное количество яиц асцидий, которые осенью встречались в единичных количествах и отсутствовали весной и в начале лета. Сами личинки попадались лишь два раза, в марте и июне, в мористой точке.

Сложно говорить о динамике остальных таксономических групп, так как они присутствовали в планктоне в единичных количествах в разное время года. Некоторую закономерность можно проследить лишь в динамике суммарной численности Appendicularia: представители этой группы встречены в планктоне только в марте, апреле и мае.

Изменения суммарного обилия зоопланктона и массовых группировок были в общем сходными на двух станциях. Только на станции в центре бухты отмечен скачок численности 1 мая, чего не было в прибрежной точке. Динамика малочисленных видов различалась сильнее, однако преждевременно говорить о достоверности обнаруженных различий.

Вертикальное распределение зоопланктона не демонстрирует четких закономерностей (рис. 6). То же характерно и для обилия основных таксономических групп. Вероятно, причина этого — в отсутствии выраженных вертикальных градиентов температуры и солености.

ОБСУЖДЕНИЕ

Состав зоопланктона в бухте Ардли в значительной степени обеднен по сравнению с глубоководными районами. В глубоководной части залива Адмиралтейства того же о-ва Кинг-Джордж отмечено 162 вида и группы более высокого ранга, из которых только Soropoda 31 вид [6, 13]. Похожая закономерность наблюдается и в бухте Ардли: на удаленной от берега глубокой станции видовое разнообразие заметно больше.

Обилие животных в бухте Ардли и заливе Адмиралтейства сравнивать невозможно, так как в заливе сборы велись по другой схеме и другими орудиями лова. Однако есть возможность сравнить сезонные изменения в планктонном сообществе. Динамика численности следующих видов сходна в этих двух местах: *Metridia gerlachei*, *Oithona similis* и *Oithona frigida*. Численность *Ctenocalanus citer* в бухте Ардли изменяется в течение года только с одним растянутым максимумом в мае–июле, тогда как в заливе Адмиралтейства существует два пика: в апреле–мае и октябре–ноябре. Два вида из отмеченных в бухте Ардли имеют иную сезонную динамику в заливе: *Oncaea curvata* и *Microcalanus pigmaeus*. У обоих видов в заливе Максвелла сезонный максимум отмечен весной, в октябре–декабре, тогда как в бухте Ардли в максимальном количестве они встречены осенью, в начале мая. Сравнение динамики остальных видов не представляется корректным, так как они встречены в бухте Ардли в единичных количествах. Однако летние исследования, проведенные в более мелководной части залива Адмиралтейства (бухта Эскурра (Ezcurra)) указывают на наличие максимума суммарного обилия зоопланктона в феврале и небольших пиков биомассы и численности в декабре и январе [9]. По материалам различных экспедиций была прослежена динамика суммарного обилия зоопланктона в разных широтных поясах Южного океана [2]. В зоне, где находится о-в Кинг-Джордж, отмечено два пика обилия зоопланктона: весенний (ноябрь), и летне-осенний (март–апрель). Такие различия результатов разных исследований, вероятно, являются следствием непродолжительности наблюдений, а не только географических различий. Для полноты картины сезонной динамики необходимо иметь ряд непрерывных наблюдений в течение нескольких лет. Год от года может меняться как ход сезонных изменений, так и их амплитуда. Так,

мониторинг зоопланктона в тех же широтах Северного полушария показал высокую межгодовую изменчивость его обилия, вертикального и горизонтального распределения [1, 7, 8]. Изменчивость динамики зоопланктона в районе исследований может быть обусловлена свободным водообменом с открытым океаном, в результате чего в бухту заносятся особи извне. На возможность интенсивного обмена с океаном указывает равномерность вертикального и горизонтального распределения солености в бухте Ардли, а также открытость бухты и частые шторма.

Однако, несмотря на однородность водной массы в бухте Ардли, прослежены различия качественных и количественных показателей зоопланктона на разном удалении от берега. По мере удаления от берега увеличивается число видов, что связано, прежде всего, с увеличением глубины, благодаря чему в открытой части бухты встречаются более глубоководные виды: *Rhincalanus gigas*, *Scolecithricella* sp., *Gaetanus* sp. и др. Численность зоопланктона в поверхностном 10-метровом слое, напротив, несколько снижается при движении от берега. При этом различия температуры и солености на этих двух станциях не превышают 0,2 °С и 0,4 ‰ соответственно. Это можно объяснить постоянной ветровой нагрузкой и открытостью бухты. Анализ прозрачности указывает на большую ее величину у берега. Однако достоверность различий сомнительна, так как близость суши и меньшая глубина должны, по идее, приводить к увеличению количества взвеси в воде. Следовательно, данный фактор нельзя принимать в качестве объяснения описанных различий.

Более глубокий анализ влияния описанных здесь и других факторов требует более длительных исследований. Программу мониторинга зоопланктона в бухте Ардли планируется продолжить и расширить для того, чтобы понять не только механизмы, движущие изменениями в сообществе на локальном уровне, но и влияние климатических флуктуаций. Последнее особенно актуально в связи со значительными изменениями климата в районе западного сектора Антарктики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температурный режим исследованной акватории характеризуется выраженной сезонностью с максимальными температурами в конце лета — начале осени и минимальными — зимой. Сезонные колебания солености крайне незначительны, так же как и вертикальные и горизонтальные градиенты, что позволяет предположить наличие интенсивного перемешивания водной толщи. Вероятно, в этом участвуют как значительное ветровое воздействие, так и приливные течения.

Гомогенность толщи воды, по всей вероятности, является причиной практически равномерного вертикального распределения зоопланктона. Однако существует горизонтальный градиент качественных и количественных показателей. Так, видовое разнообразие увеличивается по мере удаления от берега, что связано, вероятно, с влиянием открытого океана, а также с увеличением глубины. При этом обилие зоопланктона уменьшается в том же направлении. Объяснение последнего требует дальнейших наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабков А.И., Прыгункова Р.В. Аномалии сезонного развития зоопланктона и гидрологических условий в губе Чупа Белого моря: Тез. докл. симпозиума «Гидробиология и биогеография шельфов холодных и умеренных вод Мирового океана». Ленинград, 1974. Л.: Наука, 1974. С. 99–100.
2. Воронина Н.М. Годовой цикл планктона в Антарктике // Основы биологической продуктивности океана и ее использование. М.: Наука, 1971. С. 64–71.
3. Галкин Ю.И. Колебания климата и многолетние изменения биомассы бентоса в Баренцевом море // Биологические ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Наука, 1987. С. 90–122.

4. Галкин Ю.И. Многолетние изменения донной фауны в переходных биогеографических районах на примере моллюсков Баренцева моря // Жизнь и среда полярных морей. Л.: Наука, 1989. С. 157–164.
5. Киселев И.А. Планктон морей и континентальных водоемов. Т. 1. Л.: Наука, 1969. 657 с.
6. Меньшенина Л.Л. Сезонная динамика массовых веслоногих ракообразных в заливе Адмиралтейства (остров Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова) // Антарктика. 1995. Вып. 33. С. 107–121.
7. Прыгункова Р.В. Межгодовые изменения сезонных миграций у *Pseudocalanus elongatus* в Белом море // Биология моря. 1979. № 1. С. 10–16.
8. Прыгункова Р.В. О некоторых причинах межгодовых изменений распределения зоопланктона в Кандалакшском заливе Белого моря // Биология моря. 1985. № 4. С. 9–16.
9. Chojnacki J., Weglenska T. Periodicity of composition, abundance, and vertical distribution of summer zooplankton (1977/1978) in Ezcurra Inlet, Admiralty Bay (King George Island, South Shetland) // J. Plan. Res. 1984. Vol. 6. № 6. P. 997–1017.
10. Cook A.J., Fox A.J., Vaughan D.G., Ferrigno J.G. Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century // Science. 2005. Vol. 308. № 5721. P. 541–544.
11. Cushing D.H. The long-term relationship between plankton and fish // ICES Journal of Marine Science. 1995. Vol. 52. № 3–4. P. 611–626.
12. Gross L. As the Antarctic ice pack recedes, a fragile ecosystem hangs in the balance // PloS Biology (Electronic journal). 2005. Vol. 3. № 4. P. 557–561.
13. Menshenina L.L., Rakusa-Suszczewski S. Zooplankton changes during the year in Admiralty bay (February 1990 – January 1991) // Pol. Arch. Hydrobiol. 1993. Vol. 39. № 1. P. 65–76.
14. Pakhomov E.A., Fuentes V., Schloss I., Atencio A., Esnal G.B. Beaching of the tunicate *Salpa thompsoni* at high levels of suspended particulate matter in the Southern Ocean // Polar Biol. 2003. Vol. 26. № 6. P. 427–431.
15. Russell F.S., Southward A.J., Boalch G.T., Butler E.I. Changes in biological conditions in the English Channel off Plymouth during the last half century // Nature. 1971. Vol. 234. № 5330. P. 468–470.
16. Thatje S., Fuentes V. First record of anomuran and brachyuran larvae (Crustacea: Decapoda) from Antarctic waters // Polar Biol. 2003. Vol. 26. № 4. P. 279–282.

N.V.USOV

SEASONAL EVOLUTION OF ZOOPLANKTON AMOUNT IN ARDLI BAY (KING GEORGE ISL., SOUTH SHETLAND ISLANDS)

Zooplankton sampling was carried out during the year from 20 February 2006 to 6 February 2007 in Ardley Cove (King-George Island, South Shetland Islands) at two different distances from the shore. It was found that species number rises but total abundance declines with distance from shore. No pattern was found in vertical distribution of zooplankton. Two major peaks of zooplankton numbers were traced during the year: in March and June-July with one less prominent in the beginning of May in water layers below 10 m depth. Season dynamics of the most abundant species was discovered to be similar to that in the much deeper Admiralty Bay, located on the same Island.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛЕДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В ВЫСОКОШИРОТНОЙ АРКТИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ «АСЕХ-2004»

А. В. ЮЛИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Анализируются метеорологические и ледовые условия в приполюсном районе Арктики по данным многосуточных непрерывных наблюдений, проведенных в высокоширотной экспедиции на ледоколе «Oden» в августе–сентябре 2004 г. Специальные судовые ледовые наблюдения позволили получить интересные данные многосуточных наблюдений за дрейфом и толщиной ледяного покрова.

ВВЕДЕНИЕ

В августе–сентябре 2004 г. в Северном Ледовитом океане состоялась уникальная морская экспедиция «АСЕХ-2004» («Arctic Coring Expedition-2004»), основной целью которой являлось глубоководное бурение морского дна на хребте Ломоносова на широте 88° с.ш., среди многолетних дрейфующих льдов.

Экспедиция была организована Полярным секретариатом Шведской академии наук в рамках Международной объединенной океанической программы по бурению («IODP») и объединяла ученых из 10 стран мира, в том числе и России. В экспедиции участвовали два ледокола – атомный ледокол «Советский Союз» (Россия) и ледокол «Oden» (Швеция) и судно ледового класса «Vidar Viking» (Швеция), оборудованное глубоководной буровой установкой.

Бурение скважин и получение образцов осадочных пород проводилось на глубине океана около 1200 метров в районе с координатами от 87° 30' до 88° 00' с.ш. между меридианами 135° 00' – 140° 00' в.д. Подготовительные работы и непосредственно бурение происходило с 14 августа по 5 сентября. Специфика проведения этих работ состояла в необходимости точного позиционирования буровой платформы во время работы над точкой бурения с допустимым отклонением не более 50 м, несмотря на постоянно меняющийся по скорости и направлению ветер и дрейф многолетних льдов. Такое позиционирование буровое судно «Vidar Viking» обеспечивало системой спутниковой навигации и работой подруливающих устройств.

В обеспечении сохранения положения судна «Vidar Viking» над точкой бурения также участвовали сопровождавшие ледоколы. Атомный ледокол «Советский Союз» на удалении от 0,8 до 2 миль от точки бурения по линии дрейфа разбивал крупные ледяные поля до обломков с линейными размерами не более 20–100 м. Ледокол «Oden» на удалении от 0,4 до 0,8 миль дробил крупнобитый лед до мелкобитого с линейными размерами, не превышающими 10–20 м. Напор мелкобитого льда судно «Vidar Viking» выдерживало с помощью собственных подруливающих двигателей.

В период операции проводился постоянный мониторинг гидрометеорологических и ледовых условий в районе бурения, основной целью которого было на-

блюдене за обстановкой и заблаговременное предупреждение о возможности наступления условий, выходящих за предельные значения. Мониторинг гидрометеорологической обстановки включал в себя комплекс стандартных метеорологических и специальных ледовых наблюдений за дрейфом, линейными размерами и толщиной ледяного покрова. Необходимо отметить, что проведение круглосуточного гидрометеорологического мониторинга стало одним из главных условий успешного выполнения работ экспедиции.

При прогнозировании возникновения опасных гидрометеорологических условий бурение прекращалось и оборудование поднималось на борт судна. Всего было предпринято 4 попытки бурения дна. Две из них были прекращены по техническим и гидрометеорологическим условиям, две попытки бурения стали успешными. В результате были взяты образцы осадочных пород на всю толщину их залегания – 428,7 м, с глубины океана 1200 м, что позволило получить уникальные палеонтологические данные. Общее время бурения составило 400 ч, что в свою очередь позволило провести многосуточные наблюдения за гидрометеорологической и ледовой обстановкой в районе работ.

ПРИБОРЫ, ОБОРУДОВАНИЕ И МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Метеорологические наблюдения выполнялись с помощью автоматической станции VASALA MAWS 101 (производство Финляндии) в стандартные синоптические сроки. Приемные датчики метеостанции располагались на верхнем мостике ледокола «Oden» на высоте 30 м от уровня моря.

Метеостанция позволяла фиксировать направление и скорость ветра каждые 2 с, значения давление, температуру воздуха и воды, дальность видимости – через 1 мин. Все показания метеорологических датчиков, приборов и суточный ход метеорологических параметров выводились на экран монитора, установленного на ходовом мостике ледокола. Дополнительно к наблюдениям в основные метеорологические сроки ряд метеорологических параметров наблюдался более часто, через каждые 30 мин., синхронно с ледовыми наблюдениями.

Все ледовые наблюдения выполнялись круглосуточно, вахтовым методом по методике «равнопромежуточных» наблюдений, то есть наблюдений, проводимых через фиксированные промежутки времени (в экспедиции «АСЕХ-2004» – через каждые 30 мин). В отличие от методики «постоянных» наблюдений, позволяющей сразу фиксировать изменения любой характеристики ледяного покрова, методика «равнопромежуточных» наблюдений обладает определенным недостатком. Проводя наблюдения через фиксированные промежутки времени, наблюдатель не отмечает возможные изменения ледовой обстановки, происходящие между сроками наблюдений.

Наблюдения проводились как визуальными, так и инструментальными методами. Визуально оценивались следующие параметры ледяного покрова:

- общая сплоченность льда, частная сплоченность льда по возрастам (многолетний, двухлетний, однолетний, молодые и начальные льды);
- размер и концентрация ледяных образований (количество полей, обломков полей и битого льда, линейные размеры битого льда);
- толщина льда;
- сжатие льда.

Наблюдения за толщиной льда проводились визуальным методом по двум измерительным рейкам длиной 350 см, прикрепленным к плануширу по левому и правому бортам ледокола.

Инструментально определялись координаты ледоколов и отдельных ледяных полей, площади льдов различной сплоченности и возраста, размеры крупных ледяных полей, характеристики дрейфа ледяного покрова.

Для определения дрейфа льда в период с 14 августа по 5 сентября в районе работ, в радиусе до 10–15 км от точки бурения одновременно размещались и работали от 2 до 4 дрейфующих буев, оснащенных спутниковой системой GPS. Данные о координатах поступали на борт ледокола «Oden» каждые 30 с, по которым рассчитывались векторы дрейфа. Необходимо отметить, что подобная дискретность измерения являлась избыточной и не отвечала точности используемых приемников системы GPS. При средней скорости дрейфа в 0,1 м/с модуль вектора дрейфа, рассчитанного за 30-секундный интервал, оказывался меньше точности используемых приемников системы GPS. Поэтому использовалась более длительная временная дискретность отсчетов. После обработки поступивших данных о положении буев вычислялись векторы дрейфа в реальном времени.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Для анализа повторяемости направления и скоростей ветра использовались данные с 30-минутной дискретностью. В период выполнения работ на полигоне (с 14 августа по 5 сентября) преобладали ветры северного, северо-восточного и восточного направлений, повторяемость которых составила 71 %. Распределение повторяемости ветра по направлениям и скоростям приведены в табл. 1 и на рис. 1. Средняя скорость ветра в период работ составила 6,5 м/с. Преобладающие скорости ветра составляли 5,0–7,5 м/с (повторяемость 63 %). Повторяемость сильных ветров, выходящих за предельно допустимые значения (более 12 м/с) составила 9 %. Штормовых ветров (более 15 м/с) не отмечалось. Таким образом, период проведения операций по бурению можно считать исключительно благоприятным по ветровой обстановке.

Таблица 1

Распределение повторяемости ветра по направлениям и характеристики скорости ветра

Направление	Повторяемость направления, %	Скорость ветра, м/с		
		средняя	минимальная	максимальная
Северное	34	7,3	1,4	13,5
Северо-восточное	20	5,6	1,0	8,3
Восточное	17	4,3	1,4	8,5
Юго-восточное	2	3,6	1,1	5,8
Южное	1	2,6	2,2	3,3
Юго-западное	6	4,6	1,8	7,8
Западное	8	7,3	0,8	12,6
Северо-западное	11	7,4	0,1	12,8

Важной характеристикой погоды при выполнении любых морских работ является горизонтальная видимость. Видимость крайне важна для обеспечения полетов вертолетов, маневрирования судов экспедиции, оценки ледовой обстановки в районе работ. Хорошая видимость (15 км и более) наблюдалась только треть времени работы (33 %). Более половины времени работы (58 %) горизонтальная видимость была крайне плохой, значительно усложнявшей маневры судов, препятствовавшей проведению ледовых разведок: 37 % времени менее 3 км и 21 % времени менее 1 км.

ДРЕЙФ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Одновременное использование нескольких дрейфующих буев в сравнительно небольшом районе позволило достаточно точно определять векторы дрейфа в реальном времени.

Поскольку дискретность основных ледовых наблюдений составляла 30 мин, в настоящей работе анализируются векторы дрейфа льда, измеренные в сроки

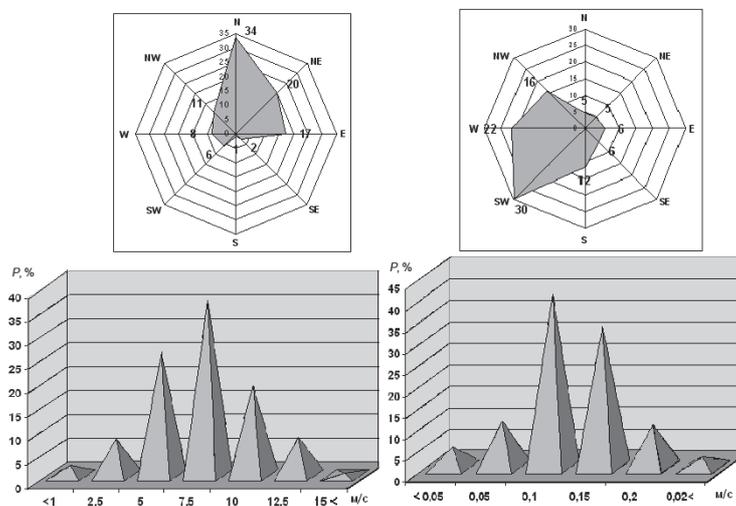


Рис. 1. Повторяемость ветра (слева) и дрейфа ледяного покрова (справа) по направлениям и скоростям

основных ледовых наблюдений (через каждые 30 мин.). При этом в качестве вектора дрейфа, отнесенного к основному сроку ледовых наблюдений, принимался результирующий вектор за 20-минутный интервал времени, предшествовавший основному времени наблюдения. Такой интервал осреднения был выбран для того, чтобы ошибки полученных характеристик дрейфа не выходили за 5 % интервал точности с доверительной вероятностью 95 %. При средней скорости дрейфа ледяного покрова 0,1 м/с, модуль результирующего вектора за 20-минутный интервал времени составлял в среднем 120 м. Ошибка в определении расстояний системой GPS при таком периоде осреднения составляла не более 5 % от величины модуля вектора дрейфа.

Распределение повторяемости дрейфа по направлениям и характерные скорости дрейфа для каждого направления приведены в табл. 2 и на рис. 2.

В период работ преобладал дрейф юго-западного (повторяемость 30 %) и западного (повторяемость 22 %) направлений. Преобладающие скорости дрейфа льда составили 0,10–0,15 м/с (повторяемость 73 %). Дрейф льда со скоростью 0,20 м/с (близкой к критическому значению для проведения операции) наблюдался в 10 % случаев, а более 0,20 м/с (критические скорости для проведения бур-

Таблица 2

Распределение повторяемости дрейфа льда по направлениям и скорости

Направление	Повторяемость направления, %	Скорость дрейфа, м/с		
		средняя	минимальная	максимальная
Северное	5	0,07	0,03	0,02
Северо-восточное	5	0,07	0,02	0,21
Восточное	6	0,08	0,02	0,15
Юго-восточное	6	0,08	0,02	0,15
Южное	23	0,12	0,02	0,21
Юго-западное	30	0,11	0,02	0,24
Западное	22	0,09	0,02	0,16
Северо-западное	16	0,06	0,02	0,11



Рис. 2. Примеры характерных измерений многолетнего льда толщиной 330 см (слева) и однолетнего льда толщиной 120 см (справа) (общая длина измерительной рейки – 350 см, одного деления – 10 см)

ния) наблюдался только в 2 % от общего времени наблюдений. Таким образом, можно констатировать, что в период проведения операции по бурению направление и скорость дрейфа льда были благоприятными.

Проведенные наблюдения позволяют провести оценку зависимости между ветром и дрейфом льда, а также оценить направление и скорость течения, независимого от местного ветра, так называемого «постоянного» течения.

Согласно общепринятым допущениям о взаимосвязи ветра и дрейфа льдов, результирующий вектор суммарного дрейфа (U) является суммой двух векторов – вектора чисто ветрового дрейфа (W) и вектора постоянного течения (C), т.е. $U = W + C$.

При этом считается, что скорость чисто ветрового дрейфа пропорциональна скорости ветра, $W = kV$, где k – ветровой коэффициент; W – модуль вектора скорости чисто ветрового дрейфа; V – модуль вектора скорости ветра.

К имеющейся выборке наблюдений за векторами дрейфа и ветра (более 800 наблюдений) применялся корреляционный метод обработки данных наблюдений за дрейфом [1]. Этот метод позволил получить значение среднего угла отклонения направления дрейфа льда от направления ветра (α), ветровой коэффициент (k) и элементы постоянного течения (направление и скорость). Рассчитанные элементы приведены в табл. 3. Угол отклонения направления дрейфа льда, обусловленный ветром составил 30° , значение ветрового коэффициента 0,027. Направление и скорость «постоянного» течения соответственно составили 261° и 2,8 м/с.

Проведенные расчеты хорошо подтверждаются данными фактических наблюдений за дрейфом льда при малых скоростях ветра, когда ветровая составляющая не является доминирующей. При уменьшении скорости ветра до 2 м/с и менее дрейф ледяного покрова всегда разворачивался в западном направлении. Среднее направление дрейфа при безветрии составило 249° , при средней скорости 0,04 м/с. Однако необходимо отметить, что наблюдаемый дрейф льда при отсутствии ветра не является в чистом виде дрейфом, обусловленным поверхностным течением. Этот дрейф также включают в себя инерционную, приливо-отливную и градиентную составляющие.

Таблица 3

Расчетные параметры ветрового дрейфа и «постоянного» течения

Дискретность наблюдений, мин	Коэффициент ветрового дрейфа		Угол отклонения (ок. град.)	Ветровой коэффициент (к)	Течение	
	τ_1	τ_2			Направление, град.	Скорость, м/с
30	0,75	0,35	30	0,027	261	2,8

ТОЛЩИНА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Измерения толщины льда в высоких широтах Северного Ледовитого океана всегда были сопряжены с большими техническими трудностями и требовали значительных материальных ресурсов. Регулярных площадных измерений толщины арктических льдов крайне мало. Наиболее информативными являются наблюдения в высокоширотных рейсах ледоколов и судов, а также данные профильных измерений с подводных лодок. Но интерес к толщинам ледяного покрова в высоких широтах всегда был большим, как для решения различных прикладных задач, например возможности организации научных станций, так и научных проблем. Последнее время интерес к этой характеристике особенно усилился в связи с исследованиями изменения климата. Изменение объема льда в Северном Ледовитом океане является объективным показателем состояния климатической системы. В этой связи любые наблюдения за толщиной льда в высоких широтах Северного Ледовитого океана представляют особый интерес.

Наблюдения за толщиной дрейфующего льда в экспедиции «АСЕХ-2004» проводились на протяжении более чем 500 ч с дискретностью в 30 мин. При средней скорости дрейфа, равной 0,1 м/с, это равносильно выполнению толщиномерной съемки на разрезе длиной 180 км, с шагом измерения приблизительно через 180 м.

Наблюдения за толщиной льда проводились визуальным методом по 2 рейкам длиной 350 см, прикрепленным к планширу по левому и правому бортам ледокола. Точность измерения составляла ± 5 см. Фиксировалась толщина только ровных льдов. Среди всего диапазона изменений толщины льда четко выделялись три основные группы: молодые льды с толщиной в диапазоне 5–15 см, льды с толщиной в диапазоне 1,0–2,0 м и льды с толщиной в диапазоне 2,0–3,0 м (рис. 3).

Льды в диапазоне 5–15 см являлись начальными и молодыми видами льдов (нилас, серый лед). Льды в диапазоне толщины 1,0–2,0 м идентифицировались как однолетние и двухлетние льды. Льды в диапазоне толщины 2,0–3,0 м идентифицировались как многолетние льды. Основными классификационными признаками являлись: состояние верхней и нижней поверхности, формы ледяных образований, цвет льда, формы и размеры снежниц, разрушенность и торосистость льда [2]. Определение возрастного состава льдов проводилось в соответствии с инструкциями ААНИИ по визуальным наблюдениям за ледяным покровом с судна.

Одновременно с визуальными наблюдениями с борта ледокола (профильные наблюдения) выполнялись вертолетные визуальные ледовые разведки (площад-

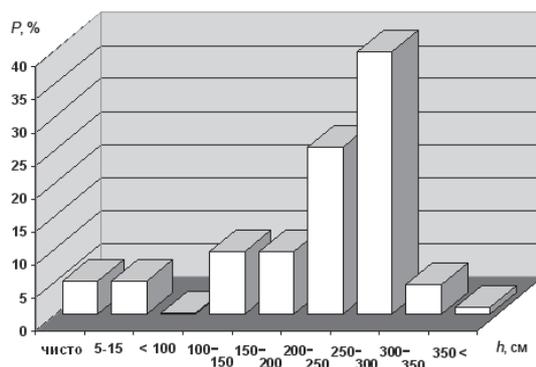


Рис. 3. Распределение толщины ровного льда, полученное по результатам многосуточных профильных измерений

ные наблюдения). Ледовые авиаразведки проводились практически ежедневно, когда позволяла видимость. Ледовые авиаразведки выполнялись по стандартной методике ААНИИ [5]. Наблюдения с вертолета позволяли отслеживать перемещение больших ледяных полей (линейными размерами более 2 км) и оценивать количество льдов различного возраста по всей осматриваемой площади. За один полет с высоты 100–150 м удавалось осматривать район площадью приблизительно 40×40 км. Полеты проводились параллельными равноудаленными галсами с расстоянием между ними 4–5 км. Такие полеты позволяли подробно описывать состав ледяного покрова в исследуемом районе. Возрастной состав льда и его количество определялись в баллах визуальным методом, по характерным классификационным признакам, в соответствии с руководством по производству ледовой авиационной разведки [2, 3].

Очевидно, что ровный ледяной покров, одинаково идентифицируемый по внешним признакам и отнесенный к одной возрастной градации, имеет одинаковое распределение толщины. Следовательно, можно достаточно уверенно утверждать, что распределение толщины льда, полученное по результатам профильных наблюдений на разрезе с борта ледокола «Оден», достаточно достоверно отражает распределение толщины ледяного покрова на всей осмотренной с помощью ледовой авиаразведки площади, что составляет при длине профиля в 180 км и ширине полосы осмотра в 40 км около 7,2 тыс км².

Преобладающая сплоченность ледяного покрова, продрейфовавшего через стационарную точку наблюдения со средней скоростью 0,10–0,15 м/с, составляла 9,5 баллов (95 % акватории покрыто дрейфующим льдом). Оставшиеся 5 % акватории занимала чистая вода в виде разрывов между полями, разводий и каналов. С 25 августа в районе началось устойчивое ледообразование. Появились начальные и молодые формы льда. Общее количество начальных и молодых льдов в среднем составляло около 0,5 баллов (5 % акватории покрыто молодым льдом). Остальную площадь акватории, около 90 %, занимали дрейфующие однолетние и многолетние льды различной толщины.

Из наблюдений следует, что во второй половине августа – начале сентября 2004 г. в районе с координатами по широте от 87° 30' до 88° 00' с.ш. между меридианами 135° 00'–140° 00', по осмотренному району с размерами в 7,2 тыс. км² дрейфующие льды, среди которых преобладали многолетние, занимали 95 % площади. По толщине ледяной покров состоял на 5 % из начальных и молодых льдов, толщиной 5–15 см, на 19 % из льдов с преобладающей толщиной 150–200 см, на 65,2 % из льдов с преобладающей толщиной 200–300 см и на 5,6 % из льдов, толщина которых превышала 350 см (табл. 4).

Таблица 4

Количественный состав и преобладающие толщины льда на полигоне работы

Возраст льда	Общее количество, %	Преобладающий диапазон толщины, см	Повторяемость, %
Льда нет (чистая вода)	5	0	5
Начальные и молодые	5	5–15	5
Однолетние и двухлетние	20	менее 100 100–150 150–200	0,2 9,5 9,5
Многолетние	70	200–250 250–300 300–350 более 350	25,3 39,9 4,5 1,1

Практически половина всех наблюдаемых льдов имела толщину на ровных участках 250 см и более (45,5 %). По данным И.П.Романова [3], в приполюсном районе количество льдов толщиной 240 см и более в среднем за десятилетие с 1972 по 1981 г. составило 50 %, изменяясь в диапазоне от 37 % до 63 %. Таким образом, количество льда толщиной более 240–250 см, полученное по данным профильных измерений в 2004 г., практически не отличается от данных, приведенных за десятилетие с 1972 по 1981 г., приближаясь к середине интервала.

Средневзвешенная толщина ледяного покрова по данным измерений 2004 г. составила 240 см. По данным Атласа морфометрических характеристик льда и снега в Арктическом бассейне [4] среднемноголетняя толщина ледяного покрова в августе–сентябре в рассматриваемом районе за весь ряд наблюдений до 1990 г. составляла 280–300 см, изменяясь в диапазоне 240–320 см. Средневзвешенная толщина льда на профиле в 2004 г. меньше среднемноголетней толщины льда за период до 1990 г. и ближе к минимальным значениям диапазона изменений, но все же не выходит из интервала наблюдавшихся ранее толщин.

Таким образом, полученные данные по толщине ледяного покрова в приполюсном районе в 2004 г. не дают оснований говорить о существенном уменьшении средней толщины многолетних льдов. Полученные данные по толщине льда на профиле, которые можно считать случайной выборкой, скорее свидетельствуют о том, что межгодовые изменения толщины льда не выходят из интервала естественной изменчивости, данные о которой накапливаются с конца 30-х гг. прошлого столетия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гудкович З.М. Корреляционный метод обработки данных наблюдений за дрейфом льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 1965. Вып. 21. С. 56–56.
2. Номенклатура морских льдов (условные обозначения для ледовых карт). Л.: Гидрометеиздат, 1976. 76 с.
3. Романов И.П. Ледяной покров арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 212 с.
4. Романов И.П. Атлас морфометрических характеристик льда и снега в Арктическом бассейне. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 152 с.
5. Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 240 с.

A. V. YULIN

THE MAIN RESULTS OF THE ICE OBSERVATIONS IN THE HIGH-LATITUDE EXPEDITION «ACEX-2004»

The meteorological and ice conditions in the near-Pole area of the Arctic according to the data of persistent observations executed during the high-latitude expedition on board the icebreaker «Oden» in August–September, 2004, are under analysis. The specialized ship-borne observations gave an opportunity to obtain interesting data on ice drift and thickness.

О ПРИЧИНАХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПРИРОДНОГО ФЕНОМЕНА В АРКТИКЕ ЛЕТОМ 2007 г.

А.А.ДМИТРИЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В статье делается попытка вскрыть причины возникновения летом 2007 г. природного феномена, который состоял в разрушении и смещении всех ледяных массивов из российских арктических морей в Канадский регион Арктики.

Обосновывается роль долгосрочных и краткосрочных земных факторов, а также внешних сил, способствовавших возникновению этого экстремального явления.

На основе выявленных зависимостей оценивается характер будущих процессов в Арктике.

В 2007 г. в Арктике произошло поистине феноменальное природное явление – летом в российских полярных морях разрушились и сместились в Канадский регион почти все ледяные массивы; освободились от морского льда районы Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа; полностью открылся Северо-западный проход в Канаде; кромка чистой воды в Арктическом бассейне достигла рекордно высокого положения – 85° с.ш. (рис. 1).

Даже простое перечисление отмеченных событий свидетельствует о том, что за всю историю изучения Арктики явлений такого масштаба еще не наблюдалось, и поэтому, естественно, они представляют огромный научный и практический интерес. Достаточно сказать, что теперь 2007 г. (так же, как и тяжелейшая навига-



Рис. 1. Ледовые условия в Арктике в сентябре 2007 г.

ция 1983 г.) войдет в историю как своеобразный уровень легчайших ледовых условий в навигационный период в восточном районе Арктики и самой малой ледовитости Северного Ледовитого океана.

С учетом того, что отмеченные события произошли все же в большей мере в восточном районе российской Арктики (кстати, так же, как и в 1983 г.), последующий анализ нами был произведен с наибольшим акцентом на данный регион.

Прежде чем приступить к анализу отмеченного экстремального явления 2007 г., рассмотрим, как вообще складывались ледово-навигационные условия в восточном районе российской Арктики за наиболее обеспеченный информацией 66-летний период. Для этого воспользуемся некоей условной, но убедительной характеристикой оценки каждой из арктических навигаций – тяжелая или легкая.

Так, из данных табл. 1 следует, что за исследуемый 66-летний период в восточном районе Арктики тяжелых в ледовом отношении навигаций было 37 (56 %), а легких 29 (44 %). Причем и те и другие, как правило, сохранялись по несколько лет подряд – тяжелые около 4 лет, легкие около 3 лет.

Таблица 1

Годы с тяжелыми и легкими ледово-навигационными условиями в Восточном районе Российской Арктики

Тяжелые условия	Количество лет	Легкие условия	Количество лет
1942	1	1943–1944	2
1945–1949	5	1950–1953	4
1954–1957	4	1958–1961	4
1962–1965	4	1966–1968	3
1969–1973	5	1974	1
1975–1976	2	1977–1978	2
1979–1988	10	1989–1993	5
1994	1	1995	1
1996–1998	3	1999	1
2000–2001	2	2002–2007	6
В среднем	3,7	В среднем	2,9

Подобная квазицикличность в повторяемости навигаций с тяжелыми и легкими ледовыми условиями сохранялась в общей сложности около 30 лет (по 1973 г.), после чего их смена на время несколько участилась, а с 1979 г. достаточно неожиданно последовал 10-летний период (по 1988 г.) тяжелых в ледовом отношении навигаций, включая и историческую навигацию 1983 г.

С 1989 г. в Арктике вообще начали происходить интересные события – от года к году стал повышаться температурный фон, и стали заметно улучшаться ледовые условия. За истекший 19-летний период только в 6 годах (32 %) в Арктике наблюдались трудности в ледово-навигационных условиях, а в остальных 13 годах (68 %), включая и исследуемый 2007 г., наблюдались положительные аномалии температуры воздуха и достаточно легкие навигационные условия.

Для понимания причин наблюдавшихся перестроек в ледовых условиях Арктики было решено, прежде всего, обратиться к закономерностям общей циркуляции атмосферы, результатом которой, как известно, является большинство природных процессов на планете. Кстати, события 2007 г. в Арктике могут являться идеальным подтверждением сказанному, т.к. в этом-то году, вне всякого сомнения, доминирующими были атмосферные процессы. И это действительно так, ибо ледовые закономерности даже не успели себя проявить: лед из российских арктических морей (как это ни фантастично) уже к середине короткого полярного лета просто исчез – растаял, разрушился и в итоге был отогнан свежими воздушными потоками в канадский регион Арктики.

Ранее в работе [3] нами уже исследовался вопрос о внутригодовой динамике циркумполярного вихря Северного полушария, где было показано, что знание местоположения, состояния и интенсивности циркумполярного вихря имеет принципиальное значение. Для этого достаточно обратить внимание на среднегодовые характеристики мест дислокации вихря в течение года (рис. 2). Ареал разброса этих мест напоминает собой некий эллипс, главная ось которого ориентирована от п-ова Таймыр через полюс в сторону северной Канады.

Вообще в исследовании было подтверждено, что если существование в приполюсном районе устойчивого вихря с относительно однородным температурным фоном и зональными потоками следует считать явлением нормальным, то отсутствие его в районе полюса правомерно рассматривать как явление аномальное, т.к. происходит потеря устойчивости зонального переноса, усиление межширотного воздухообмена и появление в атмосфере длинных волн [3].

Все это очень важно, т.к. различие в состояниях циркумполярного вихря тесно связано с общим процессом перераспределения тепла на полушарии, переносом момента количества движения с юга на север, изменением интенсивности зонального потока в широтных поясах Земли, что в свою очередь определяет характер атмосферных процессов и погоду в различных регионах полушария и Арктики.

С учетом того, что зональный перенос, обусловленный циркумполярным вихрем, квазициклически изменяется, нами впервые для высоких широт был вычислен количественный индекс атмосферной циркуляции, или индекс высокоширотной зональности [3].

Для объяснения указанных в табл. 1 перестроек в ледово-навигационных условиях Арктики мы для начала и рассмотрим многолетние изменения индекса высокоширотной зональности.

Из данных рис. 3 видно, что с 1948 по 1989 г., несмотря на значительные межгодовые колебания, в ходе изменений этого индекса обнаруживается положи-

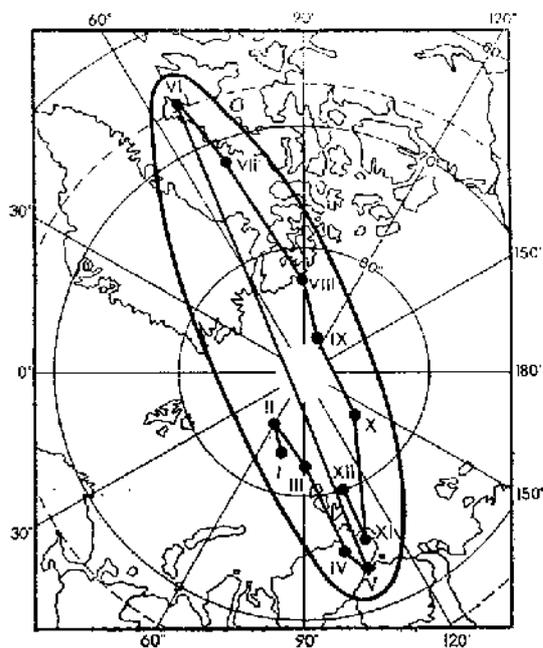


Рис. 2. Среднегодовая локализация циркумполярного вихря внутри года

тельный тренд. Это указывает на то, что в течение указанного периода в полярных регионах Северного полушария наблюдалось общее усиление циркуляции атмосферы, которое выразилось в активизации циклонической деятельности и увеличивающемся с годами притоке тепла в Арктику. Хотя приток тепла в Арктику, видимо, происходил также и за счет увеличения поступления туда теплых атлантических вод, т.е. так же, как и в период потепления 1921–1939 гг., когда было зафиксировано повышение скорости течения Гольфстрим [5].

К 1990-м гг. (рис. 3) уровень зональности в высоких широтах достиг максимальных значений и в течение ряда лет сохранялся таковым. В последние полтора десятка лет значения аномалий индекса зональности хоть и оставались выше нормы, но все же от года к году они начали уменьшаться, т.е. в их изменениях достаточно определенно наметился уже отрицательный тренд.

Если все сказанное об изменениях индекса зональности соотнести с циркумполярным вихрем, то можно констатировать, что в 50-х гг. минувшего века в высоких широтах Северного полушария циркумполярный вихрь (см. рис. 3) был предельно ослаблен, поскольку в те годы там господствовал арктический антициклон. К 70–80 гг., по мере ослабления арктического антициклона, начался постепенный процесс восстановления циркумполярного вихря, а к 90-м гг. он достиг своего максимального развития, предельно ослабив теперь уже арктический антициклон. В последнем же десятилетии минувшего века и все текущие годы нынешнего века циркумполярный вихрь хоть и наблюдался в высоких широтах, но, судя по данным рис. 3, с каждым годом слабел, что является предвестием очередной активизации арктического антициклона.

Итак, все отмеченные моменты в ходе индекса высокоширотной зональности и циркумполярного вихря в определенной степени проясняют внутреннюю структуру сложнейших процессов, происходивших в атмосферных и ледовых процессах Арктики за более чем полувековой период. Реальным последствием этих процессов, очевидно, и является то, что если с 1942 по 1989 г. на востоке Арктики

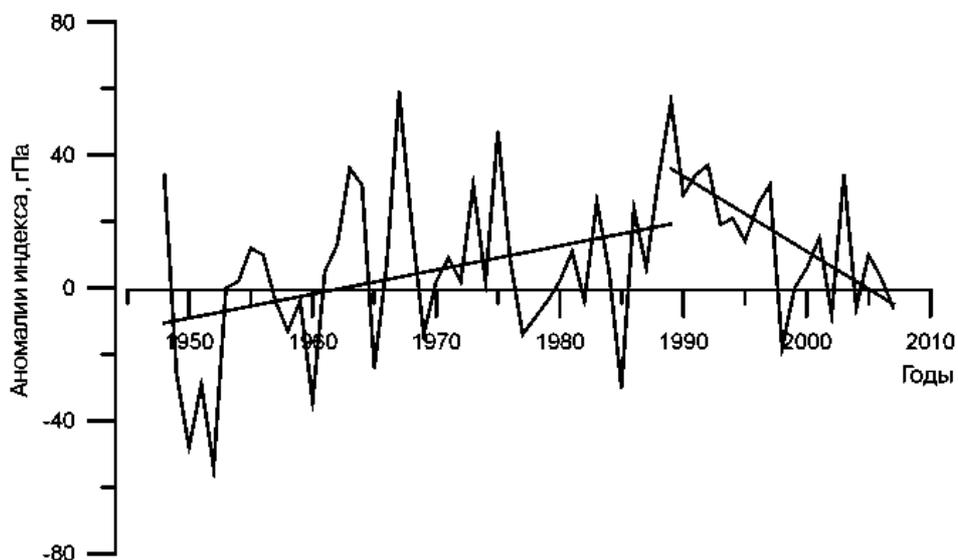


Рис. 3. Многолетние изменения аномалий индекса высокоширотной зональности по циркумполярной зоне Северного полушария за период с 1948 по 2007 г. (гПа)

в 66 % навигаций (см. табл. 1) наблюдался пониженный температурный фон и сложные ледовые условия, то с 1989 г. и по настоящий момент в Арктике потеплело и существенно улучшились ледовые условия.

То есть очевидно, что в долгопериодном плане все отмеченные события очень четко и гармонично подтверждают и обосновывают друг друга. Хотя у этой гармонии, конечно, имеются и конкретные физические причины, которые мы в дальнейшем попытаемся хотя бы частично понять.

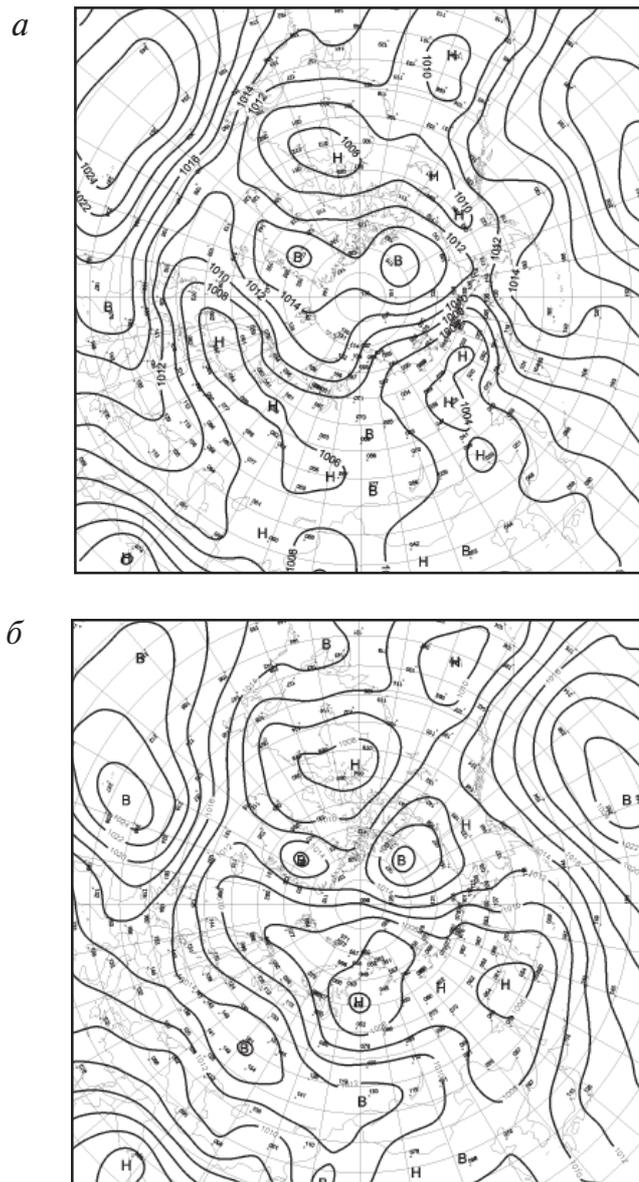


Рис. 4. Поля приземного атмосферного давления июля (а) и августа (б) 2007 г.

Разобравшись с долгопериодными тенденциями, способствовавшими возникновению в 2007 г. в Арктике экстремального природного явления, остановимся теперь на причинах короткопериодного плана, для чего проанализируем фактические атмосферные процессы за период февраль–октябрь 2007 г.

Прежде всего, отметим, что высотные барические поля свидетельствуют о том, что в большинстве месяцев 2007 г. циркумполярный вихрь был ослаблен и расщеплен на два отдельных центра. Один из них, как правило, находился над северной Канадой – северной Гренландией, а другой над северным Таймыром, т.е. примерно как и на многолетней схеме рис. 2. Весь же российский восточный регион Арктики и часть канадского региона на высоте большую часть года находились под влиянием гребня высокого давления с юга. Это, кстати, отчетливо проявляется на графике рис. 3.

Приземные барические поля, в соответствии с отмеченными особенностями высотного поля, характеризовались (рис. 4) в основном тем, что Арктика (и особенно ее восточный регион) большую часть года в той или иной мере находилась под влиянием развитого арктического антициклона. Его роль в целом ряде месяцев года (особенно в феврале, мае, июне и июле) трудно переоценить, т.к. он был своего рода дирижером всех атмосферных процессов. Одновременно Европа, западный регион российской Арктики и северное побережье нашей страны в течение 2007 г. были в основном под влиянием активной циклонической деятельности.

Здесь (для целей дальнейшего анализа) уместно напомнить, что потепление 1921–1939 гг., проходившее также под знаком значительного усиления циклонической деятельности над морями российской Арктики, было приостановлено как резким уменьшением (после 1939 г.) скорости течения Гольфстрим [5], так и появлением в Арктике мощного арктического антициклона.

Именно поэтому при анализе процессов 2007 г. повышенное внимание мы уделили арктическому антициклону. И это не случайно, т.к. значимость его в этом году по сравнению с предыдущими годами, как видно из данных рис. 4 и 5, заметно возросла. Так, из анализа многолетних изменений повторяемости в Арктике антициклонических процессов группы Б следует, что в 50–60 гг. минувшего века арктический антициклон имел исключительно большую повторяемость. В дальнейшем от года к году она уменьшалась и к 90-м гг. достигла минимальных значений. После нескольких лет пассивности арктический антициклон опять начал восстанавливаться и усиливаться. Это продолжается уже второе десятилетие, а вот в исследуемом 2007 г. он проявил себя исключительно ярко (см. рис. 4 и табл. 2).

Появление вновь (обращаем внимание – именно через 60 лет) в Арктике мощного антициклона – это принципиально важная и к тому же качественно новая черта в крупномасштабной динамике атмосферных процессов, к которой, несомненно, следует отнестись с повышенным вниманием, ибо она, как это уже бывало в прошлом, видимо, явится предвестником новой циркуляционной эпохи в полярной атмосфере Северного полушария.

Говоря об арктическом антициклоне, необходимо отметить еще одну существенную черту процессов 2007 г. Она состоит в том, что арктический антициклон в летний период исследуемого года тесно взаимодействовал (см. рис. 4) с азорским максимумом над Атлантикой и (что особенно важно) с северотихоокеанским максимумом давления, где, как известно, в этот сезон они стационарируют. Взаимодействие трех мощных антициклонов было весьма плодотворным, т.к. оно усиливало арктический антициклон и способствовало поддержанию в восточном регионе Арктики свежих юго-восточных воздушных потоков, а в западном регионе Арктики северо-восточных воздушных потоков большой протяженности.

В осенние и зимние месяцы 2007 г. (январь–апрель и сентябрь–декабрь) над Атлантикой и северной частью Тихого океана в приземном слое господствовали

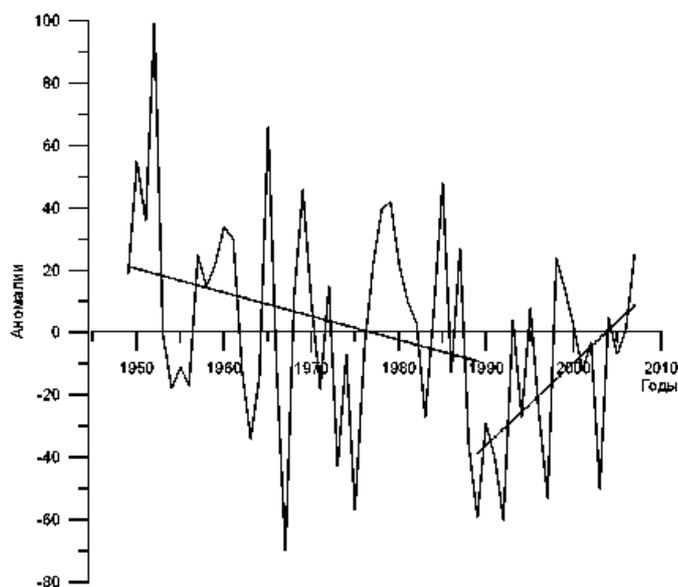


Рис. 5. Многолетние изменения аномалий повторяемости арктического антициклона за период с 1949 по 2007 г.

уже не барические максимумы, а активные исландская и алеутская депрессии. Будучи очень мощными барическими образованиями, они, проникая частично в Арктику, ослабляли и деформировали арктический антициклон. Это способствовало активизации циклонической деятельности как в западном районе Арктике, где наблюдались свежие западные и юго-западные потоки, так и над Чукоткой и Аляской, где наблюдались северо-восточные и восточные потоки (табл. 2).

Здесь необходимо заметить, что если бы арктический антициклон в летние месяцы не имел столь отчетливой связи с антициклоном над Тихим океаном, то экстремальная ситуация на востоке Арктики в 2007 г. вполне могла бы и не состояться. Дело в том, что северо-восточные потоки, которые в этом случае наблюдались бы в регионе, не смогли бы сформировать в этом году столь высокий температурный фон. Ведь, как известно, в Арктике отсутствуют собственные источники тепла и радиационный баланс там отрицательный.

Проведенный анализ убедительно показал, что преобладающий тип процесса в восточном регионе Арктики в летний период зависит (как минимум) от трех следующих условий:

1) какое положение (западное или восточное относительно 180° в.д.) в конкретный месяц в восточном районе Арктики занимает арктический антициклон;

Таблица 2

Величины аномалий индекса зональности для всей Арктики (гПа) и повторяемость (в днях) процессов групп А и Б по месяцам 2007 г.

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
ΔI_z	73	-123	68	34	-3	-73	-42	-1	-8	52	-22	-21	-6
Группа А	21	3	18	18	14	0	4	13	14	25	12	10	152
Группа Б	10	25	13	12	17	36	27	18	16	6	18	21	213

2) каково состояние северотихоокеанского антициклона и имеется ли связь его с арктическим антициклоном;

3) каков температурный и барический фон в рассматриваемый период на севере Тихого океана.

Попробуем пояснить подробнее сказанное.

Итак, если арктический антициклон занимает восточное положение и налицо его взаимодействие с северотихоокеанским антициклоном, то над восточными арктическими морями преобладают свежие (отжимные) юго-восточные ветровые потоки, которые, принося значительное тепло с Тихого океана, обуславливают благоприятные ледово-навигационные условия. Вот именно эта ситуация и наблюдалась летом 2007 г., как и в ряде лет с легкими навигациями в прошлом (см. табл. 1).

Если арктический антициклон занимает западное положение и связь его с северотихоокеанским антициклоном отсутствует, то над восточными арктическими морями преобладают нажимные северо-восточные и даже северные ветровые потоки, которые формируют низкий температурный фон и сложные ледово-навигационные условия. Примером подобной ситуации может служить навигация 1965 г., в течение которой в восточном районе Арктики в западном положении стационарировал арктический антициклон и с апреля по октябрь наблюдались отрицательные аномалии температуры воздуха. На трассе преобладали нажимные северо-восточные и северные ветры, ледовая обстановка была достаточно тяжелой, и с судовождением было много проблем, что привело к гибели судна «Витимлес».

Рассмотрев эти две типовые разновидности развития атмосферных процессов в эпоху преобладания арктического антициклона и показав одновременно особенности атмосферных процессов в летний период 2007 г., мы тем самым еще и сформулировали *первую и весьма важную зависимость*, которая имеет место в восточном районе Арктики и которую следует учитывать в прогностической работе.

Здесь необходимо упомянуть и о еще одном важном моменте. Между многолетними изменениями циркумполярного вихря (рис. 3) и повторяемостью зонального типа (3) по Тихому океану (по А.А.Гирсу), а также между многолетними изменениями повторяемости арктического антициклона (рис. 4) и повторяемостью меридионального типа (M_1) просматривается достаточно тесная связь. Само же формирование конкретных типов процессов в северной части Тихого океана зависит от температурного фона (воздуха и воды) в этом регионе, на который в свою очередь влияет ежегодное явление Эль-Ниньо.

Из анализа рассмотренных выше материалов вытекает и *вторая важная зависимость*. Она четко прослеживается при одновременном (синхронном) рассмотрении рис. 3 и 5 и состоит в следующем: чем больше в высоких широтах интенсивность циркумполярного вихря и выше уровень зональности и циклонической деятельности, тем меньше там повторяемость и интенсивность арктического антициклона и, наоборот, чем более ослаблен циркумполярный вихрь и низок уровень зональности, тем больше повторяемость процессов группы Б и арктического антициклона.

Выявленные зависимости, ставя во многом все на свои места и отвечая на ряд важных вопросов, позволяют, кроме того, осуществлять оценки предстоящего состояния макропроцессов как во всей Арктике, так и по ее отдельным регионам.

Из внутригодовых изменений зонального индекса (табл. 2), вычисленных для всей Арктики в целом, следует, что в высоких широтах в течение 8 месяцев 2007 г. зональность была подавлена (о чем свидетельствует отрицательный знак аномалий индекса), т.к. преобладали межширотный воздухообмен и антициклонические процессы группы Б. С целью большей детализации обычно также используются и данные об индексе, вычисленные по каждому из 4-х крупных регионов Арктики – атлантическому (от 60° з.д. до 30° в.д.), российскому западному (от 30°

до 120° в.д.), российскому восточному (от 120° в.д. до 150° з.д.) и канадскому (от 150° з.д. до 60° з.д.), и тогда обнаруживается еще более объективная картина.

Так, из данных рис. 6 следует, что если в первые три зимних месяца 2007 г. изменения высокоширотного индекса во всех четырех регионах Арктики и по знаку и по величине были идентичны между собой (т.е. во всей Арктике как бы срабатывал единый механизм), то с апреля по декабрь изменения индекса между российским западным – атлантическим регионами (рис. 6 *a*) и российским восточным – канадским регионами (рис. 6 *б*) оказались диаметрально противоположными (опозиционными). С точки зрения атмосферных процессов это означает, что если на территории первых двух отмеченных регионов (рис. 6 *a*) в основном преобладала циклоническая деятельность (процессы группы А), то на территории второй пары регионов (рис. 6 *б*) в основном преобладали антициклонические процессы (группы Б).

Итак, закончив анализ циркуляционных процессов, можно сделать вывод, что весь российский восточный район Арктики в течение большей части 2007 г. находился под воздействием устойчивых градиентных воздушных потоков. В первые четыре месяца 2007 г., когда наибольшее влияние на процессы этого региона (кроме арктического антициклона) оказывали активные циклонические процессы с запада, преобладали свежие юго-западные и западные ветровые потоки, принося большое количество тепла в высокие широты. В летние месяцы, по мере изменения ситуации, ветровые потоки имели юго-восточную составляющую (рис. 4) и, приходя из субтропических широт Тихого океана, приносили с собой большие порции тепла. В осенние месяцы, а также в начале зимы тепло в восточный реги-

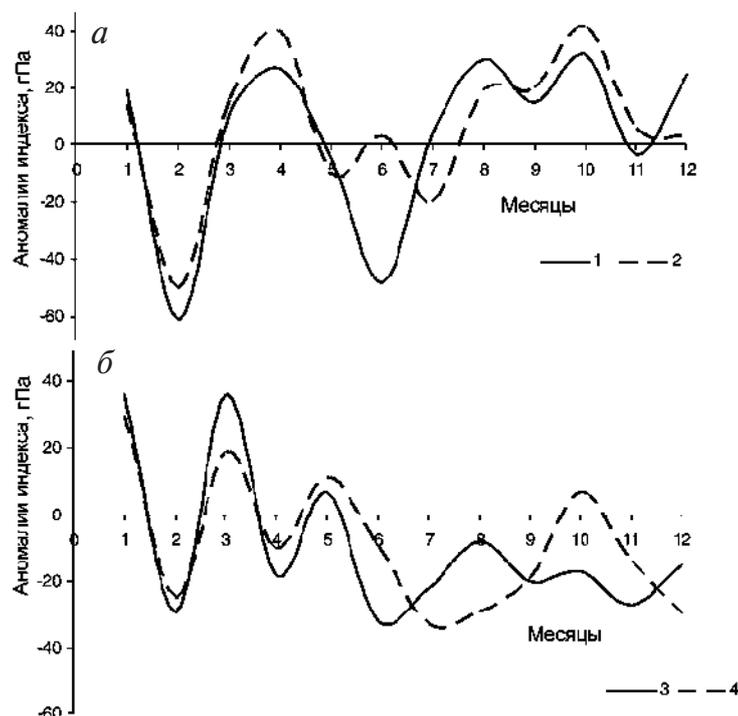


Рис. 6. Внутригодовое (по месяцам 2007 г.) изменение аномалий индекса высокоширотной зональности по четырем основным регионам Арктики: *a* – западному (1), атлантическому (2) и *б* – восточному (3) и канадскому (4)

он Арктики поступало с восточными ветровыми потоками с юга Аляски, где в последнее время вообще наблюдается повышенный температурный фон.

В итоге, несмотря на отмеченные сезонные особенности атмосферных процессов, в восточном регионе Арктики почти в течение всего года наблюдались положительные аномалии температуры воздуха. В центре очага, который в основном располагался в юго-восточной части Восточно-Сибирского моря, эти аномалии достигали: в феврале 6 °С, в марте и апреле 4 °С, в мае и июне 5 °С, в июле 8 °С, в августе и сентябре 9 °С, в октябре 7 °С. Подобная стабильность термического фона, тем более в восточном регионе Арктике, прямо скажем, явление далеко не ординарное.

Справедливости ради здесь необходимо заметить, что как в процессе формирования температурного фона региона, так и в процессе таяния снега и льда кроме юго-восточных потоков, безусловно, свою лепту внесло и круглосуточное солнечное сияние в летний период года, и аномально большие (по данным участника высокоширотной экспедиции И.М.Ашика) температуры воды в океане (до 5–6 °С), и малооблачная погода в хорошо развитом арктическом антициклоне. Кроме того, конечно, следует учитывать и то, что существенное уменьшение ледовитости в восточных арктических морях привело к увеличению теплоотдачи вода–воздух.

Говоря об устойчивых по направлению и интенсивности воздушных потоках с юга и юго-востока в летний период (см. рис. 4), необходимо отметить, что именно благодаря им в первую очередь в 2007 г. наблюдались и активное разрушение льда, и устойчивый и по силе и по направленности дрейф огромных масс льда из восточного района Арктики в сторону Канады (рис. 1).

Правда, из анализа ледовых карт ЦЛГМИ ААНИИ следует, что начальным импульсом всего процесса разрушения и дрейфа льда послужил ежегодный сток теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив в Чукотское море в начале летнего сезона. Он, будучи индикатором интенсивности циркуляции поверхностных вод, при поддержке устойчивых юго-восточных ветров уже в июле месяце способствовал разрушению сначала Чукотского Северного, а затем и Врангелевского ледяных массивов. В дальнейшем, активно разрушаясь и вытаявая, весь лед восточных арктических морей под напором свежих ветров южных направлений и совершил свой «исторический» дрейф в канадский регион Арктики (рис. 1).

Убедительным подтверждением всему сказанному может являться событие, произошедшее с научно-исследовательской дрейфующей «Ледовой базой», которая была высажена 7 июня 2007 г. в координатах $\varphi = 80^{\circ} 54'$ с.ш. и $\lambda = 169^{\circ} 31'$ в.д. с атомного ледокола «Арктика». На ней за счет отмеченных выше аномальных процессов в восточном районе Арктики одновременно происходило как активное таяние и разрушения льда, так и стремительный дрейф льда на север. В результате этих процессов данную станцию через два с половиной месяца (23 августа 2007 г.) с помощью НЭС «Академик Федоров» пришлось эвакуировать в точке с координатами $\varphi = 85^{\circ} 45'$ с.ш. и $\lambda = 179^{\circ} 59'$ в.д. в основном по причине разрушенности льда в районе станции, что в этих широтах в прошлые годы считалось немислимым. За эти два с половиной месяца дрейфующая «Ледовая база» (по вычислениям Ю.А.Горбунова) прошла в Ледовитом океане рекордное расстояние – около 540 км.

Иными словами, если с точки зрения температурного фона описанное событие на востоке Арктики в 2007 г. можно отнести к разряду редких, но все же наблюдавшихся в прошлые годы, то в ледовом отношении подобное явление за весь период исследования полярного региона представляется событием исключительным. Ведь в этом году впервые во всем огромном полярном бассейне специалисты не смогли найти подходящей льдины для высадки дрейфующей станции.

Вообще же события этого года в какой-то мере, видимо, заставят теперь несколько по-иному оценивать ледовые процессы в арктических морях, т.к. кроме

известного генерального дрейфа в Арктике, как выяснилось, при определенных условиях могут дрейфовать и ледяные массивы.

Иначе говоря, эти стационарные скопления льда (массивы) на самом деле оказались гораздо более подвижной средой, чем считалось. Хотя, конечно, здесь нельзя не учитывать тот факт, что в течение последних почти двух десятилетий (как отмечалось выше) в той или иной мере в каждый благополучный навигационный период осуществлялось частичное разрушение (ослабление) ледяных массивов. Благодаря этому результирующему (итоговому) эффекту и, конечно, исключительно активным атмосферным процессам 2007 г. ледяные массивы и подверглись разрушению и смещению на весьма значительное расстояние к северу в Канадский регион Арктики, где лед весь летний период находился в сжатом состоянии.

Таким образом, выявленные в процессе анализа чисто земные причины и зависимости, безусловно, внесли свой вклад в процесс формирования природного феномена в Арктике летом 2007 г. Однако только ими все же сложно объяснить такие изменения в характере природных процессов, как стадийность, цикличность, существенные межгодовые колебания интенсивности как в атмосферных, так и в ледовых процессах и др. И это понятно, поскольку все эти явления, кроме всего, являются собой отклик земной атмосферы и океана на наиболее значимые циклы Солнечной системы и динамику космического пространства, см. [4].

В подтверждение сказанного отметим, что случившийся в Арктике летом 2007 г. природный феномен, несомненно, во многом есть результат того, что все последние годы по времени совпали с минимумом векового (80–90 лет) цикла солнечной активности, при котором обычно в высоких широтах значима высокоширотная зональность, повышен фон аномалий температуры воздуха и понижена ледовитость в арктических морях.

Кроме того, чрезвычайно важным моментом является и то, что текущие годы, одновременно с вековым циклом солнечной активности, совпали и с максимумом температуры воздуха в высоких широтах Северного полушария, обусловленным наиболее энергоемким 60-летним циклом [1, 4]. Вклад этого цикла достаточно отчетливо проявляется и в ходе изменений индекса высокоширотной зональности, и в повторяемости циркумполярного вихря и арктического антициклона (см. рис. 3 и 4). Следует отметить, что предыдущее потепление Арктики, как известно, наблюдалось именно около 60 лет назад.

Отметим также, что не только в Арктике, но и в Европе и других регионах Северного полушария именно с обозначенного нами «реперного» 1989 г. заметно потеплело в зимний период. Наиболее очевидным примером может служить зимняя погода в Санкт-Петербурге: именно с 1989 г. в нашем городе начались и продолжают по нынешний год теплые и дождливые зимы (за исключением 1995/1996, 1998/1999, 2002/2003 гг. и отдельных холодных месяцев в 1992, 2004, 2006 и 2007 гг.).

Весьма любопытным является, кстати, и то, что аномальные процессы в последние два десятилетия характерны не только для Северного полушария, но и для Южного полушария (Антарктида). Так, к примеру, начиная опять же с 1989 г. зафиксирован отрицательный тренд в аномалиях температуры воздуха на целом ряде станций южного континента [2]. Кроме того, по последним данным «Национального Центра исследования снега и льда США» (<http://nsidc.org/seaice/environment/trends.html>) с 90-х годов минувшего века (рис. 7) в противовес заметному уменьшению ледовитости (для сентября) в арктических морях (отрицательный тренд), в антарктических морях (для февраля) наблюдается заметное увеличение ледовитости (положительный тренд). Кстати, эти факты развеивают миф не только о некоем глобальном потеплении, но даже и о том, что по Южному полушарию отмечается устойчивое потепление. С другими примерами подобной оппозиции в процессах полярных регионов Северного и Южного полушарий можно при желании ознакомиться в работе [4].

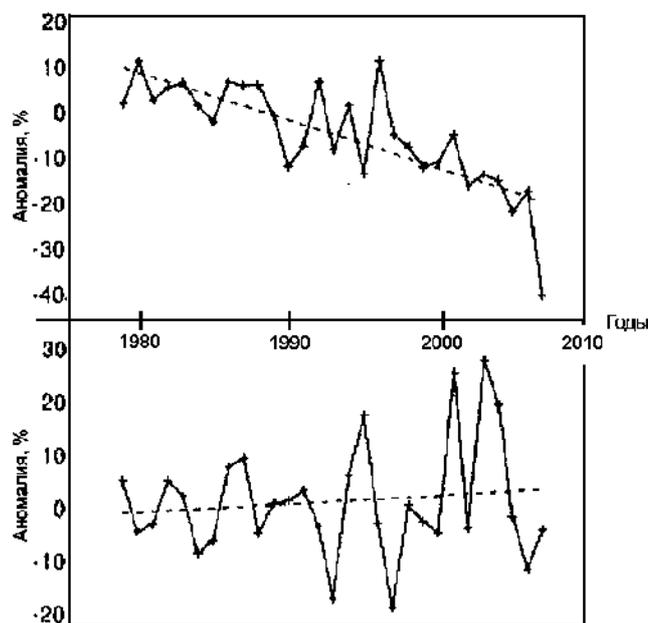


Рис. 7. Многолетний тренд аномалий ледовитости в арктических (а) и антарктических (б) морях за период с 1979 по 2007 гг.

В целом же все отмеченные факты, наблюдавшиеся в обоих полушариях, несомненно, свидетельствуют о планетарном эффекте воздействия некоего единого внешнего агента.

Для дополнительной аргументации сделанных в данной работе выводов автор специально обратился за консультацией к известному астроному Пулковской обсерватории А.А.Шпитальной. Ответ вкратце был следующим: «Несколько лет до 1989 г. наиболее активно “работало” Северное полушарие Солнца. В результате на Земле наблюдалось некоторое похолодание. В период же с 1989 г. и по настоящее время картина изменилась и наиболее активно теперь “работает” Южное полушарие Солнца, при котором на Земле должно наблюдаться потепление».

Оставив данное заключение без комментариев (или предоставив это читателям), отметим лишь, что и астрономы обратили внимание на то, что 1989 г. явился в определенной степени поворотным годом.

Итак, с учетом изложенных материалов и сделанных выводов, можно констатировать, что 2007 г. в Арктике во многом был аномальным годом, а в ледовом отношении — не имеющим аналогов в прошлом. Многие процессы хоть и были подготовлены как всем ходом развития земных процессов предшествующих лет, так и внешними факторами, но в определенном смысле они были результатом и межгодовых колебаний двухлетнего цикла, а они, как видно из данных рис. 3 и 5, бывают достаточно большими.

Негативный оттенок всей этой сложнейшей, но интереснейшей природной ситуации 2007 г. состоит в том, что она (как и тяжелейшая навигация 1983 г.), к сожалению, никем не была спрогнозирована, что наводит на размышления относительно правильности путей научного поиска причин экстремальных явлений природы.

Если же в заключение попытаться представить дальнейшее развитие природных процессов в Арктике на ближайшее будущее, то по целому ряду изложенных

выше аргументов и тенденций (см. рис. 3 и 4), видимо, можно считать, что наблюдавшаяся в течение последних лет благоприятная ситуация вскоре должна закончиться. Относительно повтора такой же по масштабу (как в 2007 г.) экстремальной ситуации в Арктике в ближайшем году есть большие сомнения. Соображения же на более длительную перспективу подробно изложены в монографии [4].

В настоящее время (на начало января 2008 г.) все арктические моря находятся в замершем состоянии, полностью покрыты однолетним льдом, температурный фон в Восточном районе достаточно низок: $-25... -35\text{ }^{\circ}\text{C}$. В соседней Сибири температуры воздуха доходили даже до $-50... -60\text{ }^{\circ}\text{C}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. 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.
3. Дмитриев А.А. Изменчивость атмосферных процессов Арктики и ее учет в долгосрочных прогнозах. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 207 с.
4. Дмитриев А.А., Белязо В.А. Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. СПб.: Гидрометеиздат, 2006. 360 с.
5. Sandström J.W. The Gulfstream and the weather // Arkiv for Matematik Astronomi och Fysik. Bd. 30. Stockholm, 1944. С. 99–100.

A.A.DMITRIEV

ON THE REASONS OF THE ORIGIN OF THE NATURAL PHENOMENA IN THE ARCTIC IN SUMMER 2007

The article is attempted to view the reasons of the origin of natural phenomena in summer 2007, which resulted in breaking down and displacement of sea ice floes from the Russian Arctic seas to the Canadian region Arctic.

The role of long-cast and short cast factors is explained, as well as extraterrestrial forces causing the origin of such an extreme event.

On the basis of the analyzed dependencies the character of the future processes in the Arctic has been evaluated.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВЕРОЯТНОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ДРЕЙФУЮЩЕГО ЛЬДА И ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЬДА В БЕЛОМ МОРЕ ДЛЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ МОРСКИХ ТРАНСПОРТНЫХ ОПЕРАЦИЙ В УСЛОВИЯХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

И. О. ДУМАНСКАЯ

ГУ «Гидрометцентр России»

Представлены результаты обработки данных ледовых разведок за период 1951–1985 гг., в результате которой были построены карты (для ноября–мая) вероятности встречи судами льда с различными характеристиками, влияющими на ледопроездимость, и ежемесячные результирующие карты средней многолетней ледовой обстановки. Продемонстрирован принцип учета вероятностных характеристик при прокладке рекомендованных курсов плаваний судов в Белом море. Приведено описание численной модели для расчета перераспределения сплоченности и толщины дрейфующего льда в Белом море для осеннего, зимнего и весеннего периодов ледового сезона. Представлены результаты авторских испытаний модели, сделана оценка обеспеченности и эффективности расчетного метода на основе сравнения результатов счета с данными средних многолетних карт. Установлены критерии суровости зим для Белого моря по 120-летнему ряду наблюдений. Уточнены границы и индексы макроциркуляционных эпох. Приведены результаты анализа зависимости между макроциркуляционными процессами, выраженными E, W, C-формами атмосферной циркуляции и суровостями зим, а также характеристиками ледового покрова Белого моря. Полученные результаты показывают, что при расчете вероятностных ледовых характеристик, а также при разработке методов прогноза ледовых условий на Белом море необходимо учитывать особенности макроциркуляционных атмосферных процессов.

ВВЕДЕНИЕ

Льды Белого моря представляют значительное препятствие для судоходства. Недооценка ледовых условий при осуществлении мореплавания может иметь серьезные последствия, связанные с экономическими потерями при вынужденных простоях караванов и механическими повреждениями судов.

Современная технология гидрометеорологического обслуживания мореплавания в ледовый период основана на реализации комплексного подхода, включающего использование климатических представлений, анализа спутниковой и авиационной ледовой информации, данных станций и результатов модельных расчетов. При этом алгоритм разработки любой прогностической методики предполагает логическое продвижение от общего к частному. Крайне важно, при кажущемся разнообразии многочисленных факторов, влияющих на ледовый режим моря, определить степень влияния на ледовые явления глобальных атмосферных процессов. Это особенно существенно в настоящее время, когда мы являемся свидетелями климатических изменений, которые связаны со сменой макроциркуляционных эпох.

В данной статье представлены результаты исследования изменчивости характеристик ледового режима Белого моря во взаимосвязи с макроциркуляционными

атмосферными процессами, продемонстрирована возможность использования площадных вероятностных ледовых характеристик для гидрометеобеспечения морских операций, а также для отладки локальной численной модели эволюции ледяного покрова Белого моря. Дано описание основных блоков этой модели, и приведены результаты ее верификации. Кроме того, дана оценка возможности использования вероятностных ледовых характеристик в условиях глобальных изменений климата, определяемых макроциркуляционными перестройками в атмосфере.

1. ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Исходными данными послужили материалы Гидрометцентра России, Северного УГМС, ААНИИ: ледовые авиаразведки по Белому морю за 1951–1994 гг.; снимки ИСЗ за 1985–2006 гг.; наблюдения за температурой воздуха на 11 станциях Белого моря за период с 1938 по 1975 г.; в Архангельске – за период с 1885 по 2005 г.; данные о толщине льда по наблюдениям станций Белого моря с 1939 по 2005 г., данные о повторяемости E, W, C-форм циркуляции за 1900–2005 гг.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ КАРТ ЛЕДОВЫХ АВИАРАЗВЕДОК

Ниже представлены результаты обработки карт ледовых разведок за период 1951–1985 гг. С ледовых карт, максимально приближенных по датам осуществления ледовой авиационной разведки к середине соответствующего месяца, снималась информация в квадратах сетки с шагом 10 миль. Вероятность встречи льдов (P_k) рассчитывалась по формуле:

$$P_k = \frac{N_k}{n_k} \cdot 100\%, \quad (1)$$

где N_k – число встреч со льдом с заданными свойствами, n_k – количество наблюдений в k -м квадрате.

Были получены 4 вида карт вероятности встречи льда судами и ледоколами с различными характеристиками, влияющими на ледопроездимость судов, для шести ледовых месяцев (декабрь–май) [14].

Эти карты достаточно полно характеризуют ледовый режим Белого моря и имеют большую практическую ценность для решения различных навигационных задач. Например, для ледовых плаваний в феврале важно учитывать, что очень сплоченный лед (9–10 баллов) с вероятностью более 75 % наблюдается в северо-восточной части Онежского залива, в центральной и восточной частях Бассейна моря, в Горле, а также на северо-востоке Мезенского залива и Воронки (рис. 1 а).

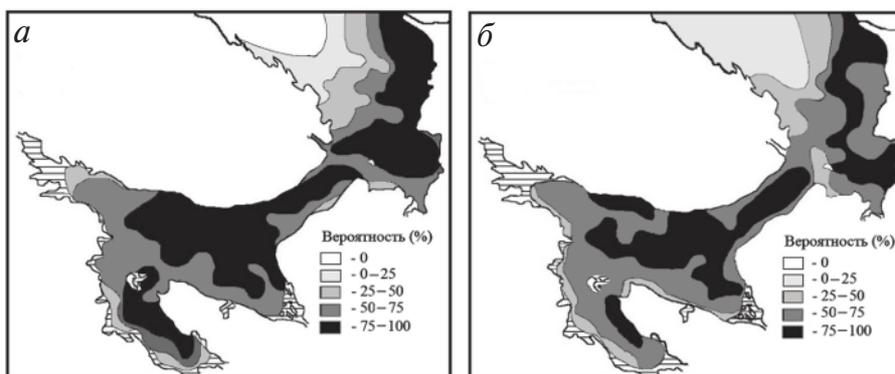


Рис.1. Вероятность встречи льда сплоченностью 9–10 баллов в феврале (а) и марте (б)

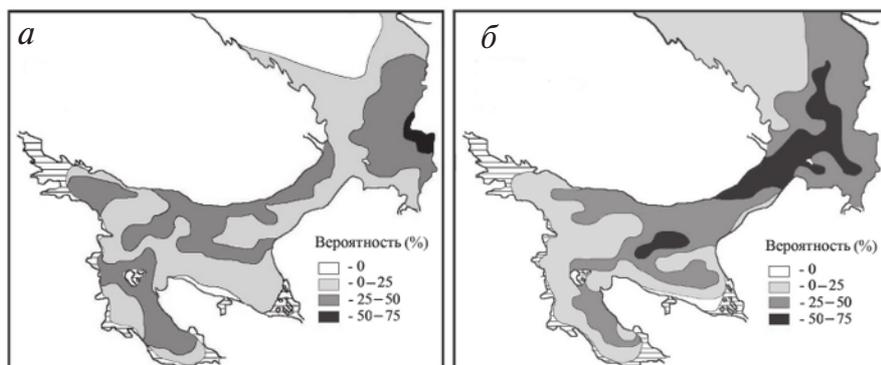


Рис. 2. Вероятность встречи льда сплоченностью 7–10 баллов и толщиной более 30 см в феврале (а) и марте (б)

Такое распределение льда поддерживают преобладающие в зимний период над Белым морем южные-юго-восточные ветры [17]. Именно в феврале происходит основной прирост мощности льда. В это время почти вся акватория моря занята дрейфующими льдами. При этом преобладают серо-белые и белые льды [7].

Из анализа карты вероятности встречи льда сплоченностью 7–10 баллов и толщиной более 30 см следует, что с большой вероятностью (50–75 %) тяжелый лед может наблюдаться только на северо-востоке Мезенского залива, с вероятностью 25–50 % – в Онежском и Кандалакшском заливах, на севере Бассейна и Горла, в восточных частях Мезенского залива и Воронки (рис. 2 а).

Еще в 30-е гг. XX века один из первых исследователей режима Белого моря А.К.Бурке [4] заметил, что «особенностью ледового покрова Белого моря является его беспокойное состояние, благодаря сильным приливо-отливным течениям». Наименее динамичными районами моря, судя по распределению форм плавучего льда, являются северо-западная и центральная части Бассейна (рис. 3 а, б).

Зоны, соответствующие наименьшей вероятности (0–20 %) встречи больших полей, – это Онежский залив, Горло, южная часть Воронки и восток Мезенского залива. Здесь преобладает битый лед. Эти зоны совпадают с районами максимальной приливной активности. Для перечисленных зон характерны процессы насло-

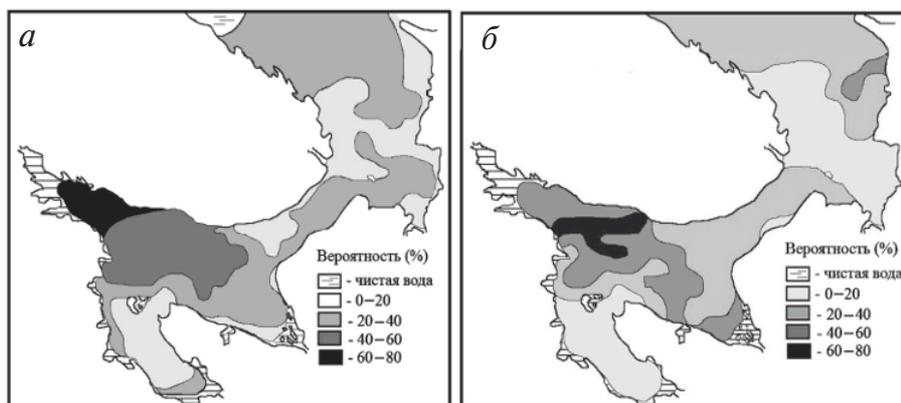


Рис. 3. Вероятность встречи обширных и больших полей льда в феврале (а) и марте (б)

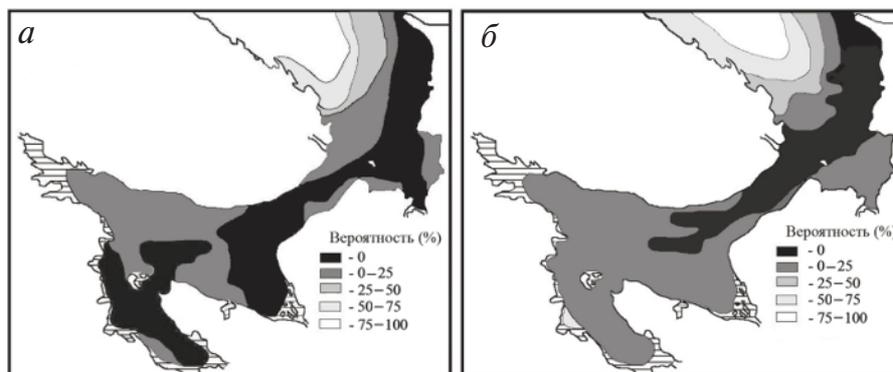


Рис. 4. Вероятность встречи чистой воды в феврале (а) и марте (б)

ения и торошения льда, а также сжатия, что приводит к затруднению прохождения этих районов судами.

Вероятность существования в феврале зон чистой воды минимальна (рис. 4 а). Образующиеся заприпайные полыньи и разводья быстро покрываются молодым льдом.

В марте вероятность встречи в Белом море льда сплоченностью 9–10 баллов максимальна в более мористых, удаленных от береговой черты зонах в отличие от распределения этой характеристики в феврале (рис. 1 б).

Это можно объяснить началом смены ветрового режима – увеличением повторяемости западных-северо-западных ветров, а также снижением активности ветров южных румбов, о чем свидетельствует как понижение значений средних скоростей ветра, так и повторяемости сильных и устойчивых ветров по сравнению с январем–февралем [7].

В марте значительно выше вероятность встречи тяжелого льда по сравнению с февралем (рис. 2 б). При этом зоны чистой воды в марте наблюдаются чаще, чем в феврале (рис. 4 б).

3. УТОЧНЕННЫЕ ГЕНЕРАЛЬНЫЕ КУРСЫ ПЛАВАНИЯ СУДОВ ВО ЛЬДАХ БЕЛОГО МОРЯ

Для планирования морских операций в зимний период очень важно знать особенности ледового режима моря и использовать традиционные генеральные курсы плавания судов во льдах [18]. Такие курсы различны для разных месяцев ледового периода. Построенные вероятностные карты площадных характеристик дают возможность уточнить ранее рекомендованные трассы на основе комплексного учета ледовых условий в море [14].

При прокладке новых курсов описанные выше вероятностные карты были последовательно совмещены между собой и проанализированы на предмет наиболее благоприятных условий плавания в различных районах Белого моря. При этом ограничивающим фактором для движения виртуального судна был лимит глубины, и, при прочих равных условиях, предпочтение отдавалось кратчайшему маршруту.

Для каждого месяца ледового плавания были выявлены отличия от традиционных генеральных курсов. Так, в марте рекомендуется из Горла в порт Кандакса двигаться значительно южнее генерального курса, а в Двинской залив – несколько восточнее; направляясь в порты Онега и Беломорск, по возможности, использовать Западную Соловецкую салму (рис. 5).

В результате прокладки вероятностных маршрутов для всех месяцев ледового сезона было установлено, что традиционные рекомендованные курсы не отлича-

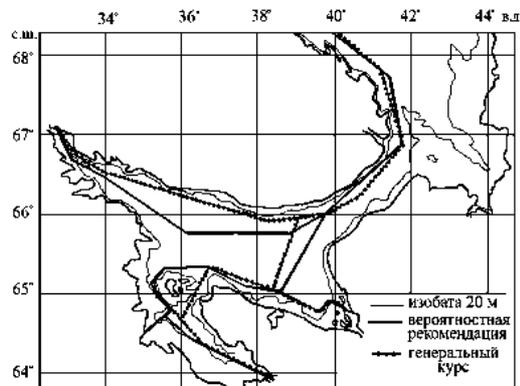


Рис. 5. Традиционные генеральные курсы плавания судов и вероятностные рекомендации для мореплавания в марте

ются кардинально от вероятностных маршрутов. И это не удивительно: первые были проложены на основе качественного анализа (практического опыта капитанов), а вторые – на основе количественного анализа (вероятностных характеристик), при этом и те и другие преследовали одну цель: показать судоводителю наиболее безопасный путь во льдах при условии наименьших затрат времени и горючего. Вероятностные курсы, таким образом, позволяют предложить частные рекомендации по корректировке генеральных курсов.

Кроме прокладки рекомендованных курсов, анализ вероятностных карт (при сопоставлении в каждой клетке расчетной области всех имеющихся значений вероятностей встречи льда с различными характеристиками) позволил построить средние многолетние карты распределения льда в Белом море. За среднее положение границы той или иной зоны принималось положение изолинии 50 % вероятности встречи льда с соответствующими характеристиками. Ниже приведены средние многолетние карты ледовой обстановки для февраля и марта (рис. 6).

Построение и последующая оцифровка результирующих карт были выполнены для всех месяцев ледового сезона. Полученные данные использованы для

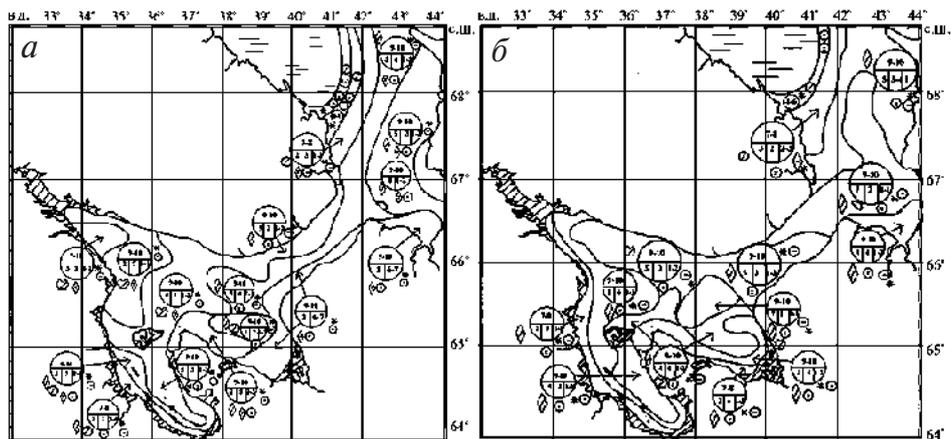


Рис. 6. Средние многолетние карты ледовой обстановки в Белом море для февраля (а) и марта (б). Обозначения ледовых характеристик соответствуют «Номенклатуре морских льдов» [19]

оценки результатов расчетов по численной модели перераспределения сплоченности льда в Белом море путем сопоставления обеспеченности расчетного метода и природной обеспеченности.

4. МЕТОД РАСЧЕТА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ СПЛОЧЕННОСТИ И ТОЛЩИНЫ ЛЬДА В БЕЛОМ МОРЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО ТЕСТИРОВАНИЯ

За основу при разработке метода расчета перераспределения сплоченности и толщины льда в Белом море взята численная модель Ю.П.Доронина для Карского моря в весенне-летний период [9], которая была дополнена блоками, учитывающими особенности ледового режима Белого моря, и реализована на языке ФОРТ-РАН. Подробное описание метода приведено в статьях [12, 14]. Данный метод является гибридным и включает в себя гидродинамическую и эмпирико-статистическую компоненты. Схема расчета ледовой обстановки и оценки эффективности метода включает шесть основных блоков.

В блоке подготовки информации осуществляется:

- усвоение исходных данных;
- расчет средней температуры воздуха и эффективного излучения;
- формирование массивов сплоченности и средневзвешенной толщины льда по данным ледовых авиаразведок на начало и конец расчета.

При этом средневзвешенная толщина льда (H_{cp}) определяется по формуле (2):

$$H_{cp} = \frac{\sum_k H_k S_k}{\sum_k S_k}, \quad (2)$$

где H_k и S_k – частные значения толщины и сплоченности льда различного возраста (ниласа, серого, серо-белого, тонкого однолетнего).

В динамическом блоке рассчитываются составляющие скоростей ветрового дрейфа, перераспределение сплоченности и средней взвешенной толщины дрейфующего льда под действием ветра численным способом с шагом по времени 1 сутки с использованием модели Ю.П.Доронина [9].

Решение системы уравнений движения дрейфующего льда реализуется при следующих параметрах: широта $\varphi = 65^\circ$; плотность льда $\rho_l = 900 \text{ кг/м}^3$; плотность воздуха $\rho_a = 1,3 \text{ кг/м}^3$; плотность воды $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$; постоянный эффективный коэффициент $K_c = 6,5 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$; коэффициенты молекулярной вязкости в воздухе и воде $K_{za}' = 1,32 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ и $K_{zw}' = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; коэффициент турбулентного обмена в воде $K_{zw} = 0,02 \text{ м}^2/\text{с}$; толщины приземного слоя воздуха и слоя трения в воде $h_a = 50 \text{ м}$ и $h_w = 0,5 \text{ м}$; параметр шероховатости верхней поверхности льдины $z_0 = 0,0005 \text{ м}$, параметр Кориолиса $l = 0,00013$.

Составляющие скорости геострофического ветра при решении системы находятся из формул:

$$U_{ax} = -\frac{1}{\rho_a l} \frac{\partial P}{\partial y}; \quad U_{ay} = \frac{1}{\rho_a l} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (3)$$

где U_{ax} и U_{ay} – составляющие скорости геострофического ветра.

Коэффициент турбулентности на верхней границе приземного слоя K_{za} определяется из формулы [10]:

$$K_{za} = \frac{\kappa^2 W_a}{\ln \frac{h_a + z_0}{z_0}} h_a, \quad (4)$$

где z_0 – параметр шероховатости верхней поверхностей льдины; κ – постоянная Кармана, равная 0,4; $W_a = 0,8U_a$ – скорость ветра на уровне h_a .

Система уравнений движения определяет изменение скорости дрейфа и сплоченности льда в пространстве и содержит 3 переменных – составляющие скорости дрейфа v , u и сплоченность N . Для замыкания системы используется уравнение неразрывности сплоченности:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\text{div}N\bar{V} = -\left[u \frac{\partial N}{\partial x} + v \frac{\partial N}{\partial y} + N \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right]. \quad (5)$$

Сначала вычисляются составляющие скорости дрейфа v , u с учетом начального поля сплоченности [9]. Расчет конечного поля сплоченности сводится к решению уравнения неразрывности. Его конечно-разностный аналог создан для шага сетки $\Delta x = 10$ миль и шага по времени $\Delta t = 1$ сутки. Аналогично рассчитывается и средневзвешенная толщина льда.

В *термическом блоке для весеннего периода* расчет таяния льда осуществляется на основе предложенных Ю.П.Дорониным формул, получаемых из уравнения теплового баланса для дрейфующего льда [10]. Для определения стаивания дрейфующего льда с верхней поверхности за время Δt , равное 1 суткам, используется уравнение:

$$H = 0,0139R + 0,12(1 + 0,81r)(0,4 + 0,48U_a)T_a - 1,13(1 - r)(0,4 + 0,48U_a), \quad (6)$$

где R – радиационный баланс (в кал/см²·сут), r – относительная влажность воздуха (в долях единицы), T_a – температура воздуха (в °С), U_a – скорость геострофического ветра.

В весенне-летний период, кроме стаивания льда с верхней поверхности, происходит уменьшение сплоченности льда вследствие бокового таяния за счет части потока тепла P , поглощаемого разводьями:

$$N = 1 - (1 - N_0) \exp\left(\frac{\rho_w P}{L\rho_a^2 H} \Delta t \right). \quad (7)$$

Вычисление P – потока тепла из атмосферы – производится по уравнению:

$$P = 0,9(Q + q) + 0,51(r - 1) \exp(0,083T) + 57,6(0,03T_a - 1), \quad (8)$$

где P – поток тепла из атмосферы (в кал/см²·сут.), $Q + q$ – сумма прямой и рассеянной радиации (в кал/см²·сут.), r – относительная влажность воздуха (в долях единицы), T_a – температура воздуха (в °С).

В *термическом блоке для осенне-зимнего периода*, т.е. периода нарастания льда, модель обеспечивает расчет нарастания толщины льда в каждом узле регулярной сетки по формуле Н.Н.Зубова [15]:

$$H = -25 + \sqrt{(25 + H_0)^2 + 8 \sum (-T)_a}, \quad (11)$$

где H – конечная толщина льда (см), H_0 – начальная толщина льда (см), $\sum(-T)_a$ – сумма градусо-дней мороза за расчетный период.

Коррекция средневзвешенной толщины и сплоченности льда в каждом узле сетки производится в зависимости от накопления суммы среднесуточных отрицательных температур за период Δt . При условии, что $\Delta t \leq 10$ сут., в конце цикла происходит увеличение средневзвешенной толщины льда в узлах сетки и увеличение сплоченности льда за счет новообразованного льда. Если период расчета превышает 10 сут., операция увеличения толщины и сплоченности льда в узлах

повторяется по прошествии каждых 10 дней. При этом увеличение сплоченности в каждом узле сетки определяется по специальной таблице, составленной на основе анализа изменчивости параметров дрейфующего льда, и зависит от типа зоны чистой воды, интенсивности ледообразования, принадлежности к тому или иному району Белого моря и периоду ледового сезона, а также величины среднего радиационного баланса R за расчетный цикл [12].

В блоке вычисления обеспеченности и эффективности осуществляется расчет оправдываемости климатического и инерционного прогноза в каждом узле сетки, а также эффективности метода по принципу, используемому в оперативной практике ААНИИ [1, 12]. В качестве критерия оправдываемости (обеспеченности) прогноза (расчета) принимается точность попадания расчетных данных в стандартные интервалы фактической сплоченности (1–3, 4–6, 7–8 и 9–10 баллов).

При вычислении оправдываемости (обеспеченности) прогноза (расчета) средневзвешенной толщины льда за допустимое отклонение принимается значение, равное 20 % амплитуды толщины беломорского льда.

На рис. 7 приведен пример расчета ледовой ситуации на 45 дней.

Начальная ледовая обстановка (рис. 7 а) соответствует данным ледовых разведок, выполненных 6–7 декабря 1970 г., даты окончания расчета соответствуют данным ледовых авиаразведок, выполненных 19–20 января 1971 г. Модель начала работать с момента, когда море было практически свободно ото льда. Конец расчета пришелся на конец второй декады января, когда дрейфующим льдом было покрыто почти все море.

На рис. 7 б, в представлены схемы фактической и рассчитанной ледовой обстановки на 20 января 1971 г. Обеспеченность расчетного метода для сплоченности льда в этом случае оказалась равной 91 % при природной обеспеченности – 77 %. Эффективность метода, таким образом, составила 14 %. Показатели расчетной и природной обеспеченности для средневзвешенной толщины льда на конец расчета составили 91 %.

Для оценки возможности использования метода в оперативной практике были проанализированы результаты его авторских испытаний как на фактических (более 30 вариантов расчета), так и на прогностических исходных данных. Эффективность расчетного метода для сплоченности по сравнению с инерционной обеспеченностью – 10 %, по сравнению с природной обеспеченностью – 6 %.

Были также осуществлены расчет и прогноз ледовой обстановки в Белом море с 7-суточной заблаговременностью в период с января по апрель 2006 г. В табл. 1 приведены результаты оценки прогноза на 7 суток сплоченности (N) и толщины льда (H) для ледового сезона 2006 г. по данным метеорологических прогнозов модели атмосферы Европейского центра среднесуточных прогнозов погоды (ЕЦСПП).

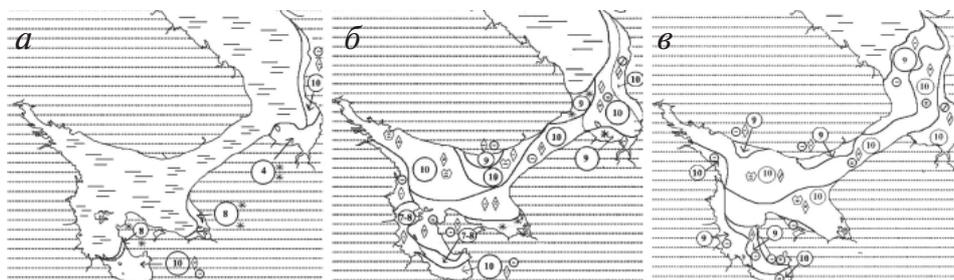


Рис. 7. Пример расчета распределения дрейфующего льда в море (6.12.1970–20.01.1971): а – начальная ледовая ситуация; б – фактическая ледовая обстановка на конец расчета; в – результат расчета

Таблица 1

Оправдываемость и эффективность (%) метода расчета сплоченности (N) и толщины льда (H) по прогностическим метеорологическим параметрам

№	Период расчета	OR		I		K		E = OR - I		E = OR - K	
		N	H	N	H	N	H	N	H	N	H
1	10.01–17.01	78	85	66	74	58	70	12	11	20	15
2	17.01–24.01	77	97	54	72	72	93	23	25	5	4
3	24.01–31.01	89	86	80	88	74	84	9	-2	15	2
4	14.02–21.02	94	61	94	61	88	62	0	0	6	-1
5	21.02–28.02	90	68	91	57	83	51	-1	11	7	17
6	28.02–07.03	96	71	92	71	85	54	4	0	11	17
7	07.03–14.03	94	77	93	74	87	62	1	3	7	15
8	11.04–18.04	61	–	61	–	61	–	0	–	0	–
9	18.04–25.04	59	–	59	–	56	–	0	–	3	–
	Средняя	81	78	76	71	73	68	5	7	8	10

Эффективность прогноза (E) определялась как разность между средней по всем узлам сетки обеспеченностью расчета (OR) и средними по всем узлам значениями оправдываемости инерционного (I) или климатического (K) прогноза.

Средняя оправдываемость прогноза для сплоченности и толщины льда составила соответственно 81 и 78 %. Средняя эффективность прогнозов по сравнению с обеспеченностью инерционного прогноза для сплоченности и толщины льда составляет 5 % и 7 % соответственно, по сравнению с обеспеченностью климатического прогноза – 8 % и 10 % соответственно.

Как было показано выше, для определения климатической обеспеченности при тестировании работы модели использовались средние многолетние карты ледовой обстановки, построенные на основе статистической обработки данных ледовых авиаразведок. При этом оправдываемость климатического прогноза оказалась достаточно высокой (табл. 1). Однако использование статистических материалов и, прежде всего, представленного в данной статье комплекта вероятностных карт имеет определенные ограничения. Это связано с тем, что период расчета вероятностных характеристик (в данном случае – 1951–1985 гг.) приходится на конкретные макроциркуляционные эпохи (E+C) и (E). Перенос полученных обобщений на другие эпохи, вероятно, чреват рядом несоответствий в силу того, что, как будет показано ниже, ледовые условия Белого моря для разных макроциркуляционных эпох существенно отличаются.

5. СВЯЗЬ СУРОВОСТИ ЗИМ И ЛЕДОВИТОСТИ БЕЛОГО МОРЯ С МАКРОПРОЦЕССАМИ

На ледовые характеристики различных морей оказывают влияние макроциркуляционные атмосферные процессы, оцениваемые по классификации, разработанной Г.Я.Вангенгеймом и А.А.Гирсом [5, 8].

А.А.Гирс [8] на основе анализа повторяемости форм циркуляции E, W, C для Северного полушария за 1900–1972 гг. установил четыре циркуляционные эпохи. Разбивка на эпохи осуществлялась, исходя из наблюдений, позволивших определить, что в течение некоторых временных периодов (эпох) годовая повторяемость одной или двух форм циркуляции систематически из года в год превышает норму, а повторяемость других форм – меньше нормы. При этом нормы были рассчитаны за период с 1900 по 1968 г. Нормы, пересчитанные по имеющимся на сегодня данным за 100-летний период, оказались несколько отличными от прежних, а именно: для E-формы количество дней в году с E-процессами – 159 (старая норма – 145), для W-формы – 116 дней (старая норма – 127), для C-формы – 91 дней (старая норма – 93).

В табл. 2 приведены данные, позволяющие охарактеризовать ту или иную климатическую эпоху с 1900 г. до наших дней с учетом норм, пересчитанных для

Таблица 2

Определение преобладающей формы циркуляции (1900–2005 гг.)

Год	Индекс года	Год	Индекс года	Год	Индекс года	Год	Индекс года
С-эпоха (предположительно) – 80-90-е гг. XIX в.							
	C	1927	E	1952	E	1979	E
1900	C	1928	W	1953	W	1980	E
1901	C	W + E		1954	E	1981	E
1902	C	1929	W	1955	E	1982	E
	W	1930	E	1956	C	1983	E
1903	W	1931	W	1957	C	1984	E
1904	W	1932	W	1958	E + C	1985	E
1905	W	1933	E	1959	C	1986	E
1906	W	1934	E + W	1960	E	1987	E
1907	W	1935	E	1961	W	1988	E
1908	W + C	1936	E	1962	C	1989	E
1909	W + E	1937	E	1963	C	1990	W
1910	W	1938	W	1964	C	W + E	
1911	W + C	1939	W	1965	C		
1912	W + C	C		E		1991	C
1913	W	1940	C			1992	W
1914	W	1941	C	1966	E	1993	W
1915	W	1942	C + W	1967	E	1994	W
1916	W	1943	C + W	1968	E + C	1995	W
1917	W + C	1944	C	1969	E	1996	E
1918	W	1945	C	1970	E	1997	W + C
1919	W	1946	C	1971	E + C	1998	W
1920	E	1947	C	1972	E	1999	W
1921	W	1948	C + W	1973	C	2000	W
1922	W	E + C		1974	E	2001	E
1923	W			1975	E	2002	W
1924	W	1949	W	1976	E	2003	W
1925	W	1950	E + C	1977	E	2004	W
1926	W	1951	E	1978	E	2005	W

100-летнего периода. При этом каждому году начиная с 1900 г. присвоен соответственно E, W или C-«индекс года», фиксирующий преобладание той или иной формы циркуляции в течение данного года.

В ААНИИ в течение многих лет ведется изучение закономерностей развития ледовых процессов на арктических морях в рамках макроциркуляционного метода прогнозов [2, 6, 16]. Рассмотрим особенности развития метеорологических и ледовых явлений при разных макроциркуляционных процессах на Белом море. При W-форме циркуляции для Белого моря характерно частое прохождение атлантических циклонов. Схемы повторяемости типичных траекторий циклонов в зимний период, построенные А.И.Рагозиным и К.И.Чукавиным [20] для различных типов циркуляции, позволяют сделать вывод о том, что при W-форме частота прохождения циклонов над Белым морем увеличивается втрое по сравнению с меридиональными формами. При

Е-форме циркуляции над морями европейского сектора России наблюдается высотный гребень. Для Белого моря такая ситуация вызывает заток теплого воздуха из умеренных широт. При С-форме циркуляции над регионами Белого моря наблюдается высотная ложбина, определяющая в холодное время года заток арктического воздуха.

На рис. 8 приведен график межгодовой изменчивости повторяемости W и С-форм макроциркуляции за период с 1900 по 2005 г. График демонстрирует обратную зависимость ледовитости Белого моря, определенной для второй половины XX века, от интенсивности процессов W-формы циркуляции.

Для типизации зим на Белом море использовались данные о суммах градусо-дней мороза для 11 станций Белого моря за 37-летний период с 1938 по 1975 г., а также данные ГМС Архангельск за период с 1885 по 2005 г. Необходимость оценки суровости зим по данным нескольких станций для Белого моря была продиктована вероятностью неоднородности климатических условий в различных его районах. После получения результатов расчета по 11 станциям была выполнена оценка возможности определения суровости зимы для всего моря путем использования данных одной станции – ГМС Архангельск, имеющей более чем 120-летний ряд наблюдений. Коэффициент корреляции для полученного уравнения регрессии оказался равным 0,97.

По данным ГМС Архангельск были получены суммы градусо-дней мороза для 120 ледовых сезонов. К умеренным зимам были отнесены такие зимы, для которых сумма градусо-дней мороза попадала в интервал от значения, соответствующего «среднее плюс 20 % амплитуды», до значения «среднее минус 20 % амплитуды». При этом, как наименее характерные, исключались две крайние аномальные зимы – самая холодная и самая теплая. Интервалы критериев суровости зим по суммам градусо-дней мороза для Белого моря: мягкая зима (< 1180 °С), умеренная зима (1180–1740 °С), суровая зима (> 1740 °С).

За 120-летний период на Белом море была выявлена 21 суровая зима и 23 мягких зимы.

В табл. 3 приведена повторяемость суровых и мягких зим на Белом море для различных макроциркуляционных эпох. Анализ таблицы свидетельствует о том, что максимальная повторяемость суровых зим зафиксирована для меридиональной С-эпохи 1940–48 гг. (33 %) и для 80–90-х гг. XIX века (47 %), также пришедшихся на С-эпоху. В W + Е-эпохи повторяемость суровых зим оказалась минимальной: для периода 1929–39 гг. – 9 %, а для незавершенной W + Е-эпохи 1991–2005 гг. – 13 %. Повторяемость мягких зим в С-эпохи составляет 6–20 %, тогда, как в W + Е-эпохи – 22–33 %.

Таблица 3

Повторяемость аномальных зим и толщина припайного льда (*H*) на Белом море для различных макроциркуляционных эпох

Ледовый сезон	Эпоха	Число суровых зим	Повторяемость суровых зим, %	Число мягких зим	Повторяемость мягких зим, %	<i>H</i> , см
1885–1902 гг.	С	8	47	1	6	74
1903–1928 гг.	W	1	4	4	15	68
1929–1939 гг.	W + E	1	9	3	22	62
1940–1948 гг.	С	3	33	2	20	70
1949–1965 гг.	Е + С	1	6	4	24	65
1966–1990 гг.	Е	5	20	4	16	68
1991–2005 гг.	W + E	2	13	5	33	60
Всего зим		21		23		

Для анализа межгодовой изменчивости ледовитости на момент максимального развития ледяного покрова (февраль–март) были использованы данные ледовых авиационных разведок по Белому морю за период 1951–1994 гг. При отсутствии авиационных данных после 1985 г. в отдельных случаях использовались данные ИСЗ. Путем обработки более 300 карт за 44-летний период был подготовлен массив данных о протяженности ледовых зон, измеренной от 67 фиксированных точек, расположенных на береговой черте. Подробная методика расчета ледовитости по полученным массивам значений протяженности ледовых зон, а также данные о ежегодной ледовитости Белого моря в момент максимального развития ледяного покрова в феврале–марте приведены в работах [11, 13]. Анализ изменчивости ледовитости за 44-летний период показал, что:

- в стадию E-эпохи с 1966 по 1981 г., когда повторяемость W-формы циркуляции была наименьшей, отмечены наибольшие значения ледовитости в момент максимального развития ледяного покрова: на этот период приходятся 4 ледовых сезона с аномально высокой ледовитостью 99–100 % (1965/66, 1968/69, 1973/74, 1978/79 гг.);

- в W + E-эпоху, наступившую с 1991 г., когда повторяемость W-формы циркуляции резко возросла, отмечены зимы с аномально низкими значениями ледовитости менее 83 % (1983/84, 1988/89, 1991/92 гг.).

Средняя для стадии E-эпохи 1966–1981 гг. ледовитость моря в момент максимального развития ледяного покрова составила 91,2 %, тогда как в W + E-эпоху эта величина менее 86 % (рис. 8).

Полученные в результате обработки карт ледовых авиаразведок данные показали, что ледовитость на момент максимального развития ледяного покрова в мягкие зимы составляет 84–86 %, а в суровые – 92–99 %.

Для периода наблюдений с 1939 по 2005 г. была определена степень связи суммы градусо-дней мороза с максимальной за зиму наблюдаемой толщиной льда в Белом море. В качестве последней была взята средняя для четырех станций (Мудьюг, Унский Маяк, Гридино, Раз-Наволоок) толщина на момент максимального развития ледяного покрова. Уравнение регрессии для этой связи имеет вид (коэффициент корреляции равен 0,8):

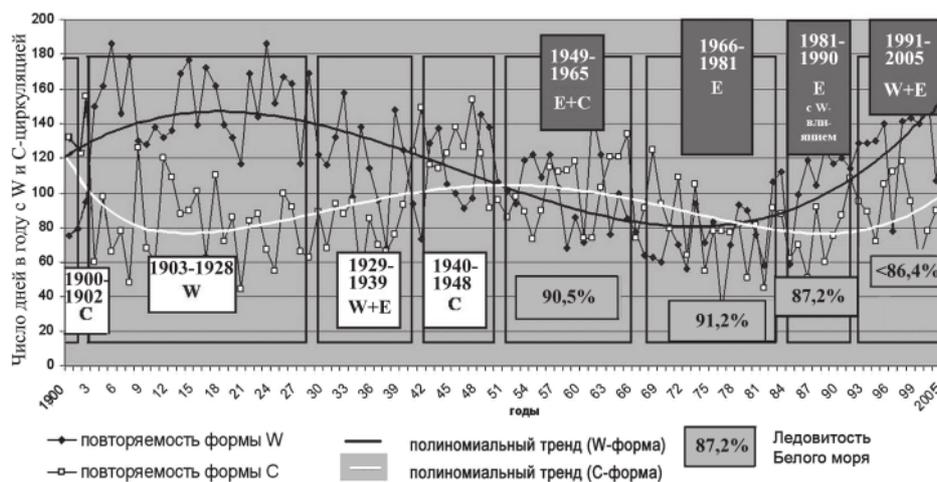


Рис. 8. Межгодовая изменчивость повторяемости W и C-форм циркуляции

$$H_{max} = 0,030 \left(\sum (-T \text{ } ^\circ\text{C})_{\text{Апр}} + 24,42 \right), \quad (14)$$

где H_{max} – максимальная толщина льда за ледовый сезон, см.

В последнем столбце табл. 3 представлены рассчитанные по формуле (14) средние значения максимальных за ледовый сезон толщин льда на Белом море для различных макроциркуляционных эпох. Анализ этих данных показывает, что ледовые процессы в W + E-эпохи характеризуются наименьшими значениями толщины льда, в C-эпохи – максимальными значениями толщины льда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показывают исследования, наиболее суровыми для Белого моря являются C-эпохи (повторяемость суровых зим – 33–47 %, мягких зим – 6–20 %, максимальная толщина льда – 70–74 см), а наиболее мягкими – W + E-эпохи (повторяемость суровых зим – 9–13 %, мягких зим – 22–33 %, максимальная толщина льда – 60–65 см). В настоящее время мы живем в условиях W + E-эпохи, и уже этот факт, как мы видим, в полной мере объясняет высокую повторяемость легких ледовых условий на Белом море в последние годы. Похожая ситуация наблюдалась в W + E-эпоху 1929–1939 гг. В ходе работы установлены критерии суровости зим для Белого моря по большому ряду наблюдений, уточнены временные границы макроциркуляционных эпох, выявлены количественные связи между суммой градусо-дней мороза и толщиной льда на Белом море в различные эпохи.

Тестирование разработанного метода расчета сплоченности и толщины дрейфующего льда в Белом море свидетельствует о том, что представленная в данной статье модель достаточно верно описывает процесс перераспределения, нарастания и таяния льда. Результаты верификации метода расчета и семисуточного прогноза перераспределения характеристик дрейфующего льда Белого моря, сделанного с использованием данных 2006 г., показали его надежность для решения прогностических задач. Несмотря на ряд полученных положительных результатов, необходимо отметить, что модель нуждается в уточнении и дальнейшей детализации, которые смогут обеспечить более высокий уровень соответствия расчетных и фактических ледовых параметров. При этом совершенствование метода должно осуществляться на основе детального изучения статистических закономерностей гидрометеорологических и ледовых процессов с учетом физико-географических особенностей районов Белого моря и особенностей развития ледовых процессов в различные макроциркуляционные эпохи.

Представленные в статье карты вероятности встречи льда с различными характеристиками, безусловно, имеют практическую ценность и, как показано в настоящей статье, могут достаточно успешно использоваться как для решения навигационных задач, так и для тестирования локальной численной модели. Однако при гидрометеорологическом обеспечении морских операций в условиях макромасштабных климатических изменений следует учитывать, что их использование имеет ограничения. Это связано с привязкой статистической обработки к конкретному временному периоду, охватывающему одну или несколько макроциркуляционных эпох. В последующем при расчете вероятностных ледовых характеристик, а также при разработке методов прогноза ледовых условий на Белом море необходимо учитывать особенности макроциркуляционных атмосферных процессов. При этом имеет смысл вести поиск прогностических закономерностей в рамках отдельных макроциркуляционных эпох.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аппель И.Л. Гудкович З.М.* Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 143 с.

2. Болотинская М.Ш., Вангенгейм Т.Г. Рогозина В.С., Худякова И.Н. Результаты испытаний прогностических связей для уточнения фонового метеорологического прогноза // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 422. С. 88–92.
3. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 253 с.
4. Бурке А.К. Атлас карт состояния льдов, сжатий и разрежений в северной части горла Белого моря и в районе острова Моржовец. Архангельск.: Изд. Северного ГМИ, 1932. 20 с.
5. Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Тр. ААНИИ. 1952. Т. 34. С. 3–14.
6. Вангенгейм Т.Г. Прогностические связи для уточнения фонового метеорологического прогноза на декабрь–февраль // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 422. С. 80–87.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Белое море. Л.: Гидрометеиздат, 1991. Т. 2. Вып. 1. 240 с.
8. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 487 с.
9. Доронин Ю.П. К методике расчета сплоченности и дрейфа льда // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 291. С. 5–17.
10. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 299 с.
11. Думанская И.О. Анализ изменчивости положения кромок дрейфующего льда и максимальной ледовитости Белого моря // Тр. Гидрометцентра России. 2004. Вып. 339. С. 45–54.
12. Думанская И.О. Динамико-статистическая модель перераспределения льда в Белом море // Метеорология и гидрология. 2007. № 4. С. 69–79.
13. Думанская И.О. Зависимость ледовитости Белого моря от макроциркуляционных атмосферных процессов // Тр. Гидрометцентра России. 2004. Вып. 339. С. 55–63.
14. Думанская И.О. Использование вероятностных площадных характеристик дрейфующего льда для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций и построения численной модели перераспределения льда в Белом море // Труды Гидрометцентра России. 2006. Вып. 341. С. 42–78.
15. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1944. 354 с.
16. Иванов В.В. Синоптико-статистический способ прогноза температуры воздуха на ноябрь–январь для Арктики и его эффективность // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 422. С. 93–106.
17. Комплексный гидрометеорологический справочник Баренцева и Белого морей. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 230 с.
18. Лощия Белого моря. Управление Гидрографической службы ВМФ, 1964.
19. Номенклатура морских льдов // Условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 76 с.
20. Рагозин А.И., Чукавин К.И. Средние траектории и скорости перемещения барических систем в Евразийской Арктике и Субарктике // Тр. ААНИИ. 1961. Т. 240. С. 163–176.

I.O.DUMANSKAYA

ESTIMATION OF AN OPPORTUNITY OF USE OF CHARTS OF PROBABILITY OF A MEETING OF A VARIOUS CHARACTERISTICS OF DRIFTING ICE AND OPPORTUNITY OF USE OF NUMERICAL MODEL OF REDISTRIBUTION OF AN ICE IN THE WHITE SEA FOR HYDROMETEOROLOGICAL SERVICE OF SEA TRANSPORT OPERATIONS IN CONDITIONS OF CHANGES OF A CLIMATE

Results of data processing of ice researches during the period 1951–1985 are presented. The charts of probability of a meeting with various characteristics of a drifting ice have been constructed. Also monthly charts of average ice conditions in the White Sea have been constructed.

The principles of lining of the routes recommended for navigation of the ships in the White Sea are reviewed. The description of numerical model for calculation of redistribution of concentration and thickness of a drifting ice in the White Sea for the autumn, winter and spring periods of an ice season is

presented. Results of author's test of model are received. Efficiency of a method has received estimation on the basis of comparison of results of the account with data of average long-term charts. Criteria of gravity of winters for the White Sea for the period of 120 years are presented.

The periods and indexes of epochs of atmospheric macro-circulations are estimated.

Results of the analysis of dependence between processes of atmospheric macro-circulations and gravity of winters are presented. Research has shown that for development of methods of the forecast of ice conditions in the White Sea it is necessary to consider features of macro-circulations of atmosphere.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В РАЙОНЕ ПОЛЕВОЙ БАЗЫ СОЮЗ ПО ДАННЫМ СЕЗОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

А.А. ПИСКУН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Представлены обобщенные результаты метеорологических наблюдений в районе полевой базы Союз (Восточная Антарктида) в сезоны 29, 30 и 33-й САЭ. Хотя метеонаблюдения в 29 и 30-й САЭ выполнялись как сопутствующие при проведении гидрологических работ на озере Бивер, однако они служат единственным источником для оценки погодных условий, на фоне которых формировался режим водных объектов района в указанные летние сезоны.

Полевая база Союз (рис. 1) расположена на Земле Мак-Робертсона в бассейне ледника Ламберта на удалении около 250 км от залива Прюдс в 650 м восточнее эпишельфового озера Бивер. Озеро имеет хорошую гидравлическую связь с океаном, колебания уровня в нем всецело определяются приливами [5, 6].

Подстилающая поверхность в районе базы представлена коренными породами оазиса Джетти, ориентированного в меридиональном направлении. Уклон этой поверхности в сторону озера Бивер в данном месте в среднем составляет 0,06–0,08 [4].

Высота территории базы над уровнем моря находится в пределах 15–20 м. Высотным репером базы может служить латунная пластина-марка гравиметрического пункта, расположенного в одном из щитовых домиков базы. Техническое нивелирование, выполненное в сезон 29-й САЭ, показало, что превышение этой пластины над средним уровнем озера (а поскольку озеро хорошо сообщается с океаном, то и над уровнем моря) равно 20,21 м. При этом средний уровень был

Таблица 1

Виды метеорологических наблюдений в районе полевой базы Союз

№ САЭ (период сезонных работ)	Метеорологические элементы						
	Облачность	Явления	Горизонтальная видимость	Направление и скорость ветра	Температура воздуха	Атмосферное давление	Относительная влажность воздуха
29-я САЭ (1.12.1983–2.03.1984)	+	+	+	+	+	+	+
30-я САЭ (5.12.1984–1.03.1985)	–	–	–	+	+	+	–
33-я САЭ (3–24.12.1987)	–	–	–	–	+	–	–

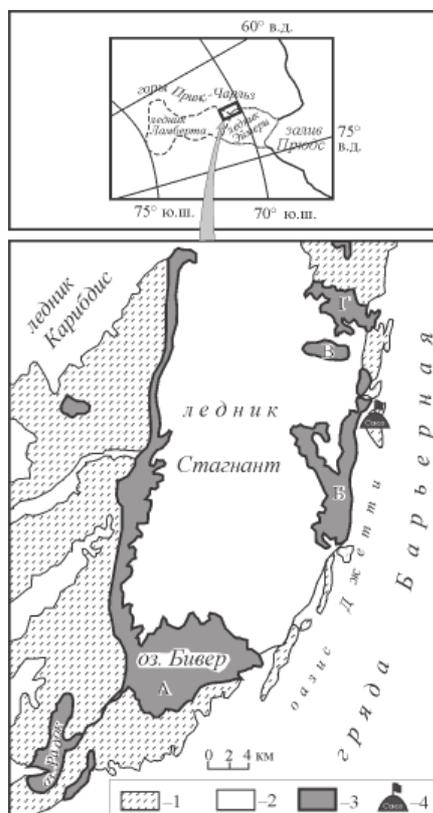


Рис. 1. Схема района работ и местоположение полевой базы Союз: 1 – коренные породы, 2 – ледники и снежники, 3 – озера, 4 – полевая база Союз. Буквами обозначены части акватории озера Бивер, имеющие собственные названия: А – Бивер, Б – Ледовое, В – Малое Долинное, Г – Большое Долинное

вычислен в результате гармонического анализа рядов ежечасных уровней озера за период 67 суток [5, 6].

В период сезонных работ 28, 29, 30 и 33-й Советских антарктических экспедиций на водоемах в районе ледника Ламберта были выполнены многопрофильные гидрологические исследования, результаты которых изложены в ряде публикаций [1–7 и др.]. Основными объектами исследований были озера Бивер и Радок. При этом в 29-й, 30-й и 33-й САЭ велась и некоторые виды метеорологических наблюдений (табл. 1), однако их обобщенные результаты до сего времени не публиковались. Информация, приведенная в данной работе, призвана в некоторой степени восполнить этот пробел.

Необходимо отметить, что упомянутые метеонаблюдения выполнялись чаще всего за рамками программ работ экспедиции и носили характер сопутствующих при выполнении гидрологических работ. По этой причине их нельзя считать корректными с точки зрения метеорологических наставлений. Тем не менее при отсутствии каких-либо метеорологических данных в радиусе сотен километров они являются единственным источником для качественной (а в некоторых случаях – и количественной) оценки погодных условий, на фоне которых формировался гидрологический режим водных объектов в районе базы Союз в указанные летние сезоны.

Наиболее полное представление о метеорологических условиях в районе озер Бивер и Радок в период антарктического лета дают наблюдения, выполненные в сезоны 29-й и 30-й САЭ. Они проводились как на территории полевой базы Союз, так и в походных условиях на необорудованных метеоплощадках. Температура воздуха измерялась термометрами ТМ-10 и ТМ-1 (на территории базы), а также термометром-пращом (при работах за пределами базы), атмосферное давление – барометром-анероидом, скорость ветра – ручным анемометром АРИ-49. Определялась плотность снежного покрова с помощью весового плотномера.

В сезон 29-й САЭ, кроме того, определялось количество облаков и их форма, высота нижней границы (визуально), фиксировались атмосферные явления. Определялась горизонтальная дальность видимости по нескольким заранее намеченным ориентирам, расстояние до которых было известно. Изменялась влажность воздуха (волосным гигрометром).

Наблюдения велись преимущественно в основные гидрологические сроки (8 и 20 ч московского времени), а также в полуденный период (12, 13, 14, 15 ч) и иногда (по возможности) в другое время суток. В феврале 1984 г. имелись перерывы в наблюдениях в течение трех суток, в декабре 1984 и январе–феврале 1985 г. – в течение суток в связи с перебазированием полевого лагеря.

Кроме указанных материалов наблюдений к анализу привлекались данные о температуре воздуха, измеренной на базе Союз в декабре 1987 г. К сожалению, период этих наблюдений составил менее трех недель (с 3 по 21 декабря).

Далее представлены основные результаты обработки и обобщения метеоданных, в свое время полученные по завершении цикла упомянутых гидрометеорологических работ в районе полевой базы Союз.

В летний период 1983–1984 гг. в декабре–январе преобладало пасмурное состояние неба (71,0 и 83,9 % случаев соответственно), в феврале – ясное небо (47,6 %). Это было обусловлено наличием облачности преимущественно верхнего и изредка среднего яруса, тогда как облачность нижнего яруса в течение всего сезона наблюдалась редко. Наиболее часто (41,9 % случаев) 8–10 баллов нижней облачности отмечалось в декабре, наиболее редко (4,8 %) – в феврале (табл. 2).

Выпадение атмосферных осадков наблюдалось 5 дней в декабре (твердая фаза), 5 – в январе (2 дня – твердые осадки, 3 – жидкие) и 1 день – в феврале (твердые).

Метель на территории базы Союз отмечалась лишь в декабре (4 дня). При этом видимость ухудшалась до 50 м.

Значительно чаще наблюдалась поземка: 11 случаев в декабре, 3 – в январе, 5 – в феврале. Как правило, поземка отмечалась вначале на склонах ледника Ламберта, которые в районе базы ориентированы по нормали к направлению преобладающих ветров, затем постепенно захватывала территорию базы, но акватории озера Ледового не достигала. Поземка отмечалась при температуре воздуха от 9,2 °С (4.12.1983 г.) до +2,0 °С (24.12.1983 г.) и скорости ветра от 8 до 13–15 м/с.

Таблица 2

Повторяемость (%) общей и нижней облачности в сезон 29-й САЭ				
Облачность, баллы	Декабрь 1983 г.	Январь 1984 г.	Февраль 1984 г.	Весь период
Общая				
0–2	16,1	6,4	47,6	20,5
3–7	12,9	9,7	23,8	14,4
8–10	71,0	83,9	28,6	65,1
Нижняя				
0–2	45,2	51,6	85,7	57,8
3–7	12,9	32,3	9,5	19,3
8–10	41,9	16,1	4,8	22,9

Во время поземки 24 декабря 1983 г. происходило интенсивное намерзание корки льда на подстилающей поверхности вследствие того, что повышение температуры воздуха с $-1,8$ до $+2,0$ °С (в течение 7 ч) опережало «прогрев» этой поверхности, обладающей большой температурной инерционностью. 26 февраля 1984 г. на территории базы Союз отмечалась снежно-песчаная поземка при ветре 12–16 м/с и температуре воздуха около -13 °С.

О плотности снежного покрова и ее изменчивости в течение сезона свидетельствует табл. 3, в которой обобщены данные наблюдений на специально оборудованных полигонах на льду озера Ледового [5], на леднике Ламберта на высоте около 200 м над уровнем моря [4], а также непосредственно на территории базы Союз. В районе полигонов плотность измерялась в двух-трех точках на удалении 5 м.

Таблица 3

Сведения о плотности снега в районе полевой базы Союз в сезон 29-й САЭ

Дата	Озеро Ледовое		Ледник Ламберта		Территория базы Союз	
	Средняя высота пробы снега, м	Средняя плотность снега, г/см ³	Средняя высота пробы снега, м	Средняя плотность снега, г/см ³	Средняя высота пробы снега, м	Средняя плотность снега, г/см ³
4.12.1983	–	–	–	–	0,20	0,43
5.12.1983	–	–	–	–	0,43	0,13
9.12.1983	–	–	0,48	0,34	–	–
13.12.1983	0,20	0,29	–	–	–	–
19.12.1983	0,19	0,29	0,52	0,35	–	–
29.12.1983	0,14	0,300	0,54	0,36	–	–
8.01.1984	0,18	0,29	0,36	0,38	–	–
18.01.1984	0,16	0,38	0,41	0,40	–	–
28.01.1984	0,10	0,51	0,41	0,38	–	–
30.11.1984	0,36	0,28	–	–	–	–
1.03.1985	0,34	0,43	–	–	–	–

Примечание: Прочерк означает отсутствие наблюдений. В пробах, выполненных 18 и 28 января на озере, и во всех пробах на леднике отмечалось наличие фирна. Первая проба на базе Союз взята на старом снеге, вторая – на только что выпавшем.

Из табл. 4 видно, что в сезон 1983/84 г. положительные температуры воздуха в дневные часы отмечались со второй декады декабря до первой декады февраля. Самые высокие значения температуры ($+7,5$ °С) приходятся на вторую декаду января, когда положительная температура, обусловленная адвективными причинами, держалась непрерывно в течение 41 часа, начиная с 14 ч 12 января.

Таблица 4

Экстремальная температура воздуха (°С) по декадам

Характеристика температуры	Декабрь			Январь			Февраль		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Наибольшая из максимальных (дневная)	$\frac{-0,5}{4,8}$	$\frac{1,0}{8,6}$	$\frac{2,0}{5,5}$	$\frac{2,0}{7,5}$	$\frac{7,5}{6,0}$	$\frac{3,6}{8,5}$	$\frac{1,9}{0,0}$	$\frac{-5,6}{0,0}$	$\frac{-7,4}{-7,0}$
Наименьшая из максимальных (дневная)	$\frac{-9,2}{3,2}$	$\frac{-3,2}{-0,4}$	$\frac{-1,2}{-3,2}$	$\frac{-1,3}{4,2}$	$\frac{0,5}{1,5}$	$\frac{-1,5}{2,8}$	$\frac{-3,1}{-5,0}$	$\frac{-8,0}{-8,0}$	$\frac{-14,8}{-16,5}$
Наинизшая из зарегистрированных в различные сроки в течение суток	$\frac{-12,5}{1,0}$	$\frac{-10,2}{-0,5}$	$\frac{-5,4}{-1,0}$	$\frac{-6,1}{-2,8}$	$\frac{-4,8}{-2,7}$	$\frac{-7,2}{-2,0}$	$\frac{-8,0}{-8,0}$	$\frac{-12,5}{-15,0}$	$\frac{-18,0}{-20,0}$

Примечание: в числителе – выборки по данным 1983/84 г., в знаменателе – 1984/85 г.

Летний сезон 1984/85 г. был значительно теплее предшествующего сезона. В утренние и вечерние сроки наблюдений (8 и 20 ч) температура воздуха в декабре не опускалась ниже $-1,0$ °С, в январе – ниже $-2,8$ °С. Дневная температура устойчиво держалась выше нуля в течение декабря–января, и лишь в феврале она перешла к круглосуточным отрицательным значениям.

Таблица 5

Сравнительные данные о средней температуре воздуха (°С)

Пункт	Сезон	Месяц		
		декабрь	январь	февраль
Молодежная	1983–1984	–3,8	–0,5	–4,9
	1984–1985	–0,6	0,8	–3,3
Мирный	1983–1984	–2,8	–1,0	–4,8
	1984–1985	–1,7	–1,0	–6,3
Восток	1983–1984	–33,3	–32,0	–47,3
	1984–1985	–30,4	–31,1	–46,5
Моусон	1983–1984	–1,8	0,9	–4,6
	1984–1985	0,3	–	–5,2
Дейвис	1983–1984	–1,1	2,4	–2,6
	1984–1985	1,4	–0,1	–3,8
Порт-о-Франс, о. Кергелен	1983–1984	6,4	7,0	7,5
	1984–1985	6,6	7,3	8,0

Как видно из табл. 5, преобладание более высоких температур воздуха в летний сезон 1984/85 г. было характерным в большинстве случаев и для других метеостанций (за исключением станции Дейвис), расположенных на различном удалении от базы Союз.

Что касается температурных условий на базе Союз в 1987 г., то первая и вторая декады декабря по температуре воздуха занимают промежуточное положение между аналогичными характеристиками за 1983 и 1984 гг. (табл. 6).

Таблица 6

Среднесуточная, минимальная и максимальная температура воздуха по четырехсуточным наблюдениям метеостанции полевой базы Союз в декабре 1987 г.

Дата	Характеристика температуры		
	Среднесуточная	Минимальная	Максимальная
3	–3,1	–6,4	–1,5
4	–3,1	–6,3	–0,5
5	–1,8	–5,1	–0,2
6	–1,7	–4,0	–0,2
7	–2,6	–5,5	–0,6
8	–2,6	–6,0	–0,2
9	–2,9	–6,4	–1,2
10	–2,6	–6,6	1,0
11	–2,6	–6,2	–0,7
12	–2,6	–6,0	–1,2
13	–1,8	–3,1	–0,2
14	–2,1	–4,0	–0,2
15	–1,3	–3,0	0,8
16	–2,1	–5,0	0,2
17	–1,0	–5,6	1,5
18	–1,1	–4,4	1,8
19	–1,9	–4,4	–0,0
20	–3,4	–5,5	–0,7
21	–3,2	–6,6	–1,0

Относительно внутрисуточного хода температуры воздуха можно судить по ежечасным наблюдениям, выполненным с 19 ч 29 декабря до 21 ч 30 декабря 1983 г. при малооблачной погоде и ветре южной четверти 2–6 м/с. Они показывают, что самая низкая температура воздуха ($-4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) держалась с 3 до 5 ч, максимум ($+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) приходился на 13–14 ч. Такие же наблюдения от 20–21 февраля свидетельствуют, что ночной минимум ($-14,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) отмечался в 6 ч, дневной максимум ($-8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$) – в 15–16 ч.

Таблица 7

Повторяемость направления ветра и штилей (%)

Месяц, год	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Декабрь, 1983	6,2	3,1	9,9	11,1	46,0	13,0	1,2	1,2	8,1
Январь, 1984	–	1,5	5,9	12,4	61,9	7,9	1,0	0,5	8,9
Февраль, 1984	–	–	–	–	98,8	1,2	–	–	–
Декабрь, 1984	3,6	1,8	3,6	9,1	45,5	20,0	1,8	–	14,6
Январь, 1985	1,0	2,1	–	6,2	25,8	48,5	4,1	1,0	11,3
Февраль, 1985	–	–	15,5	31,0	15,5	23,9	–	–	14,1

Ветровой режим района озера Бивер характеризуется преобладанием ветров южной четверти. В декабре–январе, когда проявлялся эффект взаимодействия антициклонической и циклонической циркуляции, отмечались ветры и других направлений, однако их повторяемость невелика (табл. 7). Штилевая погода в декабре–январе 1983/84 гг. повторялась примерно одинаковое число раз, в феврале штилей не отмечалось. В 1984/85 г. периоды безветрия наблюдались гораздо чаще и в течение всего сезона.

Таблица 8

Вероятность скорости ветра по градациям (% от общего числа случаев за месяц)

Скорость, м/с	Сезон 1983/84 г.			Сезон 1984/85 г.		
	Декабрь	Январь	Февраль	Декабрь	Январь	Февраль
0–1	17,7	13,8	2,5	14,8	11,2	14,5
2–3	19,0	22,6	12,6	9,3	2,0	7,2
4–5	17,1	26,7	22,8	35,1	26,5	13,0
6–7	18,4	17,9	27,8	13,0	34,8	16,0
8–9	10,1	9,2	10,1	9,3	14,3	17,5
10–11	7,6	4,1	10,1	7,4	10,2	13,0
12–13	4,4	4,1	7,6	7,4	1,0	10,1
14–15	5,1	1,5	5,1	3,7	–	2,9
16–17	–	–	1,3	–	–	4,4
18–20	0,6	–	–	–	–	1,4

Как показывают данные табл. 8, в декабре 1983 г. скорости ветра от слабого до 7 м/с были почти равновероятны, в январе преобладали скорости 4–5 м/с, в феврале – 6–7 м/с и увеличилось число случаев со скоростями 10–13 м/с. В сезон 1984/85 г. в декабре наиболее часто наблюдались скорости ветра 4–5 м/с, в январе – 6–7 м/с, в феврале – 8–9 м/с. Ветер со скоростью свыше 14 м/с отмечался в декабре и феврале.

Анализ хода атмосферного давления свидетельствует, что в декабре 1983 г. его амплитуда составила 31 гПа, в январе 1984 г. – 27, в феврале – 22 гПа. Общий размах колебаний давления за сезон составил 35 гПа. В 1984–1985 гг. разность между самым высоким давлением (в декабре) и самым низким (в феврале) составила 41 гПа.

Об изменчивости относительной влажности воздуха в районе базы Союз в течение летнего сезона 1983/84 г. можно приблизительно судить по показаниям волосяного гигрометра. В декабре она изменялась от 45 до 87 %, в январе – от 60 до 100 % (при выпадении мокрого снега), в феврале – от 63 до 87 % (табл. 9).

Таблица 9

Подекадная относительная влажность воздуха (%) в районе полевой базы Союз

Характеристика влажности	Декабрь 1983			Январь 1984			Февраль 1984		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Наибольшая	83	81	87	95	85	100	87	–	78
Наименьшая	45	48	58	60	70	72	68	–	63

Приведенное сравнение результатов наблюдений по температуре воздуха и ветру за два сезона показывает на существенное различие их метеорологических условий. В целом сезон 1984/85 г. был значительно теплее, чем предыдущий, а следовательно, и более благоприятным для увеличения стоковой составляющей водного баланса окрест лежащих водоемов. В связи с пониженным температурным фоном в сезон 29-й САЭ (1983/84 г.), в отличие от последующего сезона, не было зафиксировано поверхностного стока талых вод в озеро Бивер в районе базы Союз даже в наиболее благоприятный для этого период.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас «Антарктика». СПб.: Центральное картографическое производство ВМФ, 2005. 300 с.
2. Бардин В.И., Пискун А.А., Шмидеберг Н.А. Гидролого-гидрохимическая характеристика глубоководных водоемов в горах Принс-Чарльз // Антарктика. АН СССР. МКИА. Доклады комиссии. М.: Наука, 1990. Вып. 29. С. 97–112.
3. Козловский А.М., Колобов Д.Д., Кошеваров П.К. Работы на озере Бивер (Восточная Антарктида) // Тр. САЭ. 1987. № 82. С. 141–146.
4. Пискун А.А., Клоков В.Д. Гидрологические работы на эписельфовом озере Бивер // Антарктика. АН СССР. МКИА. Доклады комиссии. М.: Наука, 1986. Вып. 25. С. 126–132.
5. Пискун А.А. Наблюдения за уровнем воды и таянием льда на озере Бивер // Информ. бюл. САЭ. 1990. № 113. С. 55–64.
6. Пискун А.А. Результаты исследований гидрологического режима озер в горах Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) // Тр. V Всесоюз. гидрол. съезда. Л.: Гидрометеоздат, 1990. Т. 8. С. 109–116.
7. Wand V., Hermichen W.-D., Hoffling R., Muhle K., Klokov V.D., Ufimcev A.V. Stable isotope and hydrogeochemical studies of Beaver Lake and Lake Radok, Mac-Robertson Land, East Antarctica. Proceedings 4-th Working meeting Isotopes in Nature. Leipzig, 1986. P. 647–659.

A.A.PISKUN

METEOROLOGICAL CONDITIONS IN THE REGION OF THE FIELD BASE THE SOYUZ ACCORDING TO EPISODICAL OBSERVATIONS

The generalized results of the meteorological observations executed during seasonal works of 29-th, 30-th and 33-rd Soviet Antarctic expeditions in area of field base the Soyuz (East Antarctica) are presented. These meteorological observations were carried out, more often, behind frameworks of programs of works of expedition and were accompanying at performance of hydrological works. Nevertheless, considering absence of any other meteorological observations in radius of hundreds the kilometers, the received information can be a source for an estimation of weather conditions on which background the hydrological regime of water objects in area of base the Soyuz during the specified summer seasons was formed.

С О О Б Щ Е Н И Я

УДК 576.8 579.68 (268.45; 285.2) + 269(99)

Поступило 3 июля 2007 г.

БАКТЕРИОПЛАНКТОН ОЗЕРА РАДОК, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА
(ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ)

Е.Н. ЧЕБОТАРЕВ

Институт озераедения РАН

Ранее автором был сделан подробный анализ состояния изученности природной морской и пресноводной антарктической микробиоты [Чеботарев Е.Н. *Современное состояние природной микробиоты наземных пресноводных и морских экосистем Антарктики // Арктика и Антарктика. 2002. Вып. 2 (36). С. 165–184.*].

В 2005 г. во время работы 50-й РАЭ в Восточном секторе Антарктиды на станции Прогресс российские ученые впервые провели исследование глубоководного, постоянно закрытого льдом озера Радок ледникового происхождения. В числе других была поставлена задача провести микробиологическое исследование воды. В программу микробиологических работ входило определение наличия микроорганизмов в воде озера Радок, оценка их численности и характера вертикального распределения микробного сообщества в водной толще, оценка морфологического разнообразия микробного планктона, определение среднего размера бактериальных клеток и биомассы бактериопланктона.

Пробы воды были отобраны из-под льда озера Радок с помощью 5-литрового батометра конструкции французских специалистов в феврале 2005 г. На станции 1, имеющей глубину 247 м, пробы воды отбирали 2 февраля 2005 г. с глубин 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 150, 200 и 240 м, а на станции 2, имеющей глубину 367 м, пробы отобраны 18 февраля 2005 г. с глубин 200 и 360 м. Отобранные батометром пробы воды были помещены в чистые пластиковые или стеклянные бутылки объемом 350 или 500 мл и зафиксированы 40 %-м формалином. В таком виде пробы были

доставлены в Зоологический институт РАН, а для их дальнейшей обработки в лабораторию гидробиологии Института озераедения РАН.

Общую численность бактерий в воде озера Радок определяли прямым микроскопическим методом А.С.Разумова с использованием мембранных фильтров марки «Сынпор» № 8, имеющих диаметр пор 0,23 мкм, и светового микроскопа «Цетопан Рейхарт» при увеличении $\times 1500$. Как правило, через мембранный фильтр фильтровали 100–150 мл озерной воды, а не 5–10 мл, как обычно делают при исследовании воды озер умеренной зоны, так как предполагалось, что в ледниковом озере Радок может существовать очень разреженная популяция микроорганизмов и при фильтрации меньших количеств воды, порядка 10–20 мл, на фильтрах осядет слишком малое количество микробных клеток, недостаточное для достоверного подсчета их численности. Сразу же по окончании фильтрации фильтры с осевшими на них клетками микроорганизмов окрашивали 5 %-м раствором карболового эритрозина в течение суток, затем отмывали от избытка красителя дистиллированной водой, высушивали и просматривали в микроскопе в проходящем свете с масляной иммерсией. Подсчет общего числа клеток бактерий проводили в 25–30 полях зрения. Одновременно определяли наличие в бактериальном сообществе клеток различной морфологии, их численность и процентное соотношение.

Проведенный микроскопический анализ проб воды озера Радок показал, что почти во всех пробах присутствовали бактериальные клетки. Наличие микроорга-

низмов не удалось обнаружить лишь в пробах придонной воды, отобранных с глубины 240 м на станции 1 и 360 м на станции 2. Фильтры, через которые была профильтрована вода с этих глубин, оказались покрыты таким большим количеством мелких частиц минерального происхождения (не окрашивались эритрозином), что оказалось невозможным обнаружить среди них клетки микроорганизмов. Размер частиц минеральной взвеси, осевших на фильтрах, составлял 5–8 мкм на станции 1 (на глубине 240 м) и 2–3 мкм на станции 2 (на глубине 360 м). Так как через большинство фильтров при сравнительно небольшом разряжении удалось профильтровать 100–150 мл воды озера, это свидетельствует, что озерная вода содержит небольшое количество взвеси, состоящей из частиц органической и неорганической природы. Обычно при подобных анализах озер умеренных широт через фильтры с трудом фильтруется более 10–20 мл воды.

Клетки бактерий были обнаружены в воде, отобранной с глубин 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 150 и 200 м на станции 1, и в воде, отобранной с глубины 200 м на станции 2. Очень небольшое количество клеток бактерий в воде озера Радок позволяет оценить их концентрацию только со сравнительно невысокой степенью точности. Общая численность бактерий в воде составляла на станции 1: 3000–5000 клеток/мл на глубине 10 м, 10000–12000 кл/мл на глубине 220 м, 7000–8000 кл/мл на глубине 30 м, 12000–14000 кл/мл на глубине 40 м, 8000–10000 кл/мл на глубине 50 м, 10000–11000 кл/мл на глубине 75 м, 5000–6000 кл/мл на глубине 100 м, 5000–10000 кл/мл на глубине 150 м и 3000–5000 кл/мл на глубине 200 м. Общая численность микробных клеток в воде на глубине 200 м на станции 2 составляла 12000–15000 клеток/мл.

Морфологически бактериопланктон озера Радок довольно однороден. Большую его часть на всех глубинах озера составляют мелкие свободноживущие палочковидные клетки, доля которых в бактериальном сообществе составляет около 85–90 %. Остальная часть микробного сообщества представлена мелкими кокковидными клетками, вибрионами (изогнутые палочки) и нитевидными формами. Палочковидные клетки бактерий имели следующие

размеры: мелкие палочки, которые присутствовали в воде в наибольшей численности, имели длину 1,0–1,5 и ширину 0,1–0,2 мкм, более крупные палочки, представленные в меньшем числе, имели длину 1,5–3,0 и ширину 0,15–0,30 мкм. Встречавшиеся редко нитевидные микроорганизмы имели длину 6–10 и ширину 0,15–0,20 мкм. Кокковидные клетки имели в диаметре 0,15–0,25 мкм.

Кроме бактериальных клеток в планктоне озера Радок обнаружены, хотя и в небольшом количестве, клетки микроводорослей. В составе фитопланктона обнаружены нитевидные и центрические диатомовые водоросли. Они встречались на всех глубинах озера. Количество клеток микроводорослей по приблизительным подсчетам не превышает 5000–10000 клеток в 1 л воды во всей толще.

Во всех пробах воды было много частиц детрита органической и неорганической природы. В пробе воды с глубины 150 м обнаружена хорошо сохранившаяся нога рачка (может быть, коловратки), а на глубине 200 м – остатки сразу нескольких организмов зоопланктона.

Таким образом, впервые проведенное предварительное исследование показало, что в воде озера Радок присутствует бактериопланктон и фитопланктон. Численность клеток бактерий и микроводорослей не велика по сравнению с их численностью в озерах умеренной зоны. Очевидно, из-за недостатка пищевых субстратов размеры бактериальных клеток также не велики, а их морфологическое разнообразие очень бедно.

Данное сообщение следует рассматривать как предварительное, а подробный анализ микробиоты озера будет проведен в дальнейшем.

В заключение автор выражает глубокую признательность руководству 50-й РАЭ и лично сотруднику Ботанического института РАН д.б.н. М.П.Андрееву за переданные материалы, собранные им на озере Радок.

Работа выполнена в рамках Проекта № 11 «Провести комплексное изучение антарктической биоты» подпрограммы «Антарктика» ФЦП «Мировой океан».

С О О Б Щ Е Н И Я

УДК 551.510.534(99)

Поступило 30 ноября 2007 г.

ОБЩЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ОЗОНА В АНТАРКТИДЕ В 2006–2008 гг.

Е.Е. СИБИР

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Особенности поведения общего содержания озона (ОСО) на российских антарктических станциях за период с 1974 по 2005 г. были достаточно подробно проанализированы в [1, 2], поэтому в настоящей работе основное внимание уделено специфике поведения ОСО и развития «озоновой дыры» над Антарктидой за последние два антарктических сезона.

Для анализа были использованы данные измерений ОСО на российских антарктических станциях Восток, Мирный и Новолазаревская, а также на зарубежных станциях Вернадский (Фарадей), Халли (<http://www.antarctica.ak.uk/met>), Амундсен Скотт и Сева (http://www.woudec.org/data_e.html).

По данным спутниковых измерений, в 2006 г. озоновая дыра была рекордной за весь период наблюдений за содержанием озона в Антарктиде. Площадь дыры быстро увеличивалась с середины августа и к 25 сентября составляла 29,5 млн км² и была максимальной за историю наблюдений (<http://toms.gsfc.nasa.gov>). Содержание озона над Антарктикой быстро уменьшалось в течение сентября, и в начале октября отмечено рекордное уменьшение содержания озона. Дефицит массы озона над Антарктикой 5 октября составил 40,8 Мт. В последующие дни площадь дыры медленно уменьшалась, оставаясь рекордно большой для октября. Циркумполярный вихрь постепенно сжимался, но оставался значительно больше своего среднего размера, а температура в нем оставалась значительно ниже нормальной для этого времени года (Antarctic Ozone Bulletin. 2006. № 1–6. <http://www.wmo.ch/web/arep/ozone.html>).

На рис. 1 представлен годовой ход среднесуточных значений общего содержания озона на российских станциях в сезоны 2006–2007 гг. и 2007 – февраль 2008 гг.

В 2006 г. на российских станциях самые низкие значения ОСО наблюдались на станции Новолазаревская 26 сентября – 99 е.Д. и 2 октября ~ 98 е.Д. (см. рис.1). В октябре ОСО на этой станции также было низким и редко превышало 150 е.Д. Большую часть ноября содержание озона было ниже 200 е.Д., и только с начала декабря ОСО на этой станции стабильно стало выше 220 е.Д.

На станции Мирный в августе и первой половине сентября содержание озона было достаточно стабильным с некоторой тенденцией к его уменьшению от августа к сентябрю. Значения ОСО в конце августа и первой половине сентября часто опускались ниже 200 е.Д., но были существенно выше, чем на станции Новолазаревская. В последней декаде сентября отмечены значительные межсуточные колебания ОСО: содержание озона изменилось от 360 е.Д. 24 сентября до 214 е.Д. 27 сентября. Колебания продолжались до сере-

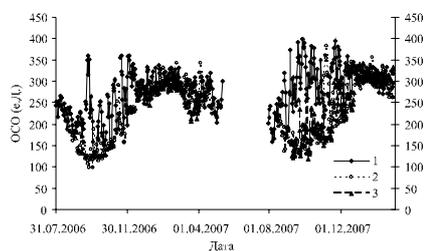


Рис. 1. Среднесуточные значения общего содержания озона на станциях: 1 – Мирный, 2 – Новолазаревская и 3 – Восток

дины декабря. Такие резкие изменения содержания озона на этой станции связаны со значительными изменениями формы озоновой дыры. Минимальное значение ОСО на станции Мирный 122 е.Д. наблюдалось 5 октября. В октябре на станции Мирный отмечено и самое низкое за историю наблюдений среднесуточное значение ОСО (188 е.Д.). Среднемесячные значения общего содержания озона в августе – ноябре были ниже, чем в предыдущем году, а в декабре – несколько выше.

В течение января 2007 г. на всех станциях наблюдалось незначительное увеличение содержания озона, а в течение марта–мая его уменьшение. Среднемесячные значения ОСО на станциях Мирный и Новолазаревская в январе и феврале были заметно выше, чем в эти же месяцы 2006 г., а в марте они были близки по величине на обеих станциях и близки к среднемесячным значениям на этих станциях в предыдущем году. В отдельные дни апреля и мая среднесуточные значения ОСО на станциях Мирный и Новолазаревская опускались ниже 250 е.Д., а 2 мая на ст. Мирный содержание ОСО составило 204 е.Д.

Озоновая дыра антарктической весной 2007 г. была выражена «слабее», чем в 2000, 2005 и 2006 гг., и «мощнее», чем в 2002 и 2004 гг. Ее размеры и величина потерь озона были достаточно типичны для последних 10 лет. Особенностью 2007 г. было то, что разрушение озонового слоя над Антарктикой началось раньше, чем в предшествующие годы. В отдельные дни августа общее содержание озона над Антарктикой было самым низким для этого вре-

мени года за весь период наблюдений. Однако в целом в 2007 г. потери озона над Антарктикой были близки к средним за последние годы значениям. К середине сентября площадь озоновой дыры достигла 25 млн км², а затем начала уменьшаться и к концу сентября сократилась до 19 млн км². Дефицит массы озона 23 сентября составил 28 мегатонн (Antarctic Ozone Bulletin. 2007. № 1–4. <http://www.wmo.int/pages/prog/arep/documents>).

На станции Мирный в первой декаде августа наблюдались самые низкие из измеренных ранее в августе на этой станции значения ОСО. Затем содержание озона начало расти, а с конца августа и до конца года отмечены значительные колебания ОСО ото дня ко дню, связанные с изменением формы озоновой дыры и ее расположения относительно станции. Значения ОСО на станции Новолазаревская в августе–октябре были ниже 220 е.Д. На ней 27 августа отмечено минимальное за весь период наблюдений для этого месяца содержание озона (136 е.Д.), а также самое низкое среднесуточное значение ОСО в августе (182 е.Д.).

На станции Восток минимальное содержание озона отмечено 7 октября (118 е.Д.). До середины ноября большую часть времени ОСО на станции Восток было ниже 200 е.Д.

Межгодовая изменчивость среднегодовых значений ОСО (*a*) и среднемесячных значений в сентябре (*б*) на российских и зарубежных станциях, расположенных в различных районах Антарктиды приведена на рис. 2. Хорошо видно, что за рассматриваемый период произошло существенное

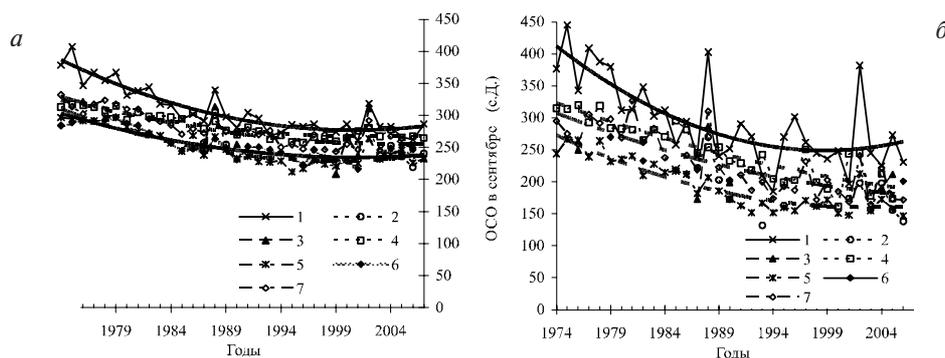


Рис. 2. Межгодовая изменчивость ОСО: *a* – среднегодовых значений, *б* – среднемесячных в сентябре на станциях: 1 – Мирный, 2 – Новолазаревская, 3 – Восток, 4 – Вернадский (Фарадей), 5 – Халли, 6 – Амундсен-Скотт и 7 – Сева

уменьшение содержания озона над Антарктидой, особенно значимое весной, но ясно выраженное и для среднегодовых значений ОСО. Для станций с длинными рядами наблюдений помимо самих значений ОСО на рисунке представлены также соответствующие линии трендов, описанные полиномами второй степени. Величина достоверности аппроксимации R^2 для среднегодовых значений ОСО 0,80–0,85, а для среднемесячных значений в сентябре 0,56–0,84.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Радионов В.Ф., Сибир Е.Е.* Особенности временной изменчивости общего содержания озона на российских антарктических станциях // *Метеорология и гидрология*. 2000. № 3. С. 100–103.
2. *Радионов В.Ф., Русина Е.Н., Сибир Е.Е.* Особенности общего содержания озона в северной и южной полярных областях // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. Вып. 75. С. 64–72.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 551.465.5 (268.52)

Поступила 15 января 2007 г.

ПЕРВОЙ СЪЕМКЕ ТЕЧЕНИЙ МОРЕЙ – ПОЛВЕКА

Г.А.БАСКАКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В августе 2006 г. исполнилось 50 лет со времени проведения Арктическим научно-исследовательским институтом крупной экспедиции по съемке течений Карского моря, работавшей на трех судах: ледорезе «Ф.Литке» и шхунах «Актюбинск» и «Буй» [1].

Большое научное значение этой экспедиции заключается в том, что в ней, впервые в практике отечественных, а возможно, и зарубежных океанологических исследований, измерения течений выполнялись синхронно во многих точках моря, на большой акватории, в продолжение длительного времени посредством самописцев течений, размещенных на автономных от экспедиционного судна установках – АБС. Полученная на АБС натурная информация позволяет провести гораздо более глубокий анализ режима течений, его пространственно-временной изменчивости, чем обычные для того времени наблюдения в одной точке, с борта судна, стоящего на якоре, чаще всего суточной продолжительности.

Задача постановки АБС в ледовитом море на длительный срок была в то время новой, на практике не проверенной. Высказывались небезосновательные опасения, что будет трудно найти в открытом море небольшие надводные знаки станции. Что многочленная конструкция, состоящая из надводных и притопленных буев, вех, тяжеловесных донных якорей, тросов большой протяженности, соединенных скобами и вертлюгами, не выдержит многодневного колебательного воздействия ветра, волн и течений, а то и просто будет сорвана дрейфующими льдами, которые в полярном море всегда могут оказаться там, где их не ожидают. И не случайно три опытных океанолога, которым, одному за

другим, предложили руководить экспедицией, отказались от этого предложения. Четвертому, автору этих строк, пришлось согласиться.

Придавая большое значение предстоящей съемке как первому практическому шагу на переходе к новой системе получения натурной информации по течениям морей и океанов, Арктический институт уделил большое внимание подготовке этой экспедиции и провел ее на высоком уровне. План работ и программа научных наблюдений экспедиции были обсуждены в Ленинграде в АНИИ и в Москве, в Главсевморпути, в систему которого тогда входил Институт, и в межведомственной Океанографической комиссии. План работ был утвержден начальником Главсевморпути В.Ф.Бурхановым, а программа наблюдений – директором АНИИ В.В.Фроловым. Кроме того, начальник Главсевморпути подписал приказ, в котором определялась главная цель экспедиции – разработка и проверка новой техники и методики исследования течений в море, а также содержалось указание местным органам Главсевморпути в Арктике не отрывать суда экспедиции на посторонние задания. Министр Морского флота СССР В.Г.Бакаев принял зам. начальника Главсевморпути Е.И.Толстикова, зам. директора АНИИ А.Ф.Трешникова, руководителей экспедиции Г.А.Баскакова и А.В.Коптеву, заслушал и одобрил идею исследований и план проведения работ, а также пообещал оказать возможную помощь.

В экспедиции по съемке течений участвовали 49 человек научного, инженерно-технического и научно-вспомогательного персонала (не считая плавсостава – команд экспедиционных судов), в том чис-



Рис. 1. Руководящий состав экспедиции по съемке течений в 1956 г.

На снимке (слева направо): первый ряд – В.Н.Байков, П.Н.Швецов, А.В.Коптева, Г.А.Баскаков, А.Н.Ружников, И.Н.Овсяников; второй ряд – Б.С.Майнагашев, Н.П.Артеменко, В.В.Ермолин, С.И.Степанов, Л.И.Куликов, А.И.Дмитриев, Н.И.Демьянов, Е.Г.Никифоров, В.В.Клепиков

ле только 26 штатных сотрудников Арктического института. Большого Институт в то время выделить не мог. Именно на середину 1950-х гг. пришелся пик развертывания экспедиционных исследований в Арктике и Антарктике. Специалисты океанологи, метеорологи, механики требовались тогда на две дрейфующие станции «Северный полюс», в две ВВЭ «Север», в океанологические экспедиции в арктических морях (так называемые «ледовые патрули»), на береговые станции в Антарктиде и еще во многие менее крупные экспедиции. Поэтому в экспедицию по съемке были приглашены четыре специалиста из других учреждений (ЛВИМУ, ЛГУ, Военно-гидрографическое училище, ВНИИ-Океанология), а также 19 студентов и курсантов высших учебных заведений (ЛГУ, МГУ, ЛВИМУ, ЛГМИ).

Начальником экспедиции был Г.А.Баскаков, заместителями начальника – А.В.Коптева (по науке), И.Н.Овсяников (по технике), А.И.Дмитриев (по хозяйству). Начальниками отрядов на судах были – первого отряда, на ледорезе «Ф.Литке», Н.И.Демьянов, второго отряда, на шхуне «Актюбинск» – Н.П.Артеменко, третьего –

на шхуне «Буй» – В.В.Клепиков, а их помощниками – Е.Г.Никифоров, Е.Н.Дворкин, С.И.Степанов. Метеорологические наблюдения в экспедиции курировал Л.Ю.Рыжак, гидрографические – Н.Ф.Кудрявцев, гидрохимические – О.А.Авдеевич, работу самописцев течений В.Г.Ошмарин, измерения уровня открытого моря мареографом Граафена – К.Д.Тирон и Н.И.Боборыкин. Капитанами судов экспедиции были – на ледорезе «Ф.Литке» – В.И.Поташников (первая половина навигации) и П.Н.Швецов (вторая половина навигации), на шхуне «Актюбинск» – А.Н.Ружников, на шхуне «Буй» – В.Н.Байков.

Экспедиция была хорошо обеспечена приборами, оборудованием и снаряжением, необходимым для постановки буйковых станций в море, а также для проведения океанологических, метеорологических и других наблюдений. В частности, в нашем распоряжении было около 50 самописцев течений системы Ю.К.Алексеева типов БПВ-2 и ЭСТ, два мареографа открытого моря системы Граафена.

Важнейшую роль в обеспечении экспедиции техникой и снаряжением сыграли экспериментально-производственные мастер-

ские Института – ЭПМ. Здесь были изготовлены, в частности, все самописцы течений БПВ, взятые в экспедицию, и, как правило, они действовали надежно. Большую помощь оказали многие сторонние организации и учреждения. В особенности следует отметить здесь Минно-торпедное управление Военно-Морского флота и Минно-торпедный отдел Северного флота, предоставившие большое количество буюв различного назначения и габаритов, а также вех, вертлюгов, скоб и другого снаряжения, из которого мы монтировали, как из полуфабриката, буйковые установки.

Отлично работали команды всех трех экспедиционных судов – ледореза «Ф.Литке», шхун «Актюбинск» и «Буй». Отношения научного состава экспедиции и плавсостава судов были самыми дружескими, теплыми, что вообще традиционно для всех арктических экспедиций. Работали все вместе, слаженно, с полным пониманием друг друга. Верхние команды судов – боцманы и матросы наравне с океанологами становились у лебедек, стрел и у бортов судов при опускании в море буйковых станций и мареографов Граафена и подъеме их на борт. Штурманы надежно определяли координаты точек постановки АБС, что позволяло, в общем-то, достаточно быстро выходить к станциям для их снятия, умело маневрировали судном. Осо-

бенно четко получалось это у Б.С.Майнагашева – старшего помощника капитана ледореза «Ф.Литке». Научных сотрудников стремились разместить на судах возможно удобнее. Немногие здравствующие ветераны, участники плаваний 1956 г., до сих пор с удовольствием вспоминают, как вкусно кормили их в кают-компаниях ледореза. Мы не только делали одно общее дело, понимали друг друга с полуслова, мы отдыхали, проводили свободное время вместе. Были единым коллективом. С великим удовольствием смотрю теперь на фотографию пятидесятилетней давности, на которой мы все вместе – ученые и моряки, можно сказать, полярные друзья-однополчане (рис. 1)!

Украшением нашей экспедиции были женщины – сотрудницы АНИИ, студентки-практикантки, женский персонал ледореза. Вот одна из них, Александра Васильевна Коптева, известный исследователь приливов Северного Ледовитого океана, вложившая много сил в организацию и проведение экспедиции. Как красиво смотрится она на верхнем мостике ледореза «Ф.Литке» в теплый августовский день, на дальней параллели 75° с.ш. (рис. 2)!

Конечно, в работе экспедиции были трудности и сложности. Нередко волнение и ветер затрудняли постановку или поиск и снятие АБС, а дрейфующие льды вызы-



Рис. 2. На мостике ледореза «Ф.Литке» летом 1956 г.
На снимке (слева направо): Г.А.Баскаков, А.В.Коптева, В.В.Клепиков

вали беспокойство за сохранность станций. Начавшееся в последние дни сентября внезапное и интенсивное ледообразование в северной части моря вынудило снять раньше намеченного срока четыре АБС, размещенные на широте приблизительно $75^{\circ} 30'$. В октябре, когда ледовая обстановка на трассе осложнилась, ледорез неоднократно направлялся по указаниям Штаба морских операций Западного района Арктики (о. Диксон) на выручку судам, попавшим в трудную ледовую ситуацию. Шли на выручку сразу, так как понимали, что дело не терпит промедления. Не ссылались на приказ Главсевморпути, запрещающий отвлекать ледорез от экспедиционных работ. Много времени уходило на бункеровку ледореза углем на Диксоне.

Первая экспедиция по съемке течений в навигацию 1956 г. завершилась успешно. Была решена ее главная задача — создание техники и отработка методики постановки автономных буйковых станций в условиях открытого моря. Были разработаны главным инженером экспедиции И.Н.Овсяниковым конструкции двух буйковых установок — мелководной (АМС) для глубин моря до 20–25 м и глубоководной буйковой (АБС) для глубин моря до 200 м, с надводными знаками, для постановки на чистой воде, т.е. при отсутствии льда в месте размещения АБС [2, 3]. Установки эти, про-

стые при постановке и снятии, оказались живучими в условиях сильного ветра и волнения. Из 15 АБС, выставленных экспедицией на многосуточную запись, были найдены и подняты на борт 13 станций, с самописцами, давшими доброкачественную запись направления и скорости течений. Не найденные две АБС, установленные одна у восточного побережья Новой Земли, немного южнее входа в пролив Маточкин Шар, а другая — западнее о. Белого, скорее всего, сорваны льдами или проходившими судами.

Экспедицией в юго-западной и центральной частях Карского моря были проведены, в соответствии с планом, обширные океанологические, метеорологические и другие наблюдения. На 17 АБС, в том числе 13 многосуточных и 4 кратковременных (до 4 суток), получена обширная натурная информация по течениям (ежечасные значения направления и скорости) на двух стандартных горизонтах — 10 и 25 м, общей продолжительностью 725 суточных циклов. Выполнены также две трудоемкие пятнадцатисуточные судовые станции со шхуны «Буй», стоявшей на якоре, с расширенным комплексом наблюдений за температурой и соленостью воды, течениями, волнением и др. параметрами на горизонтах от поверхности моря до придонного слоя. Впервые в арктических морях

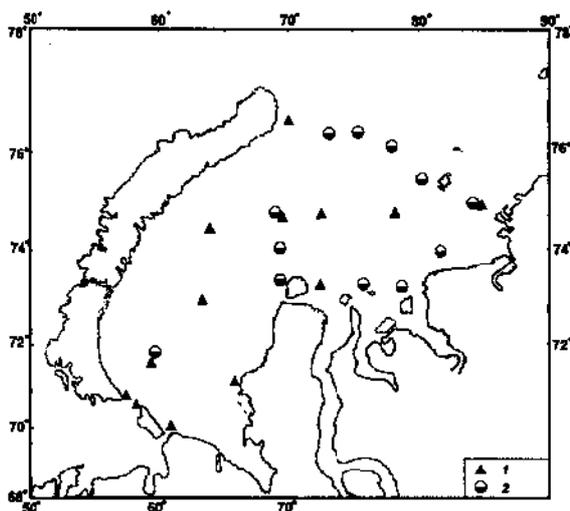


Рис. 3. Расположение океанологических станций, выполненных экспедицией по съемке течений летом 1956 г.



Рис. 4. Ветераны экспедиции 1956 г. пятьдесят лет спустя, в 2006 г.

На снимке (слева направо): Е.Н.Дворкин, С.В.Кочетов, Е.Г.Никифоров, Г.А.Баскаков, Л.Ю.Рыжаков

проведены измерения уровня моря мареографом Граафена в 13 точках (рис. 3).

Арктический и антарктический институт продолжил съемку течений в последующие годы [4, 5, 6]. В навигации 1957 и 1958 гг. были проведены работы в северо-восточной и южной частях Карского моря соответственно, в навигации 1958–1960 гг. – в морях Восточно-Сибирском и Чукотском, в 1960 г. – в море Лаптевых. В дальнейшем постановка самописцев течений на автономную запись стала обычным делом, как в морях, так и в океанах.

Со времени проведения экспедиции прошло полвека. Срок немалый. Но пока еще пять ее участников, ветеранов: доктор географических наук, заслуженный деятель науки Российской Федерации Е.Г.Никифоров, кандидаты географических наук Г.А.Баскаков, Е.Н.Дворкин С.В.Кочетов, Л.Ю.Рыжаков – продолжают работать в Арктическом и антарктическом институте! Вот какие они сейчас (рис. 4). Самому старшему здесь 93 года, а остальным четверым только по 75–78 лет! Действующие полярники! Так и хочется сказать: великолепная пятерка. Наглядное свидетельство благотворного влияния климата Арктики на человека.

Пользуясь случаем, поздравляю всех еще здравствующих участников плаваний на судах «Ф.Литке», «Актюбинск» и «Буй»

в навигацию 1956 г. в Карском море, как научный состав экспедиции, так и плавсостав судов, с замечательным полувековым юбилеем экспедиции и выражаю каждому благодарность за его вклад в это большое научное мероприятие, которое увенчалось успехом только благодаря нашей дружной совместной работе в трудных условиях Арктики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскаков Г.А., Коптева А.В. Экспедиция по исследованию течений Карского моря в 1956 г. // Проблемы Арктики. 1958. Вып. 3. С. 122–124.
2. Баскаков Г.А., Кудрявцев Н.Ф. Долговременные автономные станции наблюдений над течениями в открытом море // Проблемы Арктики. 1957. Вып. 2. С. 93–96.
3. Бутенко А.К., Степанов С.И. Долговременные автономные установки для измерения течений в мелководных районах моря // Тр. ААНИИ. 1961. Т. 210. С. 9–12.
4. Баскаков Г.А. Съемка течений арктических морей в 1956–1960 гг. // Тр. ААНИИ. 1964. Т. 108. С. 7–23.
5. Демьянов Н.И. Океанографическая экспедиция в Чукотском и Восточно-Сибирском морях в 1960 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 1961. Вып. 2. С. 97–98.
6. Артеменко Н.П. Комплексная океанографическая экспедиция в море Лаптевых в 1960 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 1961. Вып. 8. С. 97.

Подписано в печать 7.12.2007
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Усл. печ. л. 10.
Заказ № 34

Ротапринт ГНЦ РФ АНИИ
199397, ул. Беринга, 38