

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4 (90)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2011

Главный редактор
д-р геогр. наук, профессор *Фролов И.Е.* (АНИИ)

Редакционная коллегия

канд. физ.-мат. наук *Данилов А.И.* (зам. главного редактора)
канд. геогр. наук *Бузин И.В.*
(ученый секретарь, тел. (812) 337-3212, e-mail: *buzin@aari.nw.ru*)
д-р геогр. наук *Алексеев Г.В.* (АНИИ)
канд. физ.-мат. наук *Бобылев Л.П.* (Фонд Нансен-центр)
д-р геогр. наук *Вуглинский В.С.* (ГГИ)
канд. геол.-минерал. наук *Грикуров Г.Э.* (ВНИИОкеангеология)
д-р геогр. наук *Гудкович З.М.* (АНИИ)
д-р геогр. наук *Зубакин Г.К.* (АНИИ)
д-р. геол.-минерал. наук *Иванов В.Л.* (ВНИИОкеангеология)
д-р физ.-мат. наук *Катцов В.М.* (ГГО)
канд. геогр. наук *Липенков В.Я.* (АНИИ)
канд. техн. наук *Лихоманов В.А.* (АНИИ)
д-р физ.-мат. наук *Махитас А.П.* (АНИИ)
д-р геогр. наук *Никифоров Е.Г.* (АНИИ)
канд. геогр. наук *Радионов В.Ф.* (АНИИ)
д-р физ.-мат. наук *Рожков В.А.* (СПбГУ)
д-р геогр. наук *Саватюгин Л.М.* (АНИИ)
д-р физ.-мат. наук *Тимохов Л.А.* (АНИИ)
д-р физ.-мат. наук *Трошичев О.А.* (АНИИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4 (90)

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

Свидетельство о регистрации
ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

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

Редактор: Е.В.Миненко
Оригинал-макет: Н.А.Крупина, Е.А.Скутина, А.А.Меркулов
На обложке рисунок А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ АНИИ), 2011.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.В.Козачек, А.А.Екайкин, В.Я.Липенков, Ю.А.Шибеев, Р.Вайкмяэ.</i> О связи климатической изменчивости Центральной Антарктиды с климатом средних и низких широт Южного полушария	5
<i>А.А.Нюбом, С.М.Ковалев, К.В.Соболевский.</i> Колебания ледяного поля дрейфующей станции СП-35 в диапазоне поверхностных и внутренних волн океана.....	14
<i>В.В.Харитонов.</i> Особенности строения торосов Байдарацкой губы, исследованных весной 2010 г.	21
<i>И.А.Гангнус, Л.А.Духова, Е.В.Блошкина.</i> Гидрохимическая структура вод в Российском секторе Арктического бассейна в летний период 2010 г.....	27
<i>Е.Н.Русина, В.Ф.Радионон, Е.Е.Сибир.</i> О возможности анализа данных наблюдений за общим содержанием озона и суммарной солнечной радиацией на движущихся платформах.....	39
<i>Г.Н.Войнов.</i> Методика контроля и редакции многолетних временных рядов уровня моря	51
<i>А.Ф.Пушкин.</i> Переописание трех видов многоколенчатых (<i>Pycnogonida</i>) рода <i>Austropallene</i> из Южного океана с таблицей для определения всех антарктических видов рода	62
<i>А.А.Намятов.</i> Особенности распределения концентраций растворенного кислорода в поверхностном слое Арктического бассейна.....	76
<i>В.П.Епифанов, Л.М.Саватюгин.</i> Акустические исследования абляционного слоя ледника: на примере ледника Альдегонда (Шпицберген)	87
<i>И.Е.Фролов, И.М.Ашик, Г.А.Баскаков, С.А.Кириллов.</i> Российские морские исследования Арктики — прошлое и настоящее	99
<i>Л.М.Саватюгин.</i> Жизнь Рудольфа Лазаревича Самойловича. К 130-летию со дня рождения.	112

CONTENTS

<i>A.V.Kozachek, A.A.Ekaykin, V.Y.Lipenkov, Y.A.Shibaev, R.Vaikmäe.</i> On the relationship between climatic variability in central Antarctica and the climate of middle and low latitudes of Southern Hemisphere	5
<i>A.A.Nubom, S.M.Kovalev, K.V.Sobolevskiy.</i> Oscillations of ice fields of drifting station North Pole-35 in a surface and internal ocean wavebands	20
<i>V.V.Kharitonov.</i> Peculiarities of internal structure of the Baydaratskaya bey first-year ice ridges in spring 2010	21
<i>I.A.Gangnus, L.A.Duhova, E.V.Bloshkina.</i> Hydrochemical structure of Russian part of Arctic basin during the summer, 2010.....	27
<i>E.N.Rusina, V.F.Radionov, E.E.Sibir.</i> On the possibility of the analysis of the data of observations of the total ozone and total solar radiation on moving platforms.....	39
<i>G.N.Voinov.</i> Methods for quality control and revision the multiyear time series of sea level observations.....	51
<i>A.F.Pushkin.</i> Redescription of three species of Pycnogonida from the genus <i>Austropallene</i> from the Southern Ocean with the key for identifications of all antarctic species of the genus	62
<i>A.A.Namyatov.</i> Specia Distribution of Dissolved Oxygen Concentrations in the Surface Layer of the Arctic Basin.....	76
<i>V.P.Epifanov, L.M.Savatyugin.</i> Acoustic studies of ablation layer of polar glacier: the Aldegondabreen Glacier case (Spitsbergen)	87
<i>I.E.Frolov, I.M.Ashik, [G.A.Baskakov] S.A.Kirillov.</i> The Russian marine research in the Arctic: the past and the future.....	99
<i>L.M.Savatyugin.</i> Life of Rudolf Lazarevitch Samoilovitch. On the 130th birthday anniversary.	112

О СВЯЗИ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНТАРКТИДЫ С КЛИМАТОМ СРЕДНИХ И НИЗКИХ ШИРОТ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

вед. инж. А.В.КОЗАЧЕК¹, канд. геогр. наук А.А.ЕКАЙКИН¹,
канд. геогр. наук В.Я.ЛИПЕНКОВ¹, науч. сотр. Ю.А.ШИБАЕВ¹,
проф. Р.ВАЙКМЯЭ²

¹ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, kozachek@aari.ru

² Институт геологии Таллиннского технологического университета, Эстония

По данным геохимических и гляциологических исследований в снежных шурфах и по кернам скважин ручного бурения получены сводные ряды, характеризующие изменчивость температуры воздуха и скорости снегонакопления в районе антарктической станции Восток за последние 350 лет. Показано, что указанные параметры изменялись квазипериодически с длиной цикла 30–60 лет на фоне слабовыраженного положительного тренда. Сопоставление данных рядов с индексами циркуляции Южного полушария позволило установить некоторые закономерности климатической изменчивости Центральной Антарктиды. Наиболее сильное влияние на климат этого региона оказывает преобладающий тип циркуляции в Южном полушарии: при зональной циркуляции наблюдаются отрицательные аномалии температуры и количества осадков, а при меридиональной циркуляции — положительные. Отмечено, что в 1970-х гг. знак связи между многими характеристиками сменился на противоположный, что, по-видимому, связано с перестройкой климатической системы Южного полушария. Установлено, что за последние 350 лет подобное событие имело место по меньшей мере еще 5 раз.

Ключевые слова: Антарктида, Южное полушарие, изменения климата, климатические индексы, палеоклимат, изотопный состав, скорость снегонакопления.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование причин и механизмов глобальных изменений климата, имеющих место на протяжении последних десятилетий, по праву считается одной из актуальнейших научных задач ввиду возможных негативных последствий этих изменений для человечества. Особое внимание ученых приковано к полярным районам, которые, с одной стороны, наиболее чувствительны к глобальному потеплению, а с другой, сами оказывают существенное воздействие на климат планеты. Кроме того, баланс массы полярных ледников, и в первую очередь Антарктического ледникового щита, влияет на объем Мирового океана, повышение уровня которого вызывает беспокойство у миллионов жителей нашей планеты.

При этом регулярные метеорологические и гляциологические наблюдения начались в Центральной Антарктиде около 50 лет назад. Соответственно, большое значение приобретает изучение прошлого климата шестого континента с помощью палеогеографических методов, что и определяет актуальность настоящей работы.

Данная работа посвящена изучению изменений климата Центральной Антарктиды (район станции Восток) за последние 350 лет по результатам гляциологических исследований и геохимических анализов (в первую очередь — анализа изотопного состава) в снежных шурфах и кернах, а также сопоставлению полученных палеоклиматических рядов с климатическими индексами Южного полушария с целью выявления механизмов климатических колебаний в Антарктике.

МЕТОДИКА

Изучение прошлого климата Антарктиды, как правило, осуществляется путем гляциологических и геохимических исследований в шурфах, по снежным и ледяным кернам, методика которых достаточно подробно изложена в целом ряде работ [Екайкин и др., 2003; Липенков и др., 2003; Ekaikin, 2003]. Для реконструкции скорости снегонакопления используются данные стратиграфических наблюдений, а также хронологические маркеры (слои, содержащие продукты вулканических извержений и наземных ядерных испытаний), которые позволяют определять абсолютный возраст снега. Для оценки прошлых изменений температуры применяются результаты анализа изотопного состава снега (концентрация дейтерия, δD , либо кислорода ^{18}O), путем моделирования и на основании эмпирически установленных зависимостей они пересчитываются в температуру воздуха, при которой сформировался изучаемый снег [Ekaikin, Lipenkov, 2009; Salamatina et al., 2004].

Настоящее исследование базируется на данных, полученных участниками 44–53-й Российской антарктической экспедиции (1998–2007 гг.). Результатом этих работ стал целый ряд публикаций (см. обзор в [Ekaikin, Lipenkov, 2009]), в которых рассмотрены вариации температуры и скорости снегонакопления в районе станции Восток за последние 225 лет. В настоящей статье впервые представлены сводные региональные ряды, характеризующие изменчивость климата за последние 350 лет в южной части подледникового озера Восток. Это стало возможным после анализа снежных кернов, пробуренных в пунктах $\nu k07$ (в окрестностях станции Восток) и $VFL-1$ (в 110 км вверх по линии тока льда от станции) [Ekaikin et al., 2010].

Изотопные анализы образцов керна из скважин $\nu k07$ и $VFL-1$ были выполнены в Институте геологии Таллиннского технологического университета (Эстония), а также в Институте низких температур Университета Хоккайдо (Япония) по стандартной методике, обеспечивающей ошибку значений не более 0,5 ‰ для δD .

Сводные региональные климатические ряды впервые сопоставляются в настоящей работе с некоторыми климатическими индексами Южного полушария.

Эль-Ниньо/Ла-Нинья – Южное колебание (*ENSO, El Niño – Southern Oscillation*) – квазипериодическое изменение климатической системы в тропической зоне Тихого океана, с характерной длиной волны около 5 лет. Механизмы, которые вызывают эти колебания, остаются до конца не изученными, но, судя по многочисленным данным, оказывают влияние на климат всей планеты. Южное колебание – это атмосферная составляющая Эль-Ниньо, характеризующая разность атмосферного давления между восточной и западной частями тропической зоны Тихого океана. Интенсивность Южного колебания измеряется с помощью индекса *SOI (Southern Oscillation Index)*, который рассчитывается как нормированная разность атмосферного давления между Таити и Дарвином (Австралия). Эпизоды Эль-Ниньо соответствуют отрицательным значениям *SOI*. Значения индекса, использованные в настоящей работе, брались на сайте <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>.

Тихоокеанское десятилетнее колебание (*PDO, Pacific Decadal Oscillation*) – это колебание климата Тихого океана с периодом 20–30 лет. Для него характерно увеличение или уменьшение температуры водной поверхности в Тихом океане к северу от 20° с.ш. Во время теплой (положительной) фазы колебания на западе Тихого океана происходит похолодание, на востоке – потепление, для холодной (отрицательной) фазы характерно противоположное распределение температур.

Большинство исследователей считает, что *PDO* является следствием явлений Эль-Ниньо и Южного колебания, которые усиливаются стохастическими атмосферными процессами. Индекс *PDO* определяется как отклонение от среднего значения температуры поверхности океана в северо-восточной части тропической

зоны Тихого океана. Значения индекса *PDO*, рассчитанные до 954 г. дендрохронологическим методом [Newman et al., 2003], доступны на сайте <http://ncidc.org/>.

Транспольярный индекс (Transpolar Index, *TPI*) определяется как нормированная разность атмосферного давления на уровне моря между Хобартом (Австралия) и Стенли (Фолклендские острова). Данный индекс характеризует самые длинные атмосферные волны вокруг Антарктики [Turner, 2004]. Положительные значения индекса соответствуют сильной зональной циркуляции, отрицательные — меридиональной циркуляции. Значения индекса с 1895 по 2002 г. представлены на сайте <http://ncidc.org/>.

Антарктическое колебание (Antarctic Oscillation, *AAO*) определяется как разность среднего атмосферного давления на широтах 45 и 60° ю.ш. Положительный индекс *AAO* отражает усиление зональной циркуляции. В работе [Trenberth et al., 2005] показано, что *AAO* определяет 10 % глобального массопереноса в атмосфере. Значения индекса *AAO* с 1979 по 2010 г. доступны на сайте <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>.

В данной работе использованы метеорологические данные со станции Восток, доступные на официальном сайте ААНИИ (<http://www.aari.ru>), а также результаты измерения скорости снегонакопления на снегомерном полигоне, расположенном в окрестностях станции. Методика снегомерных наблюдений, а также ряд снегонакопления за период 1970–1992 гг. изложены в [Барков, Липенков, 1996]. В настоящей статье впервые ряд снегонакопления представлен до 2010 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Климат Центральной Антарктиды за последние 350 лет

На рис. 1 представлены сводные региональные ряды, характеризующие климатическую изменчивость в южной части подледникового озера Восток.

Ряд изотопного состава получен по данным двух снежных кернов (*vk07* и *VFL-1*) за период с 1650 по 1775 г. С 1775 по 1943 г. ряд составлен по данным четырех, а с 1943 по 1999 гг. — по данным десяти снежных шурфов и кернов.

Значения изотопного состава преобразованы в данные о температуре воздуха (см. шкалу справа на рис. 1а) согласно методике, изложенной в [Eckaykin, Lipenkov, 2009]. При этом сводный ряд изотопного состава обнаруживает значимую корреляцию ($r = 0,52$ — см. табл. 1) с данными метеонаблюдений на станции Восток, что подтверждает значимость методики восстановления палеотемператур по изотопным данным. Относительно низкий коэффициент изотопно-температурной корреляции характерен для Центральной Антарктиды (и в целом для регионов с крайне низкими скоростями снегонакопления), что обусловлено рядом факторов, в первую очередь высокой долей «стратиграфического шума», постдепозиционными эффектами и возможными погрешностями в датировке снежной толщи (см. обзор в [Eckaykin, Lipenkov, 2009]).

На рис. 1б представлен сводный ряд снегонакопления. Данный ряд короче ряда изотопного состава, поскольку по результатам исследования снежных кернов невозможно реконструировать межгодовую изменчивость скорости аккумуляции, т.е. сводная кривая на рис. 1б составлена только по данным шурфов: по трем шурфам с 1775 г. и по восьми шурфам за период с 1943 по 1999 г.

На рис. 1б также показаны результаты измерения скорости накопления снега на снегомерном полигоне ст. Восток за период с 1970 по 2010 г. Оба ряда аккумуляции связаны друг с другом значимым коэффициентом корреляции (0,65), что подтверждает надежность методики реконструкции скорости снегонакопления по гляциологическим и геохимическим исследованиям в шурфах.

В целом климат Центральной Антарктиды (южная часть озера Восток) характеризуется квазипериодическими колебаниями с периодом от 20–30 до 50–60 лет

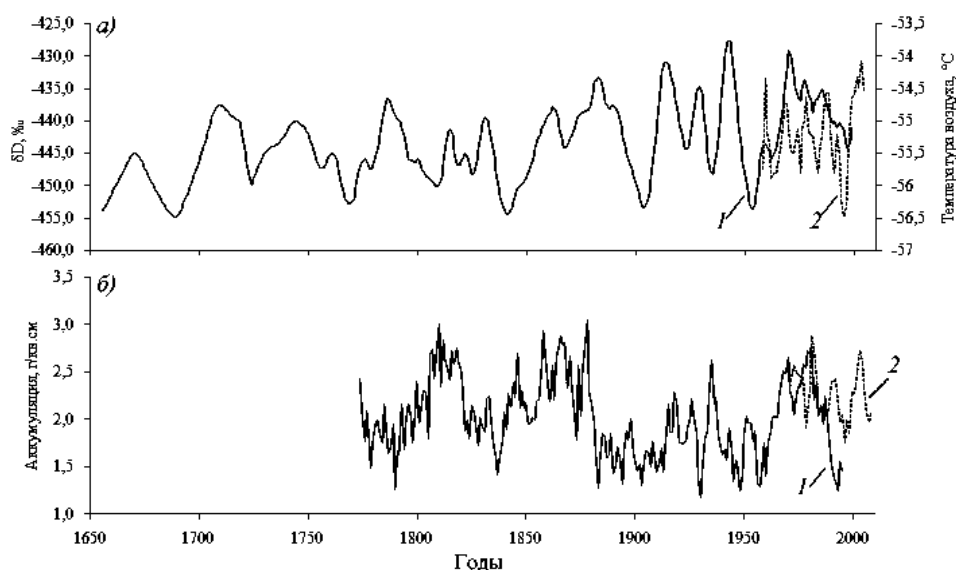


Рис. 1. Сводные региональные ряды, характеризующие климатическую изменчивость в южной части подледникового озера Восток:

a – сводный ряд изотопного состава (1) по данным снежных шурфов и кернов; шкала справа рассчитана по изотопно-температурному соотношению, согласно методике, изложенной в [Ekaykin, Lipenkov, 2009]; также приведен ряд температуры воздуха (2) по данным метеорологической станции за период 1958–2010 гг.; *b* – сводный ряд скорости снегонакопления по данным стратиграфических и геохимических исследований в шурфах (1); пунктиром (2) показаны данные инструментальных измерений аккумуляции на снегомерном полигоне в районе станции Восток за 1970–2010 гг.

при слабо выраженном тренде. Средняя скорость снегонакопления составляет $2,01 \text{ г}\cdot\text{см}^{-2}$ и варьирует в пределах от $1,2$ до $3,0 \text{ г}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$.

Изотопный состав снега варьируется в пределах от -455 до -430 ‰ , что соответствует колебаниям средней годовой температуры воздуха от $-56,5$ до $-54 \text{ }^{\circ}\text{C}$ при среднем значении около $-55,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Для данного ряда характерен статистически значимый положительный тренд, что говорит о потеплении, имевшем место в течение последних сотен лет.

Характерно, что представленные ряды не обнаруживают каких-либо трендов, которые могут быть соотнесены с современным глобальным потеплением. На протяжении XX в. наблюдалось два периода повышенных значений температуры и скорости снегонакопления, в 1940-х и 1970-х гг., между которыми имел место более холодный и малоснежный период. В конце XX в. был отмечен очередной период похолодания, во время которого значения температуры (и аккумуляции снега) достигали многовекового минимума. Повышение температуры воздуха по данным метеостанции в начале XXI в. при сравнении с палеоклиматическими данными оказывается не столь существенным и не выходит за рамки аномалий, имевших место в XX в. Этот пример лишний раз показывает важность и актуальность палеоклиматических исследований в Антарктике.

Оба ряда, изотопного состава снега (температуры воздуха) и скорости снегонакопления, обнаруживают значимую корреляцию ($r = 0,44$) друг с другом, что характерно для полярных районов [Аверьянов, 1990]. Указанная корреляция подтверждается и сопоставлением данных метеонаблюдений за температурой с результатами измерения снегонакопления на снегомерном полигоне ($r = 0,41$).

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между сводными климатическими рядами района ст. Восток, климатическими индексами Южного полушария и числами Вольфа

	Ряд аккумуляции на полигоне	Сводный изотопный ряд	Сводный ряд аккумуляции	<i>AAO</i>	<i>PDO</i>	<i>TPI</i>	<i>SOI</i>	Числа Вольфа
Температура ст. Восток	0,41	0,52	0,46	–0,60 (с 1979 г.)		0,37 (до 1979 г.), 0,46 (после 1979 г.)		
Ряд аккумуляции на полигоне			0,65	–0,54		–0,64 (с 1979 г.)	0,51 (сдвиг 2 года)	0,62 (сдвиг 2 года)
Сводный изотопный ряд			0,44 (с 1811 г.)	–0,53	+/–	+/–	+/–	
Сводный ряд аккумуляции				–0,42	+/–	+/–	+/–	+/–

Примечания. 1. Показаны только значимые коэффициенты корреляции, см. пояснения в тексте.
2. «+/–» — означает изменения знака корреляции. Пояснения см. в тексте.

*Сопоставление сводных климатических рядов с индексами циркуляции
Южного полушария и данными наблюдений*

В табл. 1 приведено сопоставление сводных рядов, характеризующих изменения климата в районе станции Восток, с индексами циркуляции Южного полушария, а также солнечной активностью (числами Вольфа). Наиболее интересные результаты обсуждаются далее в тексте.

Наиболее устойчивая и надежная корреляция наблюдается между климатическими рядами в Центральной Антарктиде и индексом *AAO*. Эта зависимость достаточно легко объяснима: чем выше индекс *AAO*, тем сильнее разность давления между высокими и низкими широтами Южного полушария, тем более выражена зональная циркуляция, тем холоднее и суше в Центральной Антарктиде.

Непонятным остается ослабление связи между *AAO* и температурой воздуха на ст. Восток до 1979 г. Отметим, что этот год во многих случаях является переломным: например, в этом же году меняется знак связи между индексом *TPI* и температурой на ст. Восток с положительного на отрицательный. Поскольку *TPI* характеризует интенсивность меридиональной циркуляции, то резкое изменение характера связи можно объяснить изменением характера циркуляции. Многие исследователи [Giese et al., 2002, Masson-Delmotte et al., 2003] отмечают резкие климатические изменения в конце 1970-х гг. в разных частях Земли. На графике временных изменений среднегодовой глубины и плотности циклонов для антарктического купола Лау [Masson-Delmotte et al., 2003] видно, что значение аномалий плотности циклонов в 1979 г. переходит через 0 от положительных к отрицательным значениям. Авторы

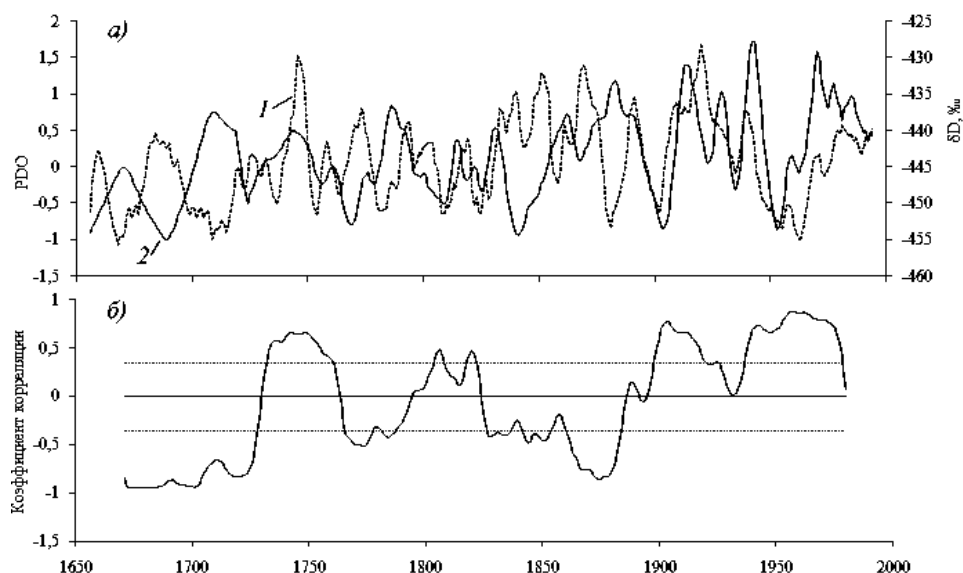


Рис. 2. Сопоставление сводного ряда изотопного состава снега в районе ст. Восток и ряда PDO : *a* – совместный хронологический график двух параметров (1 – PDO , 2 – изотопный состав); *б* – график скользящего коэффициента корреляции между сводным рядом изотопного состава и PDO , рассчитанный по 30-летним периодам. Горизонтальными пунктирными линиями показаны критические значения коэффициента корреляции, выше которых он является значимым

отмечают, что при положительных значениях плотности циклонов источник влаги находится в более низких широтах. Тем не менее причина подобной перестройки в климатической системе Земли до сих пор остается неясной.

Особенный интерес представляет рассмотрение связи между сводными климатическими рядами в районе ст. Восток и индексом PDO , данные по которому доступны с 1954 г., то есть полностью охватывают изучаемый в настоящей работе 350-летний период.

Сопоставление рядов показано на рис. 2.

Впервые эти два параметра были сопоставлены в работе [Eckaykin et al., 2004] за период с 1900 г. Обнаруженная значимая положительная корреляция позволила сделать вывод о существовании т.н. «дальних климатических связей» между Центральной Антарктидой и тропической зоной Тихого океана. Однако, если сравнить два ряда за весь 350-летний период, оказывается, что коэффициент корреляции между ними незначим.

Более детальный анализ показывает, что существуют временные интервалы, в пределах которых связь между изотопным составом и PDO значима, но знак связи отличается от такового в соседних интервалах.

На рис. 2б мы показали график скользящего коэффициента корреляции, рассчитанного по 30-летним интервалам. На рисунке четко отмечаются моменты переключения знака корреляции между двумя параметрами: за исследуемый период времени первое такое событие случилось около 1730 г., когда знак корреляции изменился от отрицательных значений (близких к -1) до очень высоких положительных. В дальнейшем знак связи менялся на противоположный еще 4 раза. В конце XIX в. наступила довольно продолжительная эпоха положительной связи между изотопным составом снега (температурой воздуха) в Антарктиде и индексом

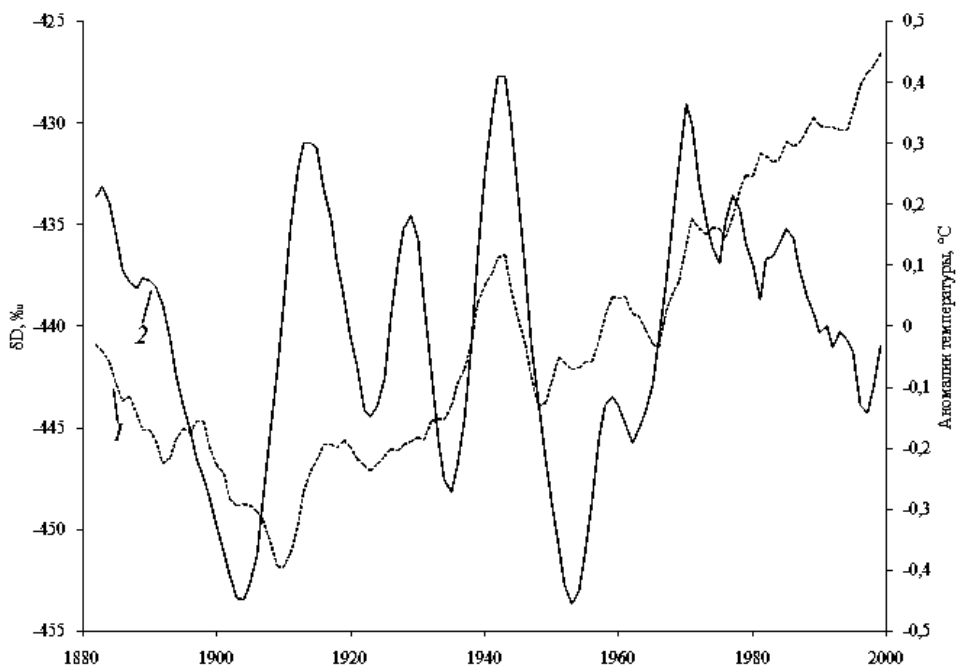


Рис. 3. Сопоставление ряда аномалий средней температуры поверхности океана (1) в Южном полушарии со сводным рядом изотопного состава снега (2) в районе ст. Восток

PDO, которая и была зафиксирована в работе [Ekaykin et al., 2004]. В 1970-х гг. наметилась очередная смена знака корреляции — очевидно, приуроченная к отмеченному выше «переключению» климатической системы в 1979 г.

По всей видимости, смена знака связей обусловлена изменением траекторий проникновения циклонов в Центральную Антарктиду, приносящих туда тепло и влагу. Этот вопрос нуждается в дальнейшем исследовании.

На рис. 3 изотопный состав снега в районе ст. Восток сопоставлен с рядом средней температуры морской поверхности Южного полушария за период с 1880 г.

До 1972 г. оба ряда характеризуются значимым положительным коэффициентом корреляции (0,33). В 1970-х гг. знак связи резко меняется, и на протяжении последних 30 лет ряды характеризуются противоположными трендами: в то время как температура поверхности океана резко растет, концентрация тяжелых изотопов в снегу Центральной Антарктиды снижается, что говорит о похолодании.

Смена знака может объясняться двумя причинами:

- отмеченной выше перестройкой циркуляционной системы в 1970-х гг.;
- превышением температурой моря некоторого порога (аномалия +0,1 °C), выше которого знак связи меняется на противоположный.

Во втором варианте механизм может быть следующий: при достижении температурой океана критической отметки непосредственное влияние этого параметра на изотопный состав океана начинает перевешивать все прочие факторы. Напомним, что изотопные модели [Salamatin et al., 2004] предсказывают отрицательную зависимость между температурой в источнике влаги и изотопным составом осадков за счет более длинной термодинамической траектории, преодолеваемой воздушной массой, и связанным с этим большим «изотопным истощением».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрена климатическая изменчивость Центральной Антарктиды за последние 350 лет по результатам исследований изотопного состава и аккумуляции снежной толщи.

Обнаружено, что температура воздуха и скорость накопления снега за последние 3,5 века испытывали квазициклические колебания с длиной волны 30–60 лет, наблюдающиеся на фоне слабовыраженного положительного тренда.

Сопоставление рядов температуры воздуха и скорости снегонакопления, полученных по результатам гляциологических и геохимических исследований в глубоких шурфах и по снежным кернам, с результатами соответствующих инструментальных наблюдений показало надежность используемой нами методики восстановления палеоклимата в Центральной Антарктиде.

Сравнение полученных сводных климатических рядов с индексами циркуляции Южного полушария и данными метеонаблюдений позволило сделать следующие выводы:

1. По-видимому, наиболее сильно климатическая изменчивость в центральной Антарктиде связана с индексом *ААО*, т.е. с преобладающим типом циркуляции в Южном полушарии: при зональной циркуляции в районе станции Восток наблюдаются отрицательные аномалии температуры воздуха и скорости снегонакопления (количества осадков), а при меридиональной циркуляции — положительные.

2. В большинстве случаев наблюдается смена знака корреляции между сводными климатическими рядами в Центральной Антарктиде и индексами циркуляции Южного полушария в 1970-х гг. По всей видимости, это связано с перестройкой климатической системы ЮП в эти годы, упоминание о чем неоднократно встречается в литературе, хотя причина этого события остается неизученной.

3. Сопоставление ряда изотопного состава снега в районе ст. Восток с рядом *PDO* за последние 350 лет обнаружило 6 случаев изменения знака корреляции, последний из которых имел место в 1970-х гг. Это говорит о том, что упомянутая выше перестройка климатической системы Южного полушария — по-видимому, достаточно регулярное событие, которые происходит в среднем каждые 60 лет.

Авторы благодарят сотрудников Института геологии Таллиннского технологического университета и Института низких температур Университета Хоккайдо за изотопные измерения. Работа выполнялась при поддержке РФФИ, грант 10-05-93106-НЦНИЛ_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьянов В.Г.* Гляциоклиматология Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 200 с.
- Барков Н.И., Липенков В.Я.* Накопление снега в районе станции Восток, Антарктида, в 1970–1992 гг. // Материалы гляциол. исслед. 1996. Вып. 80. С. 87–88.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Кузьмина И.Н.* Реконструкция температуры воздуха и аккумуляции снега в Центральной Антарктиде по результатам изотопных и стратиграфических исследований снежной толщи в шурфах на станции Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2003. Вып. 74. С. 40–65.
- Липенков В.Я., Саламатин А.Н., Екайкин А.А.* Палеоклиматические реконструкции по результатам исследований ледяного керна из глубокой скважины и шурфов на станции Восток // Арктика и Антарктика. 2003. Вып. 2 (36). С. 85–99.
- Eckaykin A.A.* Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. Grenoble, 2003. 136 p.
- Eckaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.* The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok Station, East Antarctica, over the past 200 years // Ann. Glac. 2004. Vol. 39. P. 569–575.

- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya.* Formation of the ice core isotopic composition // *Physics of Ice Core Records II*, ed. by T. Hondoh. Low Temperature Science. 2009. Vol. 68. P. 299–314.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A.* Climate record in the region of Southern Lake Vostok (East Antarctica) over the last 350 years: XXXI SCAR Open Science Conference. 3–6 August 2010. Buenos Aires. 2010. Abstract number 231. 1 p.
- Giese B.S., Urizar S.C., Fuckar N.S.* The southern hemisphere origin of the 1976 climate shift // *Geophys. Res. Lett.* 2002. Vol. 29. P. 1–4.
- Masson-Delmotte V., Delmotte M., Morgan V., Etheridge D., van Ommen T., Tartarin S., Hoffmann G.* Recent southern Indian Ocean climate variability inferred from a Law Dome ice core: new insights for the interpretation of coastal Antarctic isotopic records // *Climate Dynamics*. 2003. Vol. 21. P. 153–166.
- Newman M., Compo G.P., Alexander, M.A.* ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation // *J. Clim.* 2003. Vol. 16. № 23. P. 3853–3857.
- Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Материалы гляциологических исследований*. 2004. Вып. 97. С. 24–34.
- Trenberth K.E., Stepaniak D.P., Smith L.* Interannual variability of patterns of atmospheric mass distribution // *J. Clim.* 2005. № 18. P. 2812–2825.
- Turner J.* Review: The El Niño–Southern Oscillation and Antarctica // *J. Climatol.* 2004. № 24. P. 1–31.

A.V.KOZACHEK, A.A.EKAYKIN, V.Y.LIPENKOV, Y.A.SHIBAEV, R.VAIKMAĒ

ON THE RELATIONSHIP BETWEEN CLIMATIC VARIABILITY IN CENTRAL ANTARCTICA AND THE CLIMATE OF MIDDLE AND LOW LATITUDES OF SOUTHERN HEMISPHERE

Based on data of geochemical and glaciological investigations in snow pits and on snow cores, stack series of air temperature and snow accumulation rate variability in central Antarctica (Vostok station vicinity) have been obtained for the last 350 years. It has been shown that these parameters varied quasi-periodically with the wavelength of 30–60 years superimposed on the slight positive trend. The correlation of these series with the circulation indices of Southern Hemisphere has allowed to establish some regularities in the climatic variability of central Antarctica. We suggest that the climate of this region is mainly governed by the type of circulation in the SH: under conditions of zonal circulation negative anomalies of temperature and precipitation rate are observed, while during meridional circulation the sign of anomaly is opposite. It has been noted that in 1970 the sign of the relationship between many climatic parameters has changed that is likely related to the rearrangement of the climatic system of the SH. It has been also established that during the past 350 years this event happened at least 5 times.

Keywords: Antarctica, Southern Hemisphere, climate change, climatic indices, paleoclimate, isotope content, snow accumulation rate.

КОЛЕБАНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОЛЯ ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ СП-35 В ДИАПАЗОНЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ВНУТРЕННИХ ВОЛН ОКЕАНА

вед. инж. А.А.НЮБОМ, науч. сотр. С.М.КОВАЛЕВ, вед. инж. К.В.СОБОЛЕВСКИЙ
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, alexey.a.nubom@mail.ru

На дрейфующей станции «Северный полюс-35» были проведены измерения динамического состояния ледяного покрова. Район высадки — к северо-востоку от м. Арктический архипелага Северная Земля в северной части Таймырского ледяного массива в координатах $81^{\circ} 27'$ с.ш. и $115^{\circ} 19'$ в.д. Начало работы станции — 21 сентября 2007 г. Полученные результаты проанализированы с использованием статистического, спектрального и гармонического анализа, изучены взаимнокорреляционные и автокорреляционные функции процессов колебания ледяного поля и метеопараметров. В результате определены амплитуды и частоты волновых движений подо льдом за зимне-весенний период.

Ключевые слова: колебания ледяного покрова, внутренние волны, амплитуда, частота, период.

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании динамики ледяного покрова Северного Ледовитого океана большое внимание обращается на разработку моделей дрейфа, процессов сжатия и разрушения ледяного покрова и др. Все эти природные процессы сопровождаются колебаниями и волнами на поверхности океана. Изучение таких волн с помощью наклономеров проводилось в различные годы на дрейфующих станциях «Северный полюс» [Смирнов, 1972]. Установлено, что в Центральной Арктике наблюдаются колебательные процессы широкого диапазона амплитуд и периодов. Колебания ледяного поля, вызванные изгибно-гравитационной волной, создают в слое сжимающие и растягивающие напряжения, что может привести к разлому ледяного покрова [Смирнов, 1996].

Численные значения характеристик колебаний ледяного покрова, полученные из теоретических моделей [Поверхностные..., 2002; Музылев, 2008], оказались сопоставимы с результатами натурных работ. Вместе с тем практически отсутствуют работы, связанные с решением статистических задач теории внутренних волн. Тем самым затрудняется интерпретация натурных наблюдений внутренних волн. Положение усугубляется еще и тем, что исследования внутренних волн в натурных условиях представляют значительные трудности в техническом плане.

В данной работе представлены результаты исследований гравитационных колебаний двух классов волн, одновременно присутствующих на ледяной поверхности в Северном Ледовитом океане: внутренних волн и волн зыби (дрейфующая станция «Северный полюс-35», северная часть Таймырского ледяного массива в координатах $81^{\circ} 27'$ с.ш. и $115^{\circ} 19'$ в.д., период работы — сентябрь 2007 г. — март 2008 г.).

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Измерения производились с помощью наклономеров, расставленных на поверхности ледяного поля размером 5×6 км с толщинами до 2,5 м. Наклоны регистрировались в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Сигналы от приборов с помощью специализированной программы, работающей в круглосуточном режиме, архивировались на магнитный носитель. Запись полученных сигналов производилась на компьютер. Перевод аналоговых сигналов в цифровую форму

осуществлялся с помощью аналогово-цифровых преобразователей *L-154*. Частота опроса составляла 100 Гц по каждому каналу. Колебания льда регистрировались круглосуточно с 1 декабря по 14 марта.

Для дальнейшего анализа полученные записи были объединены в двухнедельные файлы, дискретизация которых составляла уже 5 Гц. Данной дискретизации достаточно по теореме Котельникова–Найквиста для изучения внутренних волн и зыби в ледяном покрове. Для определения циклических составляющих волн применялся спектральный и гармонический анализ, рассчитывалось разложение Фурье. Спектральный анализ является одним из наиболее эффективных методов анализа случайного волнового движения. Спектральные характеристики волнового поля позволяют идентифицировать основные механизмы формирования этого движения с различными пространственно-временными масштабами. Кроме того, этот метод полезен не только с точки зрения моделирования структуры его спектров, но и как взгляд на явления, происходящие в океане через выбранное «спектральное окно» с последующим детальным статистическим анализом рассматриваемых через это «окно» флуктуаций.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для выделения классов волн и установления значимых величин амплитуд волн был выполнен спектральный анализ временных серий наблюдений. В результате вычислений был получен амплитудный спектр, показывающий распределения величин амплитуды в зависимости от частоты колебаний (рис. 1). Из рисунка видно, что максимумы амплитуд располагаются в двух областях: высокочастотной части спектра, это частоты 0,048–0,057 Гц (периоды 10–40 с), и низкочастотной

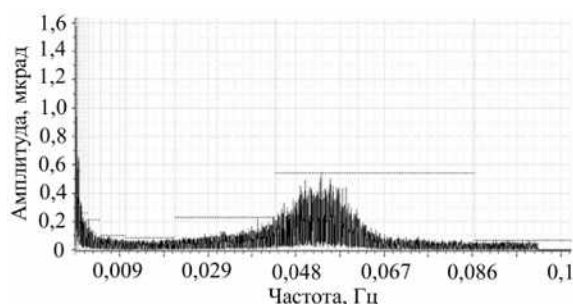


Рис. 1. Амплитудный спектр наклонов ледяного поля за период 15–31 декабря 2007 г.

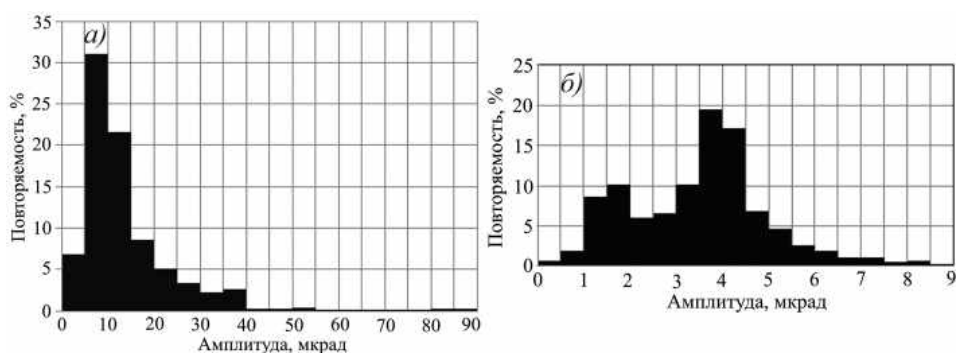


Рис. 2. Повторяемость амплитуды наклонов ледяного поля в диапазоне периодов 10–40 с (а) и в диапазоне периодов 10–180 мин (б) в зимний период 2008 г.

области 0,000088–0,0016 Гц (периоды 10–180 мин). Первый диапазон колебаний вызван волнами зыби. Низкочастотный диапазон колебаний связан с реакцией льда на внутренние волны.

На основе отфильтрованных колебаний в зимне-весенний период наблюдений (с 1 декабря 2007 г. по 15 марта 2008 г.) построены гистограммы (рис. 2) и рассчитаны описательные статистики.

Для колебаний с периодами 10–40 с были определены абсолютные значения амплитуды наклонов льда. Среднее значение колебаний 11,27 мкрад, медиана 7,95 мкрад, стандартное отклонение 11,3 мкрад. Гистограмма повторяемости амплитуды наклона льда, по сути, ее эмпирическая функция распределения. На ней выделяется одна мода ($M_0 = 7,95$ мкрад), характеризующая наиболее устойчивое состояние амплитуды более 30 % колебаний. Небольшое количество колебаний по амплитуде в несколько раз превосходит все остальные. Эти колебания характеризуются положительным «хвостом» на гистограмме. Максимальная амплитуда 84,5 мкрад держалась в течение нескольких часов 25 января 2008 г.

Распределение колебаний с периодами 10–180 мин двухмодальное. Есть два наиболее устойчивых состояния ($M_{01} = 1,5$ мкрад, $M_{02} = 3,5$ мкрад), среднее значение 3,25 мкрад, стандартное отклонение 1,5 мкрад, максимальная амплитуда 8,3 мкрад.

Чтобы исследовать временную изменчивость амплитуд, была выполнена фильтрация колебаний в различных диапазонах частот. Пример работы такого фильтра показан на рис. 3. Полосовой пропускающий фильтр, являющийся нерекурсивным частотным фильтром, вырезает не попавшие в нужный диапазон частоты.

На рис. 4 показан типичный волновой процесс в зимний период 2008 г. на СП-35. Видно, что колебания зыби носят цуговой характер; в цуге, как правило, 5–8 колебаний.

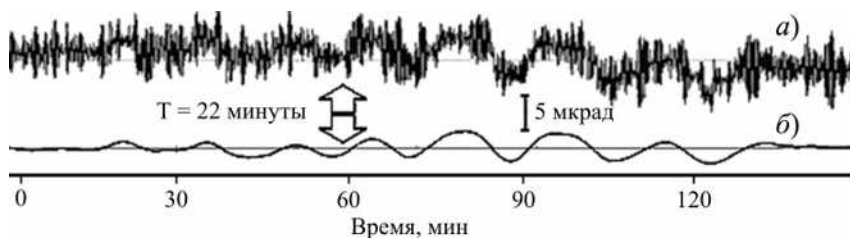


Рис. 3. Запись колебаний наклонов ледяного поля (а) с помощью наклономера; запись после использования полосового пропускающего фильтра (б), декабрь 2008 г.

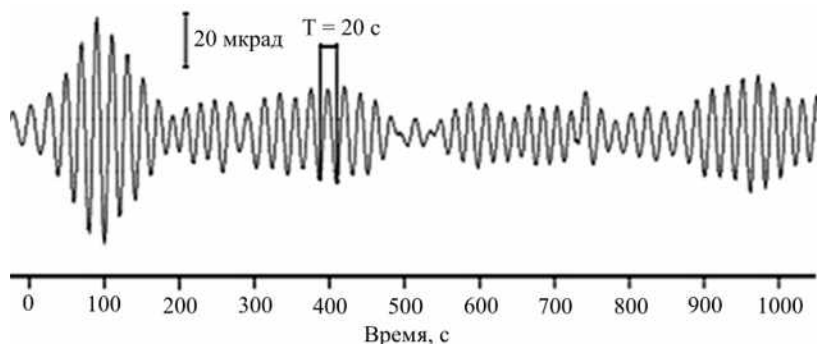


Рис. 4. Запись колебаний наклонов ледяного поля, обусловленных волнами зыби, март 2008 г.

Для исследования временной изменчивости амплитуд в различных диапазонах частот была выполнена фильтрация колебаний полосовым фильтром. На рис. 5 приведены результаты анализа для различных диапазонов частот за зимне-весенний период. Как видно из рисунка, максимальные значения амплитуды волн зыби наблюдаются в диапазонах $0,03\text{--}0,05$ и $0,05\text{--}0,07$, что соответствует графикам *б*, *в*, на рис. 5. Ранее подобные результаты были получены на дрейфующих станциях «Северный полюс-20, 24» [Смирнов, 1996], где отмечались волны зыби с периодом от 20 до 30 с ($0,05\text{--}0,033$ Гц) во льдах толщиной до 10 м.

Для различных диапазонов частот, соответствующих внутренним волнам, также был рассчитан амплитудный спектр, значимые локальные максимумы которого приведены на рис. 6. Долгопериодные волны продолжительностью до 3 ч наблюдались в январе и феврале и имели максимальную амплитуду в середине февраля. Среднепериодные внутренние волны имеют период 1 ч, а короткопериодные – 10 мин.

Для внутренних волн локальный параметр Кориолиса на широте около 74° равняется периоду прилива 12,4 ч. Это приводит к тому, что внутренние приливные волны не могут распространяться в океане как свободные волны и поэтому трансформируются в пакеты более короткопериодных волн. Разнообразие источников возбуждения (ветер, флуктуации давления), наличие различного рода неоднородностей (рельефа дна, береговой черты) усиливают случайную компоненту внутренних волн, усложняя адекватное описание волнового поля. В условиях покрытого льдом океана ветровое напряжение не передается внутренним колебаниям, и спектральный уровень внутренних волн уменьшается [3].

Для более подробного описания процесса рассчитывалась автокорреляционная функция записи наклономера длительностью несколько часов (рис. 7). Сдвиг при первом пересечении нуля (радиус корреляции) показывает, что инерционность процесса колебаний составляет 5 с. Период колебаний соответствует локальному максимуму автокорреляционной функции, т.е. периоду 20 с. По типу процесс от-

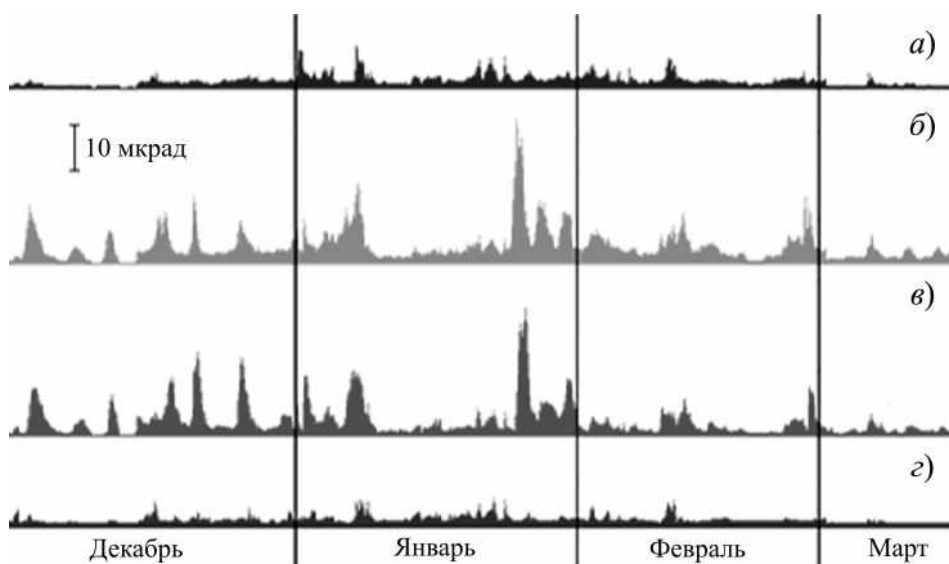


Рис. 5. Изменчивость интенсивности колебаний ледяного поля в период 2007–2008 гг.:
а – колебания с частотой $0,01\text{--}0,03$ Гц; *б* – $0,03\text{--}0,05$ Гц; *в* – $0,05\text{--}0,07$ Гц; *з* – $0,07\text{--}0,09$ Гц

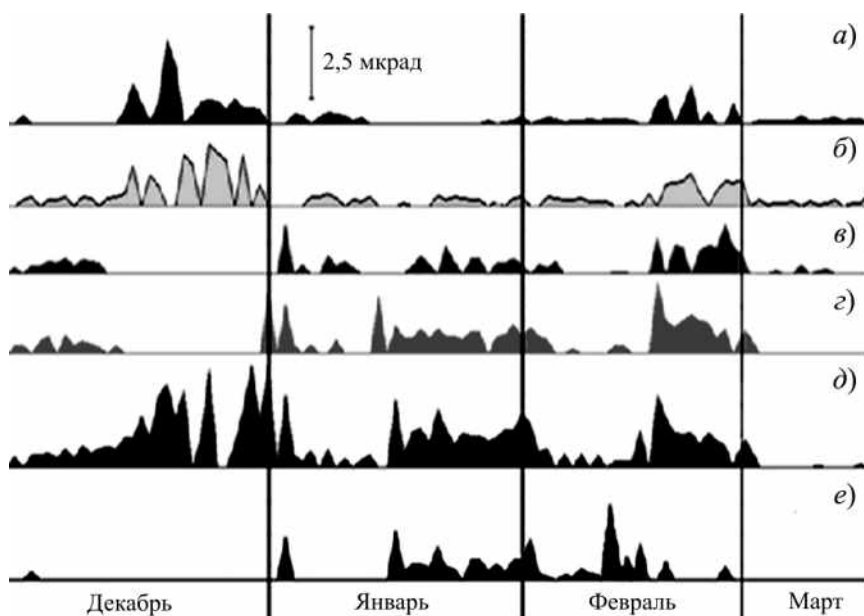


Рис. 6. Изменчивость интенсивности колебаний ледяного поля с частотами 0,0016–0,00042 Гц (а), 0,00042–0,00024 Гц (б), 0,00024–0,00017 Гц (в), 0,00017–0,00013 Гц (г), 0,00013–0,00012 Гц (д), 0,00012–0,000088 Гц (е) в период 2007–2008 гг.

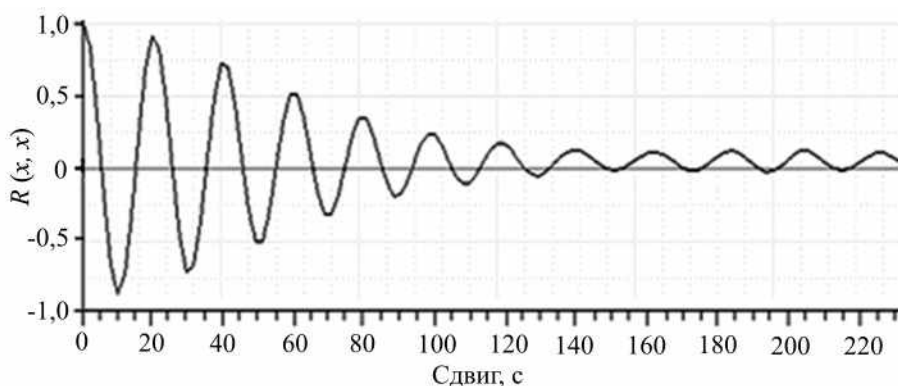


Рис. 7. Автокорреляционная функция записи наклономера на ледяном поле, март 2008 г.

носится к квазигармоническому, т.к. присутствует устойчивое ярко выраженное периодическое колебание продолжительностью 20 секунд на кратных сдвигах автокорреляционной функции.

На основе гармонического анализа были определены параметры колебаний ледяного покрова. В табл. 1 приведены характеристики наиболее значимых колебаний волн зыби, например, 24 и 25 января 2008 г., когда были зафиксированы максимальные вертикальные перемещения льда с амплитудой до 8 мм.

Для волн зыби (колебания с периодом 10–40 с) и внутренних волн (колебания с периодом 10–180 мин) были рассчитаны амплитуды, графики временной

Таблица 1

Характеристики значимых гармоник 24, 25 января 2008 г. Дрейфующая станция СП-35

k	ω_k , Гц	T_k , с	a_k	b_k	A_k , мкрад	τ_k , град.	V_k , %
1	0,041	24,39	-28,71	17,52	34	-59	10
2	0,04	25,00	-28,82	-15,65	33	-62	9
3	0,046	21,74	-26,79	-14,23	30	-62	8
4	0,043	23,26	-23,96	-16,28	29	-56	7
5	0,044	22,73	-25,88	12,32	29	-65	7

Примечание: ω_k – частота k -й гармоники, T_k – период k -й гармоники, a_k и b_k – коэффициенты Фурье, A_k – амплитуда k -й гармоники, τ_k – фаза k -й гармоники, V_k – вклад гармоники в общую дисперсию

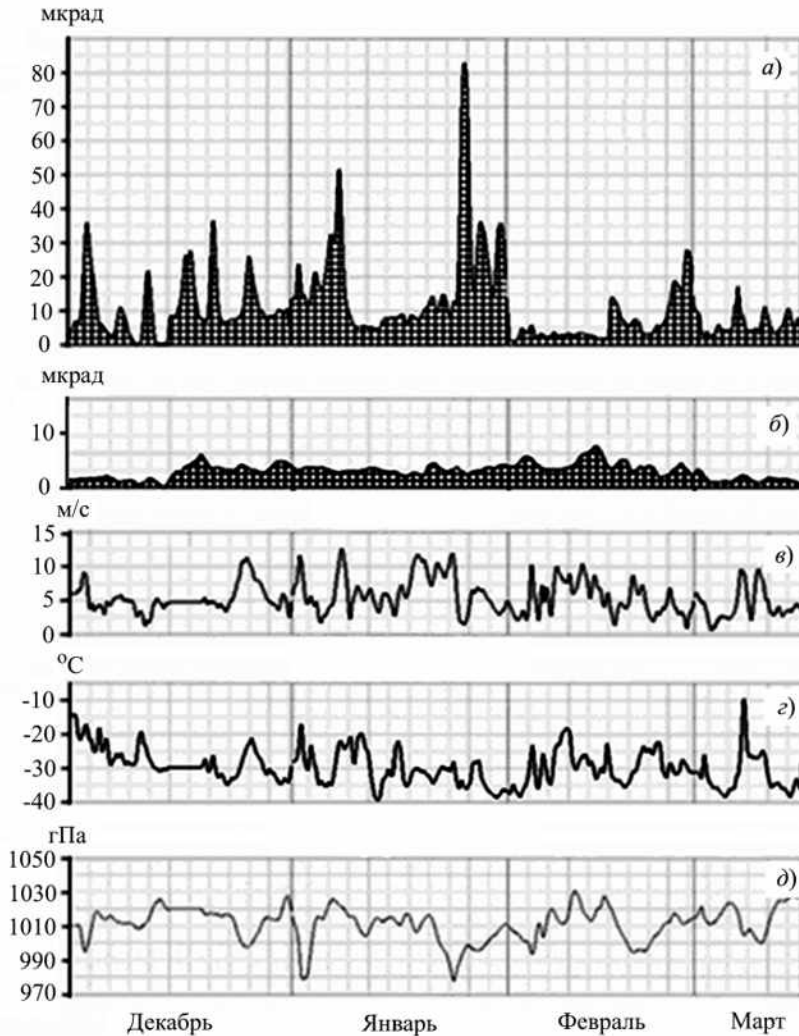


Рис. 8. Временная изменчивость амплитуд колебаний наклонов льда с периодом 10–40 с (а) и 10–180 мин (б); скорости ветра (в), температуры воздуха (г), атмосферного давления (д) в точке измерений

изменчивости которых приведены на рис. 8а и 8б соответственно. Из рисунков видно, что амплитуда волн зыби превосходит амплитуду внутренних волн. Согласно 8а, наблюдаются участки многократного увеличения амплитуды колебаний относительно общего фона.

Был выполнен корреляционный анализ связи отфильтрованных амплитуд колебаний с метеопараметрами в районе измерения: скоростью ветра, температурой воздуха и величиной приземного атмосферного давления (рис. 8). За период наблюдений декабрь—март 2008 г. все рассмотренные метеопараметры в районе измерений изменялись в широких пределах. Однако из анализа следовало, что коэффициенты взаимной корреляции между метеопараметрами и колебаниями оказались незначимыми. Очевидно, локальные метеоусловия не являются главной причиной наблюдаемых колебаний ледового покрова.

ВЫВОДЫ

По данным наблюдений колебаний ледяного покрова на дрейфующей станции СП-35 были выделены два частотных диапазона, относящихся к классу внутренних волн и волн зыби в Северном Ледовитом океане.

Колебания зыби носят цуговой характер; в цуге, как правило, может быть 5—8 колебаний. Амплитуды вертикального перемещения ледяного покрова достигают нескольких миллиметров. Максимальные значения амплитуды зыби в зимне-весенний период наблюдались в январе.

Колебания ледяного поля с периодами от 10 минут до 2—3 часов можно отнести к процессу совместного волнового движения внутренних волн океана и ледяного покрова.

Изучение метеорологической обстановки в районе наблюдений показало, что образование зыби не связано с локальными гидрометеорологическими условиями. Направление прихода зыби и спектральный состав (основной период 24 с) говорят о том, что зарождение волны произошло, вероятно, на значительном удалении от станции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смирнов В.Н. Колебания ледяного покрова, обусловленные внутренними волнами Северного Ледовитого океана // Доклады АН СССР. 1972. Т. 206. № 5. С. 1105—1108.
2. Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 162 с.
3. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. И.В.Лавренова и Е.Г.Морозова. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 363 с.
4. Музылев С.В. Внутренние волны под ледяным покровом // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 3. С. 397—400.

A.A.NUBOM, S.M.KOVALEV, K.V.SOBOLEVSKIY

OSCILLATIONS OF ICE FIELDS OF DRIFTING STATION «NORTH POLE-35» IN A SURFACE AND INTERNAL OCEAN WAVEBANDS

On drifting station «North Pole-35» measurements of dynamic state of ice were conducted. Initial geographic coordinates of «North Pole-35» were 81°27' of North latitude and 115°19' of East longitude (to north-east from the Arctic Cape of Severnaya Zemlya archipelago in northern part of Taymyr ice array). Start the station — 21.09.2007. The results were analyzed using statistical, spectral and harmonic analysis. It were examined the cross correlation and autocorrelation functions of ice fields processes and meteorological parameters. As a result, amplitude and frequency of the wave movements under ice over the winter-spring period were determined.

Keywords: ice cover fluctuations, internal waves, amplitude, frequency, period.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТОРОСОВ БАЙДАРАЦКОЙ ГУБЫ, ИССЛЕДОВАННЫХ ВЕСНОЙ 2010 г.

канд. физ.-мат. наук В.В.ХАРИТОНОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, *sogra.kharitonov@mail.ru*

В 2010 г. в Байдарацкой губе исследовались морфометрические характеристики торосов с помощью установки для водяного термобурения с записью скорости бурения на компьютер. Толщина льда в торосах в среднем составляла 9 м, максимальная – 20 м. Особенности строения исследованных торосов состояли в наличии в их киях пустот с вертикальными размерами 4–6 м, а также в наличии блоков плотного льда в нижней части кия. Даны примеры записей, зафиксировавших такое строение. Рассмотрена схема формирования вторичного тороса.

Ключевые слова: торос, термобурение, киль, пористость.

Изучению торосистых образований в последнее время придается большое значение. Информация об их строении требуется проектным организациям, разрабатывающим различные морские сооружения для освоения морского шельфа. За последние 10–15 лет регулярные исследования торосов проводились в Баренцевом, Карском, Охотском и Каспийском морях [Гудошников и др., 2003; Ледяные образования морей..., 2006; Миронов и др., 2010; Mironov, Porubaev, 2005; Миронов, Порубаев, 2011]. Торосы некоторых регионов изучены более подробно, других – менее. Бесспорно, публикаций о результатах исследования строения торосов совершенно недостаточно.

Весной 2010 г. в Байдарацкой губе проводились исследования морфометрических характеристик торосов, находящихся в районе расположения газопровода, проложенного по дну губы с Ямала на уральский берег. Ледовые и метеорологические показатели зимнего сезона 2009/10 в районе проведения исследований были близкими к среднемноголетним. Прикромочная восторженная часть припая у ямальского берега, где проводились работы, в зимний период была дрейфующим льдом, прижатом затем западными ветрами к припаю и вмержшим в него [Миронов и др., 2011].

В этих работах применялась установка для водяного термобурения с записью скорости бурения на компьютер. Обработка записей позволяет получить информацию о распределении льда и пустот в торосах. В настоящей работе рассматриваются особенности внутреннего строения исследованных торосов.

Процедура обработки записей термобурения достаточно известна и описана во многих предыдущих статьях, например [Morev, Kharitonov, 2001; Kharitonov, 2005] и др. Технология защищена Патентом России № 2153070, 2000 г. [Морев и др., 2000]. Дополнительно к бурению измеряется расстояние от поверхности снежного покрова (льда) до уровня моря. При обработке данных бурения определяются величина надводной и подводной частей ледяного покрова, по скорости погружения бура определяются границы консолидированного слоя (КС), границы пустот, участки льда различной пористости.

В период полевых работ было исследовано 19 гряд торосов. В целом было пробурено 574 скважины вдоль 57 секущих профилей. Средняя общая толщина

Морфометрические характеристики исследованных торосов

Характеристика	Значение
Средняя высота паруса, м	3–4
Средняя глубина кия, м	12–13
Максимальная толщина тороса, м	20
Соотношение максимальный киль / максимальный парус	2,5–4,7
Средний вертикальный размер пустот, м	0,5

торосов, определенная как средняя длина всех скважин в торосах, составила 9 м, максимальная – 20 м.

Основные морфометрические характеристики торосов приведены в табл. 1.

Важной особенностью исследованных торосов являлось наличие больших пустот в киях. Примеры записей с такими пустотами приведены на рис. 1. Линейные размеры пустот в киле некоторых торосов достигали 4–6 и более метров.

Похожую картину наблюдали в 2002 г. норвежские ученые при исследовании тороса вблизи острова Надежды в Баренцевом море [Vonnemaire et al., 2003]. Во время бурения тороса ими были зафиксированы четыре провала бура на глубину от 2 до 3 м и один провал глубиной 4,3 м. К сожалению, авторы никак не объясняют наличие таких пустот в киле тороса.

На рис. 2 приведено распределение пустот в киях исследованных торосов. Заметно различие в распределении пустот в парусе и киле торосов. Вертикальный

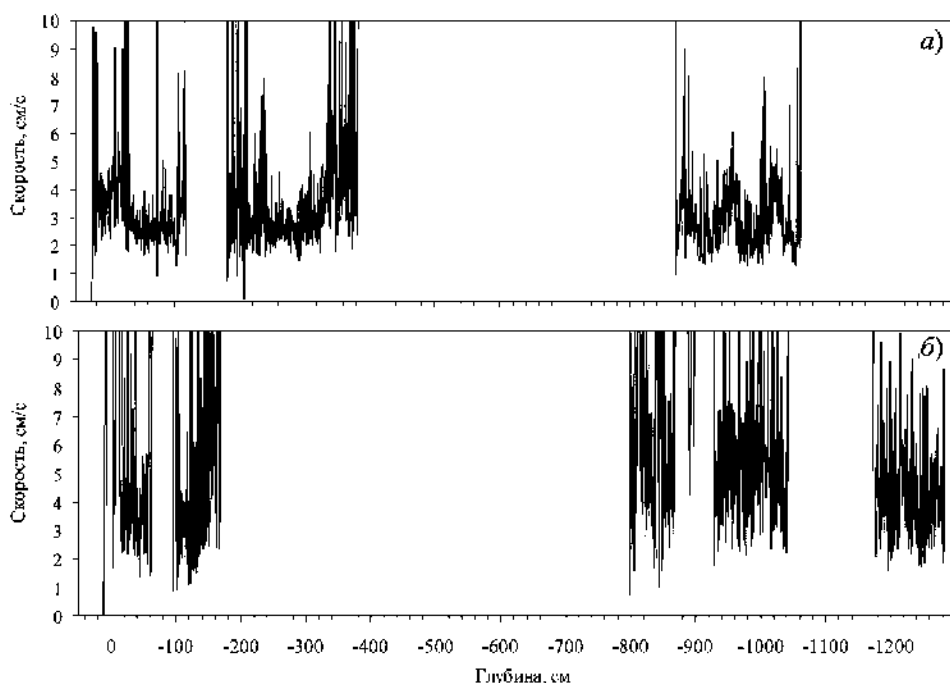


Рис. 1. Примеры записей бурения торосов, в киле которых присутствуют большие пустоты: а – торос 5, линия 3, точка 7; б – торос 9, линия 1, точка 9; вертикальный размер пустоты в киле тороса № 5 составил 4,9 м, в киле тороса № 9 – 6,3 м

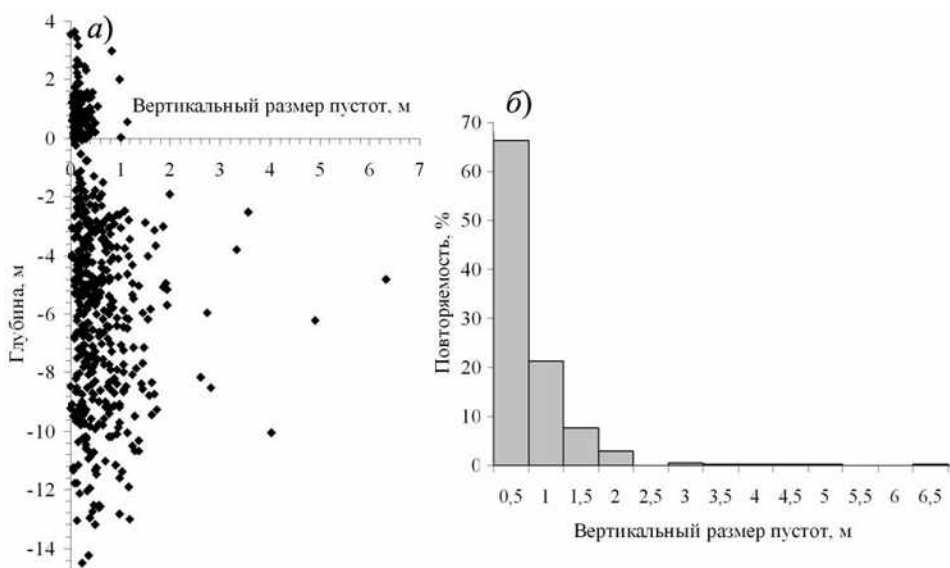


Рис. 2. Распределение пустот в киях торосов Байдарцакской губы по глубине (а) и гистограмма повторяемости вертикальных размеров пустот (б)

размер пустот в парусе торосов обычно не превышал 0,5 м и в среднем составлял 0,2 м. В киле же диапазон вертикальных размеров пустот более широк, и, несмотря на наличие больших пустот, в основном присутствовали пустоты с вертикальным размером до 2 м. Средний размер пустот в киях составлял 0,6 м. Плотность точек на распределении вертикальных размеров пустот резко уменьшается в диапазоне глубин, соответствующих расположению КС.

Вполне вероятно, что пустоты больших вертикальных размеров в киле могут появиться в результате вторичного торошения. Рис. 3 иллюстрирует одну из возможных схем вторичного торошения, когда первичный торос (рис. 3, слева) подвергается сжатию и на его краю начинается нагромождение блоков торосащегося льда, которое притапливает первичный торос и поворачивает его вокруг центра (рис. 3, справа). При достаточно большом угле поворота первичного тороса блоки льда, составляющие нижнюю часть его кия, во вторичном торосе могут образовывать нишу на краю его кия. При бурении этой части тороса бур после провала может упереться в выступающие блоки кия первичного тороса, и тем самым будет зафиксировано наличие пустоты большого вертикального размера. В пользу такой схемы образования вторичного тороса говорит тот факт, что пусто-

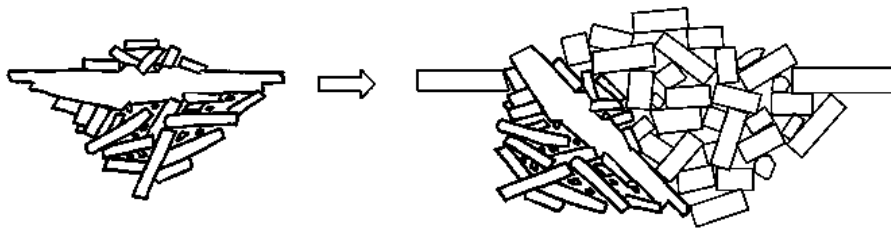


Рис. 3. Схема образования вторичного тороса

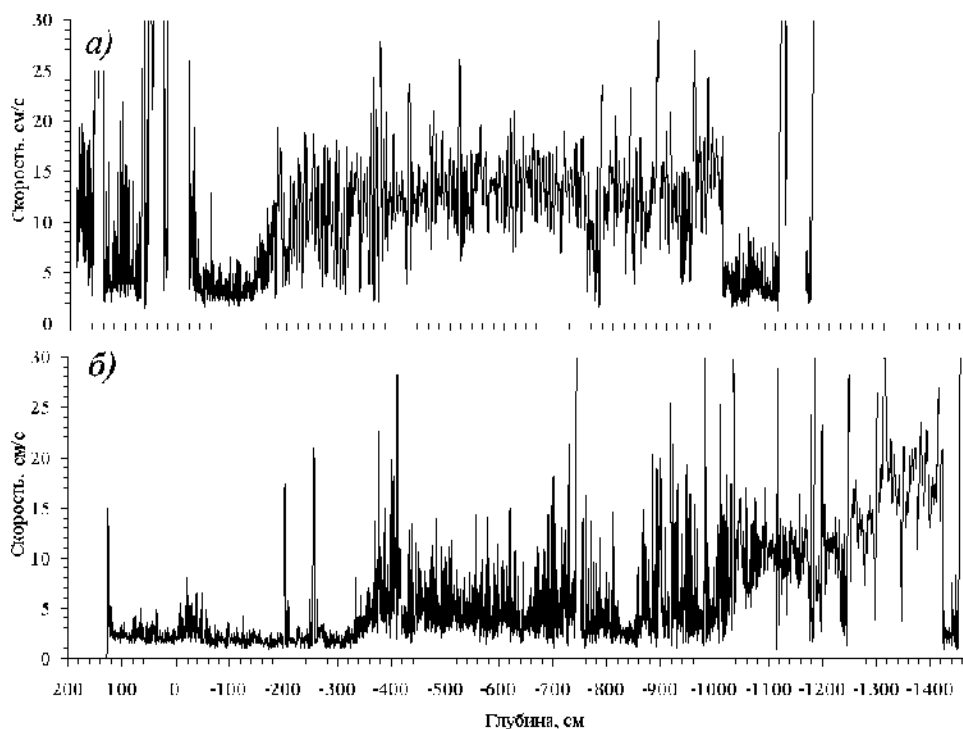


Рис. 4. Примеры записей, на которых зафиксировано наличие плотного льда в нижней части кия:

а — торос 18, линия 3, точка 7, блок плотного льда располагается на горизонте $-1000...-1100$ см; *б* — торос 10, линия 2, точка 11, блок плотного льда располагается на горизонте $-1420...-1450$ см

ты с вертикальным размером 6,3 и 4,3 м зафиксированы на двух соседних линиях тороса № 9 примерно на одинаковом расстоянии от гребня тороса. Расстояние между линиями составляло 30 м.

Однако, несмотря на наличие больших пустот в киях исследованных торосов, общая пористость торосов имела пониженное значение и в целом составляла 6 % [Миронов и др., 2011].

Второй интересной особенностью торосов Байдарацкой губы было наличие блоков плотного льда в нижней части кия. Обычно в этих частях тороса располагаются зоны смерзшегося в местах касаний блоков мелкобитого льда. Скорость погружения бура в этих зонах выше, чем в районе консолидированного слоя или в блоках льда паруса. Однако при бурении торосов Байдарацкой губы зафиксировано неоднократное замедление скорости бурения на выходе из кия, как если бы там находились блоки плотного льда. Причем такие случаи имели место как при водяном бурении, так и при электротермобурении, которое применялось в совместных экспериментах по определению локальной прочности льда, проводившихся одновременно с морфометрическими измерениями торосов. Всего было отмечено восемь таких случаев на пяти различных торосах, т.е. примерно в каждом четвертом исследованном торосе. Примеры таких записей приведены на рис. 4. Как следует из скорости погружения бура, значительную часть кия обоих торосов занимает рыхлый лед. В первом случае он располагается на глубине от 2 до 10 м, во втором

случае – от 10,2 до 14,2 м, т.е. занимает значительный объем кия. Тем не менее ниже такой массы рыхлого льда присутствуют блоки плотного льда.

Проведенные исследования позволили получить новые данные о морфометрии ледяного покрова Байдарацкой губы. В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Особенности строения исследованных торосов состоят в наличии пустот с вертикальными размерами 4–6 м в киях торосов, а также в наличии блоков плотного льда, расположенных в нижней части кия некоторых торосов под областью, заполненной рыхлым льдом. Были отмечены восемь пустот с вертикальным размером свыше трех метров. Однако, несмотря на это, общая пористость торосов имела пониженное значение и в целом составляла 6 %. Наличие плотного льда в нижней части кия отмечено примерно в одной четверти всех исследованных торосов.

2. Вероятно, что пустоты больших вертикальных размеров в киле могут появиться в результате вторичного торования. Под действием веса нагромождения торосающегося льда на его краю первичный торос притапливается и поворачивается вокруг центра масс. При достаточно большом угле поворота тороса блоки, составляющие нижнюю часть его кия, во вторичном торосе могут образовывать нишу на краю кия тороса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К. Морфометрические характеристики ледяных образований Печорского моря по многолетним экспедиционным данным // Труды РАО. Санкт-Петербург, Россия, 16–19 сентября 2003 г. СПб., 2003. С. 295–299.
2. Ледяные образования морей западной Арктики / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.
3. Миронов Е.У., Порубаев В.С. Морфометрические параметры торосов и стамух по даны экспедиционных исследований в северо-западной части Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 68–76.
4. Миронов Е.У., Порубаев В.С., Харитонов В.В. Исследование торосов и стамух в Карском море и Арктическом бассейне в период Международного полярного года // Тезисы докладов международной научной конференции «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08», 21–23 апреля 2010 г., Санкт-Петербург. СПб., ААНИИ. 2010. С. 154–155.
5. Миронов Е.У., Смирнов В.Н., Тюряков А.Б., Вербицкая О.А. Исследование ледяных образований и параметров экзарации морского дна в Байдарацкой губе для обеспечения строительства подводного трубопровода // Труды РАО'11, 13–16 сентября 2011 г. Санкт-Петербург. СПб.: 2011. С. 185–190.
6. Морев В.А., Морев А.В., Харитонов В.В. Способ определения структуры торосов и стамух, свойств льда и границы льда и грунта. Патент на изобретение № 2153070 от 20.07.2000. Бюллетень № 20.
7. Bonnemaire B., Hyland K.V., Liferov P., Moslet P.O. An ice ridge in the Barents Sea, part I: morphology and physical parameters in-situ / Proc. of the 17th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 16–19, 2003. Trondheim. Norway. Trondheim, 2003. P. 559–568.
8. Kharitonov V.V. Peculiarities of Fractional Composition of the Pechora Sea First-Year Ridges // Proc. of the 18th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). Potsdam, New York, 26–30 June 2005. Potsdam, 2005. Vol. 2. P. 907–916.
9. Morev V.A., Kharitonov V.V. Definition of the Internal Structure of Large Ice Features by Thermal Drilling Methods. / Proc. of the 16th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. POAC'01. Aug. 12–17, 2001 Ottawa, Ontario, Canada. Ottawa, 2001. Vol. 3. P. 1465–1472.
10. Mironov Ye.U., Porubaev V.S. Structural peculiarities of ice features of the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea. / Proc. of the 18th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions. (POAC). Potsdam, New York, 26–30 June 2005. Potsdam, 2005. Vol. 2. P. 483–492.

PECULIARITIES OF INTERNAL STRUCTURE OF THE BAYDARATSKAYA BEY FIRST-YEAR ICE RIDGES IN SPRING 2010

In 2010 the AARI carried out the expedition studies in the Baydaratskaya bey aimed at determining the morphometric characteristics of ice ridges by hot water drilling methods with recording the penetration rate on computer. Average ice thickness was 9 m and maximum ice thickness was 20 m. The peculiarities of ice ridges investigated are the presence of large voids with Y-dimension of 4–6 m within the keel and of hard ice blocks at lower part of keel. The examples of penetration rate record with such a structure of this kind are presented. A scheme of secondary ice ridge formation is observed.

Keywords: ice ridge, thermal drilling, keel, porosity.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВОД В РОССИЙСКОМ СЕКТОРЕ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2010 г.

науч. сотр. И.А.ГАНГУС¹, канд. геогр. наук Л.А.ДУХОВА¹,
мл. науч. сотр. Е.В.БЛОШКИНА²

¹ ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», Москва, gangnus@inbox.ru

² ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, bloshkina@aari.ru

Статья содержит результаты гидрохимических исследований, выполненных в ходе экспедиции «Шельф-2010» на борту НЭС «Академик Федоров» в августе–сентябре 2010 г. На акватории российского сектора Арктического бассейна было выполнено 30 океанографических станций и отобрано 135 проб с поверхности океана. Измерялось содержание растворенного кислорода, кремния, минерального и органического фосфора, нитратного, нитритного, аммонийного и органического азота. На большей части акватории общее содержание минерального азота на поверхности имеет крайне низкие значения, часто близкие к аналитическому нулю, что говорит о лимитировании процессов первичного продуцирования азотом, а не фосфором и кремнием. Область максимальных значений содержания кремния (8–11 мМ) и минерального фосфора (0,7–0,9 мМ) в поверхностном слое наблюдается над хребтом Менделеева и распространяется над восточным склоном хребта Ломоносова, расширяясь к северу над всей приполюсной частью хребта Ломоносова и проникая в Евразийский суббассейн в районе Северного полюса. Такое повышение содержания минеральных форм биогенных элементов обусловлено подпиткой биогенными элементами из слоя тихоокеанских вод. Область максимальных концентраций нитратов (1,6–2,0 мМ) на поверхности смещена к западу относительно аналогичной для кремния и фосфатов и в целом по своему расположению соответствует фронтальной зоне кремниевой кислоты и фосфатов. Воды тихоокеанского происхождения, характеризующиеся высокими концентрациями биогенных элементов и низким содержанием кислорода, наблюдаются в слое 30–150 м вплоть до Северного полюса. Увеличение содержания биогенных элементов на поверхности в приполярной области и над хребтом Менделеева может быть вызвано подъемом этих вод и их перемешиванием с вышележащей поверхностной арктической водной массой.

Ключевые слова: Арктический бассейн, биогенные элементы, растворенный кислород, тихоокеанские воды.

ВВЕДЕНИЕ

Изменения глобальной климатической системы особенно сказываются на высокоширотных экосистемах, являющихся уязвимыми для воздействия внешних факторов. Эти изменения приводят к сокращению площади ледяного покрова и к увеличению влияния атлантических и тихоокеанских вод на Арктический бассейн, что в свою очередь ведет к перестройке структуры водной толщи и изменению интенсивности гидрохимических и гидробиологических процессов.

Большая переслоенность вод разного генезиса в Арктическом бассейне, связанная с процессами поступления вод из Атлантического и Тихого океанов, хорошо прослеживается по гидрохимическим характеристикам, таким как растворенный кислород и биогенные элементы. В комплексе с данными по температуре и солености они служат дополнительными показателями распространения проникающих в Арктический бассейн водных масс, процессов их трансформации и позволяют

уточнить положение, границы, место и время их происхождения. Кроме того, биогенные элементы (азот, фосфор, кремний) являются минеральной базой для процессов первичного продуцирования, а растворенный кислород, поступающий в морскую воду из атмосферы и в результате фотосинтеза, расходуется при деструкции органического вещества, обусловленной микробиологическими процессами. Таким образом, пространственно-временная изменчивость содержания биогенных элементов и растворенного кислорода в результате продукционно-деструкционных процессов, а также процессов диффузии, адвекции и вертикального перемешивания в значительной степени отражает изменения, происходящие в экосистеме Арктического бассейна, в масштабе от сезонных до многолетних.

Несмотря на высокий интерес, проявляемый в настоящее время к Арктическому бассейну, качественных данных по гидрохимическому режиму вод этого региона накоплено недостаточно для получения полного представления о гидрохимическом режиме вод этого региона.

Относительно регулярные гидрохимические измерения в водах Северного Ледовитого океана (СЛО) начались в послевоенные годы, и к 70-м годам прошлого века было собрано достаточно данных для того, чтобы составить общее представление о структуре вод Арктического бассейна. Результаты и обобщения этих исследований опубликованы в работах [Беляков, Русанов, 1971; Русанов и др., 1979]. На основе этих данных В.П.Русановым была предпринята попытка классификации водных масс Арктического бассейна, выделены около 20 различных типов водных масс в составе четырех основных структурных зон (поверхностная, промежуточная, атлантическая и придонная) и 8 типов структур вод (сочетание водных масс по вертикали) [Русанов, 1985б].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В ходе экспедиции «Шельф-2010» по определению и обоснованию внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в СЛО в период с 28 июля по 14 октября 2010 г. на НЭС «Академик Федоров» были выполнены океанологические работы, включавшие расширенный комплекс измерений гидрохимических параметров. Эти работы явились продолжением исследований, проведенных в экспедициях «Арктика-2007» и «Арктика-2008» в период МПГ 2007/08.

Район работ охватывал практически всю акваторию российского сектора Арктического бассейна между хребтами Ломоносова и Менделеева, включая части акваторий над котловинами Амундсена и Канадской. В экспедиции было вы-

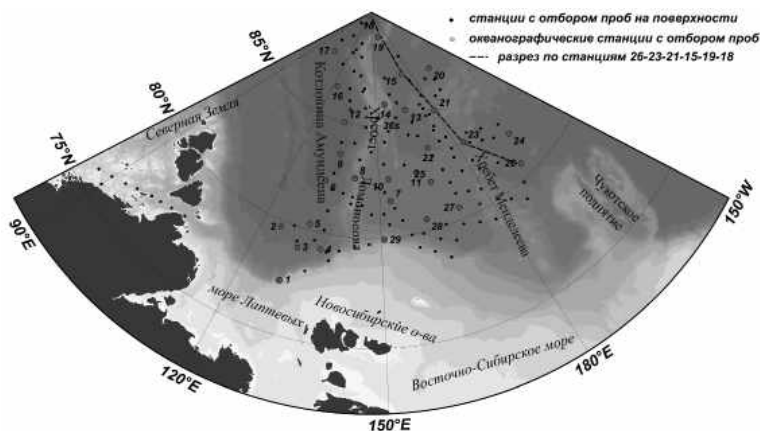


Рис. 1. Схема выполненных станций

полнено 30 гидрологических станций, в том числе одна глубоководная (4240 м), расположенная в точке географического Северного полюса. Кроме того, по пути следования судна с поверхности океана было отобрано 135 проб воды для гидрохимического анализа (рис. 1).

Зондирования выполнялись с помощью судового гидрологического зонда *Sea Bird* с кассетой из 24 батометров Нискина (объем 5 л) для взятия проб воды на гидрохимический анализ. Отбор проб воды проводился от поверхности до дна.

Определения гидрохимических параметров включали в себя измерение содержания растворенного кислорода, кремнекислоты, минерального и органического фосфора, минеральных (нитратной, нитритной, аммонийной) и органических форм азота. При отборе проб и определении минерального фосфора, аммонийного азота, органических форм азота и фосфора использовались методические рекомендации и стандартные реактивы, принятые в морской химии [Руководство, 2003]. Содержание растворенного кислорода измерялось йодометрическим методом Винклера с помощью электронной бюретки. Определение растворенного кремния, нитритного, нитратного, а также валового азота проводили на проточном автоанализаторе фирмы «*Bran-Luebbe*» (Германия) по стандартным методикам, модифицированным применительно к данной аппаратуре.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика изменчивости гидрохимических характеристик. По особенностям вертикального распределения гидрохимических характеристик весь Арктический бассейн можно разделить на подрайоны, где заметнее всего проявляется влияние вод различного происхождения — речных, тихоокеанских, атлантических. Наиболее существенная пространственная изменчивость гидрохимических характеристик прослеживается в поверхностном и промежуточном слоях. Самым информативным показателем этих вод является содержание растворенного кремния, которое изменялось от крайне низких значений (0,3 мМ, ст. 2) в поверхностном слое до весьма значительных величин (39,8 мМ, ст. 26) в слое тихоокеанских вод.

Западнее хребта Ломоносова, на акватории Евразийского суббассейна вне зоны влияния речных и тихоокеанских вод (ст. 9, 12, 16) наблюдается постепенный рост содержания растворенной кремнекислоты с глубиной. В слое атлантических вод (200—1200 м) оно варьируется от 3,8 до 7,3 мМ. Изредка в этом слое наблюдаются локальные экстремумы (как, например, на ст. 12 на глубинах 300—400 м), связанные, вероятно, с присутствием более молодой модификации атлантических вод с низким содержанием биогенных элементов и высоким содержанием кислорода (рис 2б). В слое от 1200 до 2000 м содержание кремния возрастает до величин 10,5—11,2 мМ и глубже, в придонных водах, практически не меняется.

Акватория, примыкающая к континентальному склону Евразии, находится под влиянием речного стока (ст. 1, 3, 4, 5), проявляющимся в увеличении содержания кремния на поверхности до 10 мМ и уменьшении на глубинах 50—75 м до величин около 3 мМ. В придонном слое концентрация растворенного кремния постепенное возрастает, что характерно для гидрохимической структуры вод Евразийского суббассейна (рис. 2а).

На станциях Евразийского суббассейна, расположенных ближе к Северному полюсу (ст. 17, 18), в промежуточном и поверхностном слоях содержание кремния повышается в результате проникновения сюда вод тихоокеанского происхождения, характеризующихся повышенными концентрациями биогенных элементов, особенно кремнекислоты, и низким содержанием растворенного кислорода. На станции 18, расположенной вблизи Северного полюса, наблюдаются два максимума кремния на горизонтах 50 м (14,35 мМ) и 100 м (8,17 мМ). Наличие этих двух максимумов,

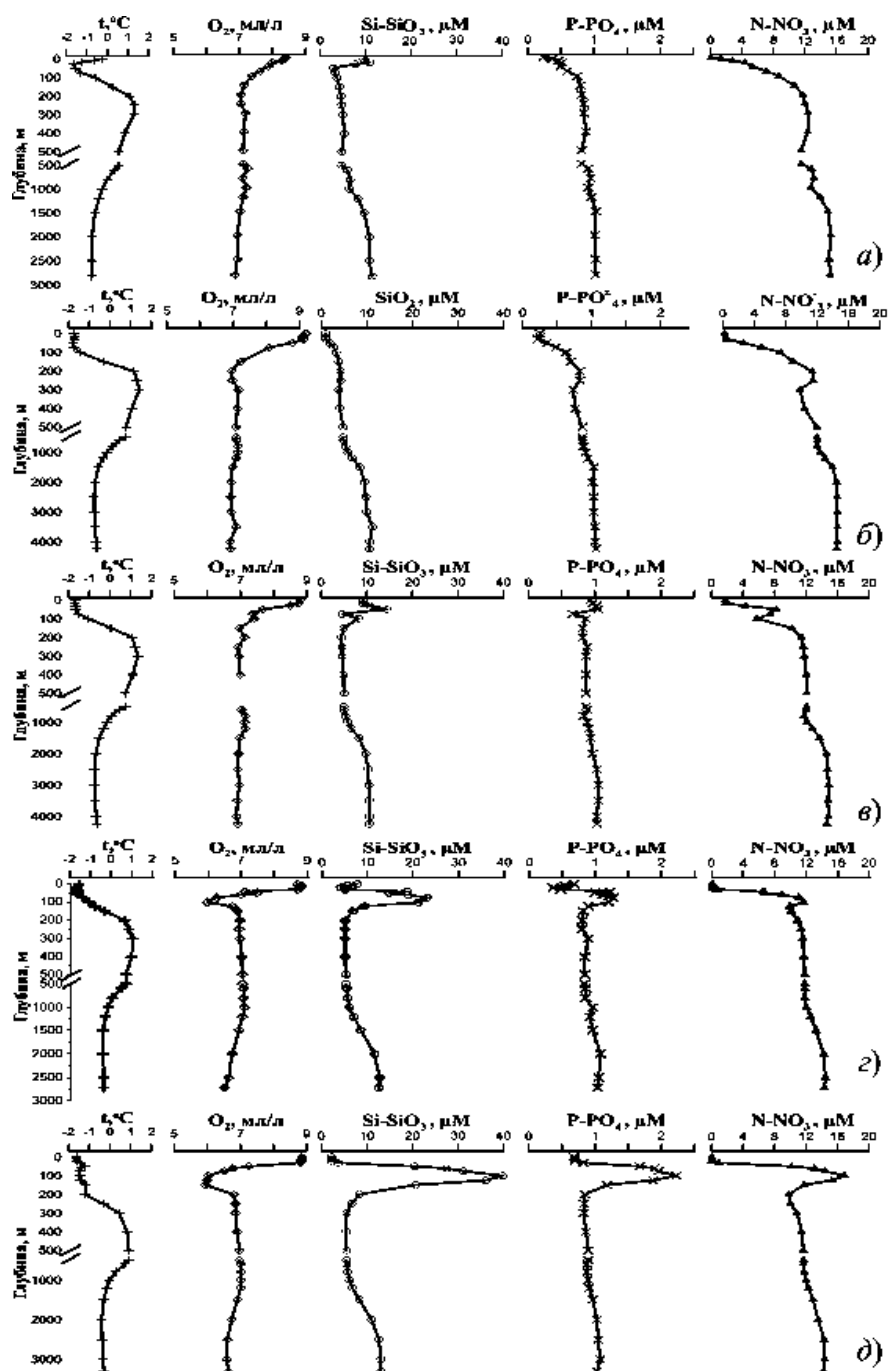


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры ($^\circ\text{C}$), растворенного кислорода (мл/л), кремния (μM), минерального фосфора (μM) и нитратного азота (μM) на станциях 4 (а), 12 (б), 18 (в), 27 (з), 26 (д)

скорее всего, вызвано внедрением в слой тихоокеанских вод промежуточных вод Евразийского суббассейна, обедненных биогенными элементами (рис. 2в).

К востоку от хребта Ломоносова содержание кремниевой кислоты в придонном слое характеризуется более высокими концентрациями по сравнению с Евразийским суббассейном (12,06–12,70 μM). В котловине Макарова (ст. 15, 20), где глубины превышают 4000 м, в нижней части этого слоя отмечалось незначительное понижение концентраций кремния до 11,55–12,04 μM . В слое от 30 до 150 м влияние тихоокеанских вод на отдельных станциях усиливалось.

Восточнее хребта Менделеева (ст. 24, 26) толщина слоя тихоокеанских вод увеличивается и превышает 150 м (рис. 2д). На придонных горизонтах на этих станциях содержание кремния также достигает своего максимума для придонных вод всей исследуемой акватории (более 13 μM). В слое атлантических вод содержание кремния на станциях восточнее хребта Ломоносова остается в том же диапазоне, что и на станциях Евразийского суббассейна.

Минеральный азот представлен тремя формами: нитратным, нитритным и аммонийным азотом. Содержание нитритов в среднем было ниже 0,05 μM . Заметное повышение содержания нитритов до 0,12–0,19 μM фиксируется почти на всех станциях в подповерхностном слое (горизонты 20–30 м), что отмечалось и в более ранних исследованиях и связано с накоплением и окислением здесь органических остатков [Русанов и др., 1979].

Содержание аммонийного азота также крайне невелико и составляет в среднем менее 0,5 μM , что находится на границе предела чувствительности метода. Максимальные значения аммонийного азота отмечались в поверхностном слое и достигали величин более 1,1 μM (ст. 22).

Минеральный азот более чем на 90 % был представлен азотом нитратов. Исключение составляли поверхностные горизонты, где содержание нитратного азота снижалось до аналитического нуля. Максимальных значений нитраты достигали в слое тихоокеанских вод (16,92 μM на ст. 26) и в придонном слое (до 15,60 μM).

Вертикальное распределение нитратов на большинстве станций, где отсутствует влияние тихоокеанских вод, характеризуется постепенным увеличением их концентрации от поверхности до глубин 200–250 м. Достигая в слое атлантических вод (200–800 м) величин 11,3–12,7 μM , содержание нитратов почти не меняется до глубин около 800 м, после чего рост с глубиной продолжается, увеличиваясь в придонном слое (ниже 2000 м) до величин 12,8–13,6 μM . На тех станциях, где фиксировалось влияние тихоокеанских вод, в слое этих вод наблюдается существенное увеличение содержания нитратов до 8,2 (ст. 18)–16,9 μM (ст. 26).

Содержание *минерального фосфора* на исследуемой акватории изменялось от 0,15 на поверхности до 2,22 μM в слое тихоокеанских вод (ст. 26). Вертикальное распределение фосфатов в целом повторяет распределение нитратов – резкий рост до глубин 200–250 м (до 0,8–0,9 μM), снижение градиентов в слое атлантических вод, дальнейшее повышение к глубине 2000 м, однородное распределение в придонном слое (1,0–1,1 μM).

В придонных водах Евразийского и Амеразийского суббассейнов существенных различий не обнаруживается, что расходится с утверждениями, приведенными в [Русанов, 1985а], о разнице в содержании фосфатов в придонных водах этих суббассейнов более чем на 0,3 μM .

Общие закономерности распределения *растворенного кислорода*, характерные для летнего периода, – максимум в поверхностном слое, резкое снижение в пикноклине и незначительное уменьшение его содержания ко дну. В слое тихоокеанских вод наблюдается значительный минимум растворенного кислорода (менее 6 мл/л, 70 % насыщения). Максимальные значения (более 9 мл/л, 109 % насыщения) отмечались в поверхностном слое в западной части акватории. Под

слоем атлантических вод, на горизонтах 1000–1200 м, иногда наблюдался незначительный локальный максимум растворенного кислорода, связанный, вероятно, с поступлением на эти горизонты более молодых вод [Русанов, 1979].

В направлении с запада на восток обнаруживается уменьшение содержания растворенного кислорода в слое атлантических и придонных вод, связанное с расходом кислорода на окислительные процессы при увеличении возраста вод. Было обнаружено различие в 0,4 мл/л в содержании растворенного кислорода в придонных водах Евразийского и Амеразийского суббассейнов, о чем уже упоминалось в работе [Русанов, 1979]. Причиной этого является более слабая аэрация придонных вод Амеразийского суббассейна, а также расход кислорода на окисление большого количества органического материала, попадающего на дно из слоя тихоокеанских вод. Характер вертикального распределения растворенного кислорода на отдельных станциях, выполненных в летние сезоны 2005, 2007, 2008 гг., практически не менялся. Выделяются лишь расхождения в пределах 0,1–0,3 мл/л на горизонтах, расположенных, в основном, к поверхностному слою и струе атлантических вод, что связано с межгодовыми и сезонными колебаниями в температурном режиме поверхностных и атлантических вод. В придонном слое котловин Макарова и Подводников в 2010 г. отмечалось повышение содержания растворенного кислорода в среднем на 0,1 мл/л по сравнению с 2007 и 2008 гг.

Изменчивость гидрохимических параметров на поверхности. В результате регулярного отбора проб воды с поверхности по ходу движения судна была получена достаточно детальная картина распределения гидрохимических характеристик на поверхности океана в районе исследований.

В распределении кремнекислоты на поверхности можно выделить 3 области, где ее концентрации превышают 5 μM . Наибольшие значения (8–11 μM) наблюдаются в южной части исследуемой акватории и обусловлены поступлением поверхностных вод моря Лаптевых, формирующихся под воздействием речного стока (рис. 3а). Другая обширная область высокого содержания кремния занимает акваторию над хребтом Менделеева, котловиной Подводников и расширяется к северу над всей приполюсной частью хребта Ломоносова, распространяясь на часть

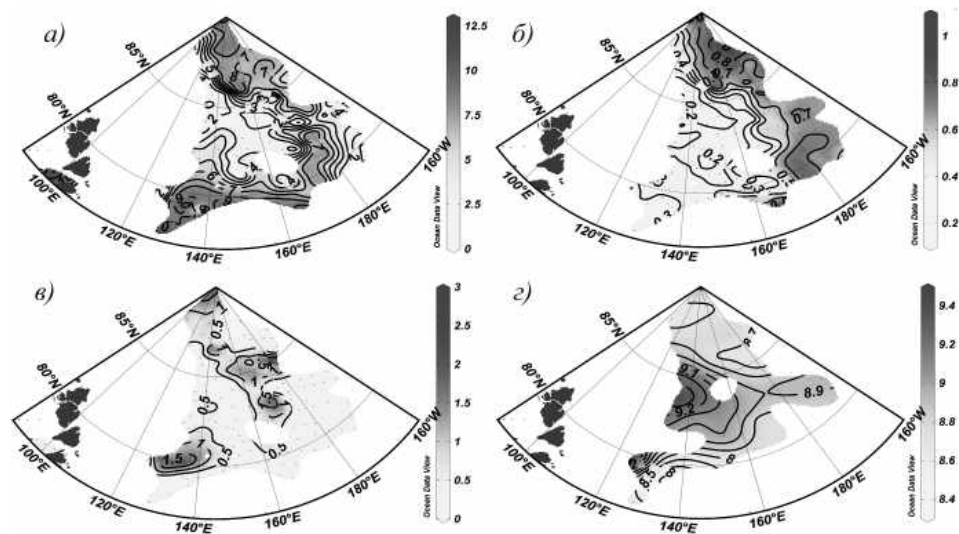


Рис. 3. Распределение на поверхности кремнекислоты (μM) (а), минерального фосфора (μM) (б), азота нитратов (μM) (в) и растворенного кислорода (мл/л) (з)

Евразийского суббассейна. Над южной частью хребта Менделеева до 83° с.ш. также наблюдается область высокого содержания растворенного кремния. Повышение концентраций кремнекислоты над хребтами и поднятиями обусловлено подъемом атлантических вод и как результат этого — вышележащих тихоокеанских вод, что приводит к их взаимодействию с поверхностными арктическими водными массами и обогащению биогенными элементами поверхностного слоя.

В центральной части исследуемой акватории прослеживается обширная область пониженных значений содержания кремния. Эта область охватывает большую часть котловины Подводников и распространяется на северо-запад, пересекая хребет Ломоносова. Содержание кремния здесь снижается до величин менее 1 μM . Эта область совпадает с зоной повышенной солености на поверхности и максимума растворенного кислорода. Поверхностные воды с такими характеристиками формируются под влиянием вод атлантического происхождения и относятся к Евразийской группе поверхностных водных масс [Русанов, 1985б; Никифоров, Шпайхер, 1980]. Восточнее хребта Менделеева, над Канадской котловиной, также прослеживается область низких значений кремния, однако недостаточное количество станций не позволяет сделать выводы об обширности этой области.

Распределение минерального фосфора частично повторяет картину распределения кремния (рис. 3б). Так, область относительно высокого содержания фосфатов в приполярной области и над южной частью хребта Менделеева практически идентична аналогичной по кремнию. Концентрации минерального фосфора достигают здесь величин 0,7–0,9 μM . Однако в юго-западной части исследуемой акватории, в зоне влияния речных вод, концентрации минерального фосфора не увеличиваются. Это говорит о том, что поступление речных вод в Арктический бассейн не оказывает непосредственного влияния на распределение минерального фосфора. В поверхностном слое, в зоне влияния водных масс атлантического происхождения содержание фосфатов также невелико. Восточнее хребта Менделеева, в отличие от кремния, содержание фосфатов не уменьшается.

Средние концентрации кремния и минерального фосфора в поверхностном слое, наблюдавшиеся в экспедиции 2010 г., значительно, а иногда в несколько раз ниже значений, приведенных в работах Русанова [Русанов, 1985а; Русанов, 1985б]. Эти расхождения могут быть связаны как с включением Русановым данных по зимнему сезону при расчете средних многолетних величин, так и с межгодовой изменчивостью, обусловленной увеличением объема обедненных биогенными элементами вод атлантического происхождения, поступающих в Арктический бассейн, в результате этого уменьшением площади ледового покрова и как следствие — увеличением фотосинтетической активности.

Общие закономерности распределения нитратов на поверхности значительно отличаются от распределения кремния и минерального фосфора. Выделяются две области повышенного содержания нитратов (рис. 3в). Первая, наиболее обширная, имеет квазимеридиональное направление и распространяется от континентального склона Евразии в сторону Северного полюса, над восточной частью котловины Подводников, приполюсной частью хребта Ломоносова и прилегающей к нему восточной частью котловины Амундсена. Максимальные значения на поверхности достигают величин 1,6–2,0 μM .

Вторая область, относительно небольшая, расположена в южной части котловины Амундсена, примыкая к хребту Ломоносова. Здесь нитраты достигают значений 1,9 μM . Следует отметить, что область максимальных концентраций нитратов смещена к западу относительно аналогичной для кремния и фосфатов и примерно соответствует по своему положению фронтальной зоне в распределении кремнекислоты и фосфатов. Факт этого несовпадения является одним из наиболее интересных результатов экспедиции, однако его причины пока не ясны. На большей

же части акватории общее содержание минерального азота имеет крайне низкие значения, часто близкие к аналитическому нулю, что говорит о лимитировании процессов первичного продуцирования именно азотом, а не фосфором.

Область максимальных концентраций растворенного кислорода, обусловленная влиянием атлантических вод (рис. 3з), прослеживается в центральной части исследуемой акватории. Содержание кислорода здесь достигало 9,4 мл/л (109 % насыщения). В районе материкового склона моря Лаптевых (ст. 1, 3, 4) наблюдалось пониженное содержание кислорода 8,4–8,6 мл/л (менее 100 % насыщения), что совпадало с расположением зоны более теплых и распресненных по сравнению с прилежащими областями поверхностных вод, формирующихся под влиянием материкового стока.

Распространение тихоокеанских вод. Тихоокеанские водные массы формируются в процессе поступления обогащенных биогенными элементами вод из Тихого океана через Берингов пролив и их дальнейшего продвижения через Чукотское море. В фитопланктоне Берингова моря преобладают диатомовые, поэтому выделяются эти воды в большей степени по содержанию кремния. Поступающие из Чукотского моря в Арктический бассейн воды имеют различные гидрохимические характеристики в летний и зимний периоды. В летних водах, более легких, чем зимние, и расположенных выше, содержание кремния меньше [Русанов, 1979]. Отмечается также, что «подпитывание» обоих слоев носит пульсирующий характер: летом прекращается подпитывание зимних вод, зимой – летних [Никифров, Шпайхер, 1980]. Интересной особенностью тихоокеанских водных масс является их сильная устойчивость к трансформации. При толщине слоя в несколько десятков метров и горизонтальном ареале распространения в 1000–2000 км соотношение между толщиной слоя и его длиной такое же, как для листа папиросной бумаги [Никифров, Шпайхер, 1980]. Зимняя прослойка тихоокеанских вод может формироваться не только в Чукотском море, но и на шельфе Восточно-Сибирского моря и моря Бофорта [Беляков, Русанов, 1971].

В данной экспедиции присутствие тихоокеанских вод в Арктическом бассейне было выявлено на 10 станциях. Сведения о характеристиках тихоокеанских вод приведены в табл. 1.

Наиболее интересно вертикальное распределение тихоокеанских вод на кватримерициональном разрезе через Арктический бассейн от Чукотского поднятия до Северного полюса, включающем ст. 26, 23, 21, 15, 19, 18 (рис. 4). Как видно на разрезе, ядро тихоокеанских вод поднимается со 100 м до 40 м по мере удаления от Берингова пролива от станции 26 (80,6° с.ш.) до станции 19 (88,9° с.ш.) при продвижении на север. Толщина слоя этих вод уменьшается более чем в 2 раза, а содержание биогенных элементов в ядре падает незначительно (с 39,8 до 34,7 μM по кремнию, с 2,22 до 0,8 μM по минеральному фосфору, с 16,90 до 16,54 μM по нитратам). В промежутке между этими станциями (26 и 19) в ядре тихоокеанских вод заметно понижение содержания биогенных элементов. Это подтверждает тот факт, что тихоокеанские воды при благоприятных условиях (отсутствии процессов вертикального перемешивания) могут сохранять свои свойства на достаточном удалении от источника формирования. Кроме того, воды тихоокеанского происхождения распространяются не единым потоком, а, скорее всего, отдельными струями.

Как видно из табл. 1, на отдельных станциях глубины минимума кислорода и максимума биогенных элементов не совпадают. Слабее всего этот экстремум выражается по нитратам. На некоторых станциях содержание нитратов в тихоокеанских водах не было выражено в виде экстремума. Такие различия могут быть вызваны большей дифференциацией тихоокеанских вод летнего и зимнего происхождения. Значения условной плотности для ядра этих вод изменяются в пределах 26,49–26,85. Исключение составляет лишь станция 27, где наблюдаются 2 максимума – на 40 м и на 75 м.

Таблица 1

Характеристики тихоокеанских вод на станциях в Арктическом бассейне

Номер станции	Глубина залегания ядра, м	Диапазон глубин, м	$T, ^\circ\text{C}$	S, psu	σ_0	$\text{O}_2, \text{мл/л}$	$\text{Si-SiO}_3, \mu\text{M}$	$\text{P-PO}_4, \mu\text{M}$	$\text{N-NO}_3, \mu\text{M}$
26	100	30–200	–1,44	32,93	26,489	6,03 5,94 (минимум на 150 м)	39,8	2,22	16,9
24	100	50–150	–1,42	32,93	26,489	6,18 6,05 (минимум на 150 м)	34	2,09	16,17
27	40	40–125	–1,59	32,12	25,837	7,09	18,72	1,21	6,5 (максимум не выражен)
То же	75	То же	–1,39	33,65	27,075	6,24 5,95 (минимум на 100 м)	23,05	1,26	11,02 (максимум на 100 м – 11,7)
23	60	30–100	–1,54	33,09	26,618	6,37	27,67	1,54	12,05
21	40	30–100	–1,55	33,18	26,692	6,85 6,77 (минимум на 75 м)	22,43	1,27	10,51
14	30	20–50	–1,56	33,25	26,754	6,93	16,33	1,01	8,26 (максимум не выражен)
15	50	30–75	–1,56	30,88	26,616	6,44	26,41	1,56	11,18
20	50	30–75	–1,56	33,37	26,848	6,94	14,4	0,93	8,10
19	40	20–75	–1,48	32,95	26,504	6,30 7,10 (минимум на 50 м)	34,71	2,08	16,54
18	50	30–100	–1,65	33,15	26,673	7,67 7,37 (минимум на 75 м)	14,35	1,05	8,21

Тихоокеанские воды различного территориального происхождения зафиксированы на станции 27 (рис. 2г), расположенной вблизи Восточно-Сибирского моря. Здесь наблюдаются два локальных максимума содержания кремния и фосфатов – на горизонтах 40 и 75 м. В распределении растворенного кислорода также наблюдаются два минимума, но нижний расположен на глубине 100 м. В распределении нитратов прослеживается только один локальный максимум – на глубине 100 м. Вероятно, на горизонте 40 м расположена летняя модификация тихоокеанских вод, сформированная в Чукотском море, о чем свидетельствуют невысокие концентрации биогенных элементов, а также плотность, наиболее соответствующая этим водам. Второй максимум (75 м), по всей видимости, относится к той разновидности тихоокеанских вод, которая формируется на шельфе Восточно-Сибирского моря и отличается более высокой соленостью.

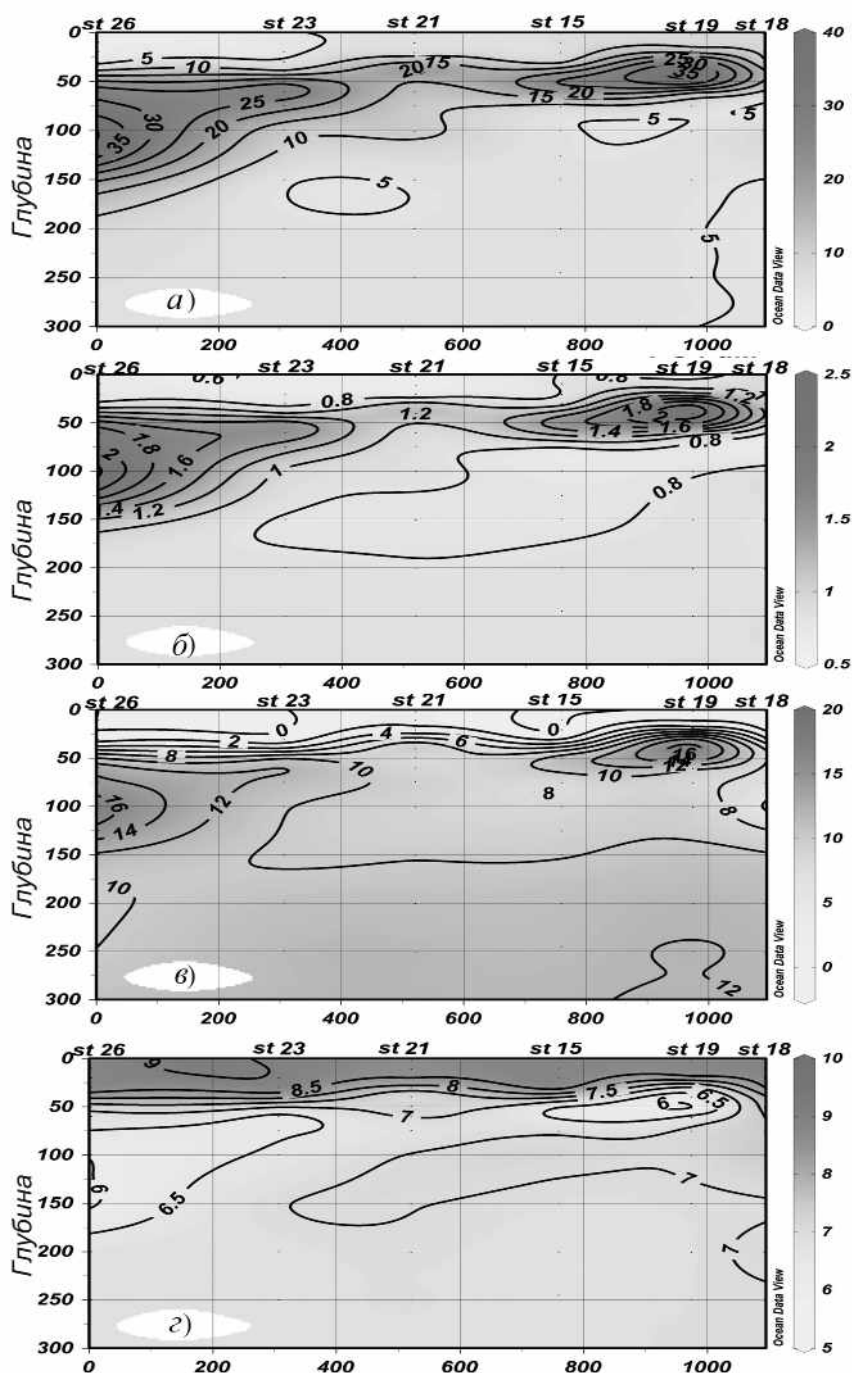


Рис. 4. Вертикальное распределение кремнекислоты (а), минерального фосфора (б), азота нитратов (в) и растворенного кислорода (г) в верхней части квазимеридионального разреза от Чукотского поднятия до Северного полюса

ВЫВОДЫ

В слое атлантических вод в направлении с запада на восток наблюдается уменьшение содержания кислорода, при этом содержание минеральных форм биогенных элементов практически не меняется, а в придонных водах прослеживается тенденция уменьшения содержания растворенного кислорода и увеличения содержания только кремнекислоты.

Область максимальных значений содержания кремния и минерального фосфора в поверхностном слое прослеживается над хребтом Менделеева и распространяется над восточным склоном хребта Ломоносова, расширяясь к северу над всей приполюсной частью хребта Ломоносова и проникая в Евразийский суббассейн в районе Северного полюса. Повышение концентраций минеральных форм биогенных элементов здесь происходит в результате процессов диффузии и перемешивания со слоем вод тихоокеанского происхождения.

Область максимальных концентраций нитратов на поверхности смещена к западу относительно аналогичной для кремния и фосфатов и по своему положению соответствует фронтальной зоне кремнекислоты и фосфатов.

На большей части акватории общее содержание минерального азота на поверхности имеет крайне низкие значения, часто близкие к аналитическому нулю, что говорит о лимитировании процессов первичного продуцирования азотом, а не фосфором.

Присутствие тихоокеанских вод на исследуемой акватории прослеживается на отдельных станциях восточнее хребта Ломоносова и на одной станции западнее — в районе Северного полюса. Равномерной картины распределения тихоокеанских вод не отмечается, они распространяются отдельными струями и могут сохранять свои свойства на достаточном удалении от источника формирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляков Л.Н., Русанов В.П. Распределение тихоокеанских вод в Арктическом бассейне по данным определений биогенных элементов // Проблемы Арктики и Антарктики. 1971. Вып. 38. С. 112–115.
2. Мусина А.А. Гидрохимическая характеристика Арктического бассейна // Тр. ААНИИ. 1960. Т. 218. С. 5–64.
3. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.
4. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
5. Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 365. 144 с.
6. Русанов В.П. Основные черты химии вод // География Мирового океана: Северный Ледовитый и Южный океаны. Л.: Наука, 1985. С. 88–101.
7. Русанов В.П. Классификация вод Арктического бассейна по гидрохимическим признакам // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 368. С. 5–20.

I.A.GANGNUS, L.A.DUHOVA, E.V.BLOSHKINA

HYDROCHEMICAL STRUCTURE OF RUSSIAN PART OF ARCTIC BASIN DURING THE SUMMER, 2010

The article contains the results of hydrochemical measurements obtained during the Russian «Shelf-2010» expedition on board of R/V «Akademic Fedorov» in August-September of 2010. 30 full oceanographic stations and 135 samplings from sea surface were performed during the expedition. The

content of dissolved oxygen, silicate, mineral and organic phosphorus, nitrate, nitrite, ammonium and organic nitrogen were measured in samplings. The low concentrations of mineral nitrogen, observed for major part of Arctic surface water, indicate that the primary production is limited by nitrogen and not by phosphorus and silicate. The region with high concentration of silicate (8–11 μM) and mineral phosphorus (0,7–0,9 μM) in surface layer were traced over the Mendeleev Ridge and proceeds over east slope of Lomonosov Ridge, extending to the north over all polar part of it, and continues in the Eurasian basin near the North Pole. Area of the maximum nitrates concentration (1,6–2,0 μM) doesn't agree with area of high phosphorus and silicate and it is relatively displaced to the west. The waters of Pacific origin characterized by high nutrients and low dissolved oxygen on the depth 30–150 m are traced up to the North Pole area. The upwelling of this waters and their mixing with surface waters might cause the rise of nutrients concentration in photic layer of the North Pole area and over the Mendeleev Ridge.

Keywords: Arctic Basin, nutrients, dissolved oxygen, waters of Pacific origin.

О ВОЗМОЖНОСТИ АНАЛИЗА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ОБЩИМ СОДЕРЖАНИЕМ ОЗОНА И СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИЕЙ НА ДВИЖУЩИХСЯ ПЛАТФОРМАХ

канд. геогр. наук *Е.Н.РУСИНА*, канд. геогр. наук, *В.Ф.РАДИОНОВ*,
канд. физ.-мат. наук *Е.Е.СИБИР*

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

В работе рассматривается вопрос о возможности корректного совместного анализа и сопоставления результатов многолетних наблюдений за варьирующимися в пространстве и времени характеристиками состояния атмосферы, производимых на различных движущихся платформах (ДП), в том числе на дрейфующих станциях и научно-экспедиционных судах (НЭС). Для ДП такая вариабельность приводит к статистической неоднородности полученных на каждой ДП рядов наблюдений и препятствует их совместному анализу. Применительно к измерениям общего содержания озона (ОСО) [Русина, Генихович, 2010] рассматривалось преобразование переменных, в результате которого были получены однородные ряды данных как для отдельных ДП, так и для их совокупности. Такой способ сопоставления данных измерений на ДП позволяет исключить естественные годовой ход и систематическую компоненту пространственной неоднородности анализируемых характеристик и корректно сравнить данные наблюдений, полученные в разное время и в различных регионах Земли. При этом могут быть выделены два режима, в одном из которых исследуемые характеристики оказались в пределах нормы, а во втором наблюдались их возможные существенные аномалии.

Целью настоящей работы является подтверждение целесообразности и эффективности применения этого подхода как для ОСО (с использованием материалов дополнительных наблюдений за ОСО на НЭС «Академик Федоров» в 2008–2010 гг.), так и для суммарной солнечной радиации (при анализе и сопоставлении месячных сумм суммарной радиации на дрейфующих станциях, работавших в Арктическом бассейне в 1954–1991 и 2007–2009 гг.).

Ключевые слова: движущиеся платформы, научно-экспедиционные суда, дрейфующие станции, общее содержание озона, месячные суммы суммарной радиации.

ВВЕДЕНИЕ

В течение многих лет в рамках системы мониторинга общего содержания озона и радиационных параметров в атмосфере полярных областей производятся измерения соответствующих характеристик на научно-экспедиционных судах (НЭС) и на дрейфующих станциях «Северный полюс» (СП), т.е. на движущихся измерительных платформах (ДП) [Маршунова, Мишин, 1994; Радионов, Русина, 2006]. При наблюдениях на ДП в рядах наблюдений, помимо естественной изменчивости исследуемых характеристик, появляется составляющая изменчивости, вызываемая перемещением ДП в пространстве и времени. В отличие от измерений в стационарных пунктах, каждое отдельное значение в рядах измерений на ДП характеризует изменение рассматриваемого параметра по отношению к соответствующим статистическим характеристикам («средним значениям») не для фиксированной точки, а для различных участков траектории движения. При этом наличие в измеряемых величинах компоненты с систематической пространственно-временной изменчивостью (например, годового и широтного хода) приводит к статистической неоднородности

полученных рядов наблюдений и затрудняет применение стандартного статистического аппарата для анализа данных наблюдений на отдельной или нескольких ДП.

В работе [Русина, Генихович, 2010] было рассмотрено преобразование переменных, позволяющее исключить влияние на измеряемые значения этой систематической изменчивости и решить задачу анализа и интерпретации данных наблюдений. Использованный метод был апробирован на примере судовых наблюдений за общим содержанием озона (ОСО). Он основан на одном из вариантов общей методологии обработки метеорологических полей с учетом их пространственно-временной неоднородности и позволяет совместно анализировать и сопоставлять уровни ОСО, которые получены по данным измерений на ДП.

Настоящая работа выполнена в продолжение исследований, начатых в [Русина, Генихович, 2010]. В дополнение к измерениям ОСО, такой же, как и в [Русина, Генихович, 2010], подход применяется к результатам измерений суммарной солнечной радиации (ССР). В статье анализируются данные многолетних наблюдений за ОСО на дрейфующих станциях СП-32 и СП-33 в 2003–2005 гг. и в рейсах НЭС «Академик Федоров» в 2004–2010 гг., а также месячные суммы ССР которые определялись на станциях СП-3–СП-31, дрейфовавших в Арктическом бассейне (АБ) с 1954 по 1991 г., а также на станциях СП-35 и СП-36, работавших в 2007–2009 гг.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ОСО НА ДВИЖУЩИХСЯ ПЛАТФОРМАХ

Как известно, для общего содержания озона характерны значительные широтные и сезонные вариации [Брасье, Соломон, 1987; Звягинцев и др., 2009; Радионов, Русина, 2006; Радионов и др., 2007; Сыроваткина и др., 2008; Хргиан, 1973; Шаламянский и др., 2004; Ogunjobi, 2007].

Во все сезоны года в Северном полушарии широтное распределение озона имеет максимум в поясе 70–75° с.ш. Этот максимум наиболее выражен зимой и весной. Сезонные колебания наиболее заметно начинают проявляться к северу от 30° с.ш. В Южном полушарии максимум меньше по амплитуде, расположен около 50° ю.ш. и наблюдается более ранней весной. Область от 35° с.ш. до 35° ю.ш. является областью сравнительно малых значений ОСО.

В Антарктиде, как правило с августа по ноябрь, наблюдается значительная отрицательная аномалия ОСО — «озоновая дыра» [Радионов, Сибир, 2000; Сибир, 2007; Stolarski et al., 2005]. В Арктике эпизодически также стало отмечаться подобное явление, хотя и меньшее по интенсивности [Christensen et al., 2005; Goutail et al., 2005; Newman et al., 1997]. Особенно заметно оно проявилось в отдельные зимы 1990-х и 2000-х гг. [см., например, Manney et al., 2003; Rex et al., 1997]. Последнее падение значений ОСО в Арктике, по величине сравнимое с антарктической озоновой дырой, пришлось на март 2011 г. [Manney et al., 2011].

Различия между полярными областями сильнее всего выражены весной и сглаживаются в летний период [Радионов и др., 2007; Хргиан, 1973].

Наличие годового и широтного хода в Арктике фактически означает, что средние значения ОСО могут изменяться по мере движения измерительной платформы или различаться при сравнении результатов измерений на двух и более платформах, если пространственно-временные масштабы, характеризующие движение платформы или платформ, сопоставимы с соответствующими масштабами естественной изменчивости ОСО.

Основной проблемой при сравнении данных измерений, полученных на ДП, является нестационарность и неоднородность соответствующих временных рядов, что затрудняет применение методов статистической обработки данных, обычно используемых при анализе случайных процессов и полей [Дроздов, 1989; Каган,

1979; Пугачев, 1979; Murphy, Katz, 1985]. В такой ситуации следует использовать преобразование рядов наблюдений, обеспечивающее их однородность. С этой целью, как правило (см., например, [Murphy, Katz, 1985]), в процессе статистического анализа от исходных измеренных значений (x_i) переходят к их аномалиям ($K_i = x_i - x_{cp}$), т.е. к отклонениям от соответствующих средних («норм») в тех же пространственно-временных точках, а рассчитанные разности нормируют на соответствующие стандартные отклонения σ_i . Полученная при этом случайная переменная (нормированная аномалия $K = K_i / \sigma_i$) характеризуется средним значением, равным нулю, и стандартным отклонением, равным единице.

При расчете нормированных аномалий, однако, необходимо заранее знать пространственно-временное распределение полей норм и стандартных отклонений. С учетом того, что стандартные отклонения определяются через вторые моменты (дисперсии) случайной величины и потому более чувствительны к ошибкам и погрешностям измерений, чем поле норм, для практических применений целесообразно использовать преобразование, которое не связано непосредственно с определением поля стандартных отклонений. Для рассматриваемых переменных анализ результатов натурных измерений показал (см, например, [Ogunjobi, 2007]), что их коэффициенты вариации, равные отношению их стандартных отклонений к средним значениям, сравнительно слабо меняются в годовом ходе. Тогда преобразование, заключающееся в нормировании ряда аномалий на их средние значения в годовом ходе, соответствующие рассматриваемой точке пространства, или, что то же самое, к переходу от значений исходных переменных к значениям их относительных аномалий K , обеспечивает приближенную однородность получаемого ряда (среднее значение и стандартное отклонение для которого будут равны нулю и некоторой константе соответственно). Но даже в этом случае преобразование слишком громоздко, поскольку для его применения требуется иметь информацию о широтно-долготном распределении характеристик годового хода поля «норм». Поэтому, следуя [Русина, Генихович, 2010], мы применяем упрощенное преобразование, в котором используются осредненные значения характеристик годового хода ОСО, соответствующие определенным широтным поясам.

Эти средние значения были рассчитаны по данным наблюдений ОСО на 84 стационарных станциях с наиболее длинными рядами наблюдений по 2008 г. включительно, заимствованным из архива Мирового центра данных по озону и ультрафиолетовой радиации (WOUDC) в Канаде (<http://www.woudc.org/>). Станции были сгруппированы по следующим широтным поясам: 0–23°; 24–40°; 41–60°; 61–90° для Северного и Южного полушарий. Границы поясов выбирались так, чтобы пояса были симметричны относительно экватора, а в каждом из поясов находилось не менее четырех станций. Последнее особенно важно для Южного полушария, где количество длиннорядных станций мало по сравнению с Северным полушарием, в котором число таких станций может достигать 26 в одном поясе.

В табл. 1 приведены рассчитанные для каждого из выбранных поясов среднемесячные значения ОСО, используемые далее в качестве «норм» при совместном анализе наблюдений за ОСО на ДП. Периоды наблюдений и граничные координаты движения платформ приведены в табл. 2.

Справедливости ради следует заметить, что в табл. 1 в широтном поясе 61–90° с.ш. в конце зимы–начале весны не проявляется зимний арктический минимум ОСО. По всей вероятности, этому есть несколько причин. Во-первых, этот пояс охватывает достаточно большой интервал по широте, во-вторых, для осреднения использовались станции с самыми длинными рядами наблюдений, а зимние «арктические озоновые дыры» не наблюдались постоянно и во всем широтном поясе. Таким образом, при расчете «норм» ОСО этот эффект замечен не был.

Таблица 1

**Среднемесячные значения ОСО (е.Д.) для широтных поясов
0–23°; 24–40°; 41–60°; 61–90° северной и южной широты**

Месяц	90–61° с.ш.	60–41° с.ш.	40–24° с.ш.	23–0° с.ш.	0–23° ю.ш.	24–40° ю.ш.	41–60° ю.ш.	61–90° ю.ш.
1	322	342	300	244	255	268	285	283
2	367	365	310	248	254	265	270	274
3	395	374	320	256	254	264	270	269
4	396	374	324	264	254	263	274	266
5	375	360	320	268	254	264	281	276
6	344	342	309	268	254	273	298	277
7	321	325	294	266	257	283	309	277
8	303	311	289	264	261	292	316	232
9	291	299	281	262	265	304	315	190
10	293	291	277	258	269	305	326	201
11	296	299	277	250	265	295	322	258
12	330	316	286	246	260	280	296	293

Таблица 2

Периоды наблюдения за ОСО и районы работ на движущихся платформах

№	Название платформы	Начало наблюдений	Окончание наблюдений	Широты	Долготы
1	СП-32	1.07.2003	30.09.2003	85,9–87,8° с.ш.	44,8–81,9° в.д.
2	«Академик Федоров», рейс № 21	1.08.2004	30.09.2004	62,8–85,1° с.ш.	5–166,1° в.д.
3	СП-33	1.04.2005	4.09.2005	86,3–89,2° с.ш.	40,2–99,2° з.д.
4	«Академик Федоров», рейс № 23	5.09.2005	23.06.2005	73,7–88,3° с.ш.	170,1° в.д.– 36,8° з.д.
5	«Академик Федоров», рейс № 24	21.11.2005	2.05.2006	58,6° с.ш.– 69,6° ю.ш.	76,4° в.д.– 21,2° з.д.
6	«Академик Федоров», рейс № 25	14.11.2006	26.12.2006	46,2° с.ш.– 69,1° ю.ш.	92,9° в.д.– 18,0° з.д.
7	«Академик Федоров», рейс № 26	29.07.2007	17.09.2007	72,6–90,0° с.ш.	179,6° в.д.– 0°–174,6° з.д.
8	«Академик Федоров», рейс № 27	17.11.2007	5.03.2008	33,1° с.ш.– 77,6° ю.ш.	175,0° в.д.– 0°–73,0° з.д.
9	«Академик Федоров», рейс № 28	18.08.2008	21.09.2008	67,1 82,6° с.ш.	176,6° в.д.– 0°–178,7° з.д.
10	«Академик Федоров», рейс № 29	5.11.2008	14.05.2009	81–86° с.ш.	69–119° в.д.
11	«Академик Федоров», рейс № 30	1.11.2009	21.05.2010	74–79° с.ш.	158° в.д.– 0°–122° з.д.
12	«Академик Федоров», рейс № 31	15.07.2010	24.10.2010	72–79° с.ш.	155–131° з.д.

Расчет относительных аномалий ОСО осуществлялся по формуле:

$$K = (X_i - X_{\text{норма}}) / X_{\text{норма}} \quad (1)$$

где X_i – среднесуточное значение ОСО для данного дня наблюдений, $X_{\text{норма}}$ – среднее поясное значение («норма») ОСО для месяца, к которому относился рассматриваемый день наблюдений (табл. 1).

Для полученного ряда безразмерных аномалий K , приведенного на рис. 1, состоящего из 897 членов, выборочная оценка среднего значения $K_{\text{ср}}$ составила 0,0001 и соответствующее стандартное отклонение $\sigma = 0,111$. Близость к нулю среднего значения K свидетельствует о «несмещенности» оценок.

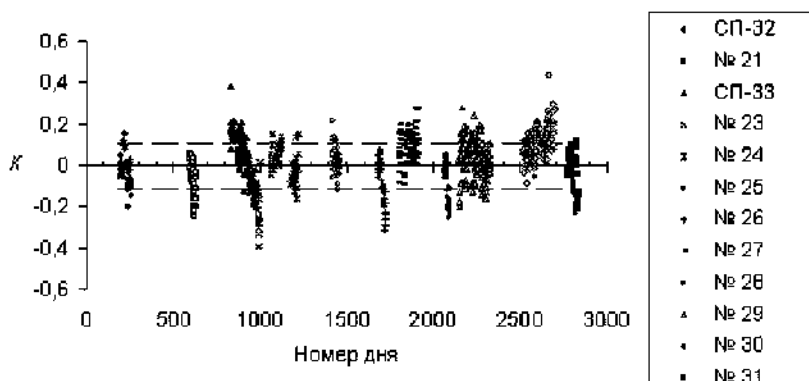


Рис. 1. Значения относительных аномалий K общего содержания озона, полученные на движущихся платформах в периоды десяти рейсов НЭС «Академик Федоров» и дрейфа станций СП-32 и СП-33 в зависимости от номера дня наблюдений начиная с 1 января 2003 г.

На рассчитанных значениях относительных аномалий K для ОСО систематическая пространственно-временная изменчивость практически не сказывается. На рис. 1 по оси ординат нанесены значения относительных аномалий K , а по оси абсцисс — последовательные номера дней наблюдений начиная с 1 января 2003 г. Первое значение K соответствует 12 июля 2003 г., то есть дню № 193. Пунктиром показан интервал отклонений $K_{cp} \pm \sigma$.

Значения относительных аномалий в большинстве случаев укладываются в интервал $K_{cp} \pm \sigma$, т.е. с учетом выполненного преобразования измеренные значения ОСО значимым образом не отличаются от «норм» ОСО, характерных для рассматриваемого широтного пояса и соответствующего времени года (табл. 1). Однако существуют периоды, когда за границы интервала $\pm \sigma$ выходят не только отдельные значения, но и целые группы относительных аномалий. Так было установлено, что в период ряда рейсов НЭС «Академик Федоров» на север (№ 21, 23, 26 и 28) в сентябре 2004, 2005, 2007 и 2008 гг. имели место отрицательные выбросы относительных аномалий, то есть в Арктике наблюдались пониженные по сравнению с «нормой» значения общего содержания озона.

Наиболее существенные положительные выбросы K (повышенные значения ОСО) отмечались в период с 10 апреля по 18 мая 2005 г. на СП-33 в Арктике, а также во время 27-го рейса НЭС «Академик Федоров» в Антарктиду (отдельные группы дней за период с 1 января по 3 марта 2008 г.) [Русина, Генихович, 2010].

Дополнительно проанализированные в настоящей работе материалы относятся к трем рейсам НЭС «Академик Федоров» — № 29, 30 и 31 (табл. 2, рис. 1). Во время рейса № 29 в Антарктику отмечались как отрицательные, так и положительные выбросы относительных аномалий. Наиболее значительные положительные выбросы, соответствующие превышению значений ОСО над рассчитанной «нормой», во время 29-го рейса были зарегистрированы 20–27 ноября, 12–16 декабря 2008 г., а также в отдельные дни января–марта 2009 г.

Во время 30-го рейса НЭС «Академик Федоров» в Антарктику отрицательных выбросов относительных аномалий зафиксировано не было. Наиболее продолжительные периоды выбросов положительных относительных аномалий приходятся на 7–21.12.2009, 28.01.2010–19.02.2010, а также на 6.04–10.05.2010.

В период 31-го рейса НЭС «Академик Федоров» в Арктику в 2010 г. большинство вычисленных относительных аномалий K значимым образом не отличались от «норм» ОСО. Положительных выбросов K вообще не наблюдалось. Зато с 6 по 17 сентября

2010 г. и с 25 сентября по 5 октября 2010 г. в интервале широт 80–87° с.ш. были зарегистрированы отрицательные выбросы относительных аномалий ОСО (рис. 1).

Значимые отклонения K от «норм» могут быть связаны с особенностями пространственного распределения ОСО в конкретный год. Выявление причин таких значительных отличий требует специальных дополнительных исследований, что не входит в задачу данной работы. Отметим лишь, что предлагаемый подход к анализу данных натурных наблюдений на движущихся платформах как раз и позволяет выделять такие «подозрительные» аномальные случаи.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ НА ДРЕЙФУЮЩИХ СТАНЦИЯХ

Суммарная солнечная радиация (ССР) в Арктике определяется прозрачностью атмосферы, количеством и типом облачности и, отчасти, свойствами подстилающей поверхности [Гаврилова, 1963; Маршунова, Мишин, 1994; Черниговский, Маршунова, 1965; Marshunova, 2000]. Пространственное распределение месячных сумм ССР весной и осенью в основном носит широтный характер, а в период полярного дня определяется пространственным распределением облачности.

С мая по август минимум ССР наблюдается в западных районах, прилегающих к Баренцеву и Норвежскому морям, т.е. в районах максимальной облачности. В этот же период над паковыми льдами Арктического бассейна суммарная радиация возрастает из-за многократного отражения [Маршунова, Мишин, 1994].

Дрейф станций СП происходил, как правило, севернее 70° с.ш. В связи с этим мы не стали использовать в качестве «норм» средние месячные значения для отдельных широтных поясов. За «нормы» были приняты средние значения месячных сумм суммарной радиации для каждого месяца, рассчитанные по всем дрейфующим станциям от СП-3 до СП-36 за весь период наблюдений.

Следует, однако, отметить, что распределение месячных сумм суммарной радиации над Арктическим бассейном очень неоднородно [Marshunova, 2000], особенно в летние месяцы. Поэтому, чтобы удостовериться в правомерности выбранного способа расчета «норм» для месячных сумм ССР, мы сравнили эти средние многолетние значения с величинами, полученными осреднением месячных сумм ССР в узлах координатной сетки, опубликованными в [Маршунова, Мишин, 1994]. Последние отражают неоднородность распределения величин ССР в разные месяцы над Арктическим бас-

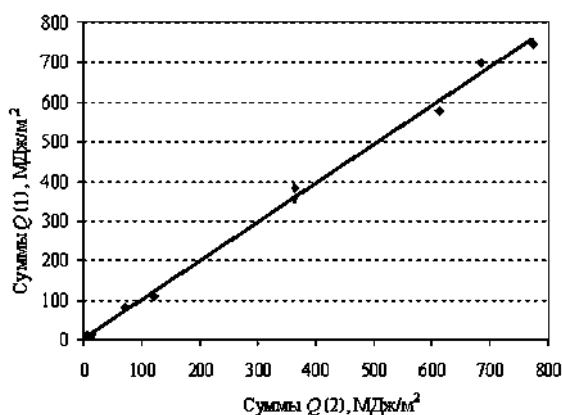


Рис. 2. Корреляционная зависимость между осредненными месячными суммами ССР, на рисунке фигурирующими как $Q[1]$ (МДж/м²), рассчитанными по [Маршунова, Мишин, 1994], и «нормами» для месячных сумм $Q[2]$, используемыми в данной работе

сейном. Полученные двумя способами средние значения за каждый месяц приведены на рис. 2. Коэффициент корреляции между ними составляет 0,99. Это подтверждает правомочность использования выбранных нами «норм» для дальнейших расчетов.

Относительные аномалии месячных сумм ССР вычислялись по формуле:

$$K_{Qi} = (Q_i - Q_{\text{норм}, i}) / Q_{\text{норм}, i} \quad (2)$$

где Q_i – месячная сумма ССР для конкретного i -го месяца для рассматриваемой дрейфующей станции, $Q_{\text{норм}, i}$ – средняя месячная сумма ССР («норма») для данного месяца, полученная по всем дрейфующим станциям за весь период наблюдений, K_{Qi} – относительная аномалия Q для данного месяца и данной СП.

Рассчитанные «нормы» для месячных сумм ССР с марта по октябрь приведены в табл. 3. Здесь же указаны их стандартные отклонения, σ , и количество значений, n , по которым они рассчитывались. В январе–феврале и ноябре–декабре в период полярной ночи в пределах Арктического бассейна суммарная радиация практически отсутствует. В феврале месячная сумма ССР составляет 0–2 % годовой суммы [Marshunova, 2000].

Для многолетнего ряда безразмерных относительных аномалий K_{Qi} сумм суммарной радиации, построенного по всему рассматриваемому массиву и насчитывающего 519 членов, выборочная оценка среднего значения составила $-0,04$, а соответствующего стандартного отклонения $\pm 0,35$. Близость к нулю среднего значения K_Q свидетельствует о несмещенности оценки.

Таблица 3

«Нормы» для месячных сумм ССР, $Q_{\text{норм}, i}$ (МДж/м²), их стандартные отклонения, σ , и количество значений, n , по которым производилось осреднение, по данным дрейфующих станций

Месяц	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
$Q_{\text{норм}, i}$	71	365	684	773	613	364	122	16
σ	40,3	53,7	47,2	80,1	62,3	61,3	33,9	13,5
n	60	49	62	65	71	70	69	52

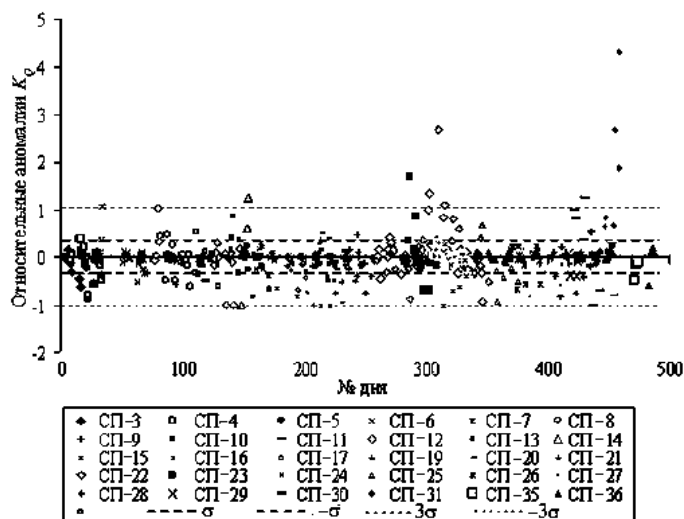


Рис. 3. Многолетняя изменчивость относительных аномалий K_{Qi} месячных сумм суммарной радиации, полученных на дрейфующих станциях СП-3 – СП-31 (1954–1991 гг.) и СП-35 и СП-36 (2007–2009 гг.). Первая точка на графике под № 5 соответствует маю 1954 г. Пунктирные короткие прямые указывают границы доверительного интервала $\pm 3\sigma$

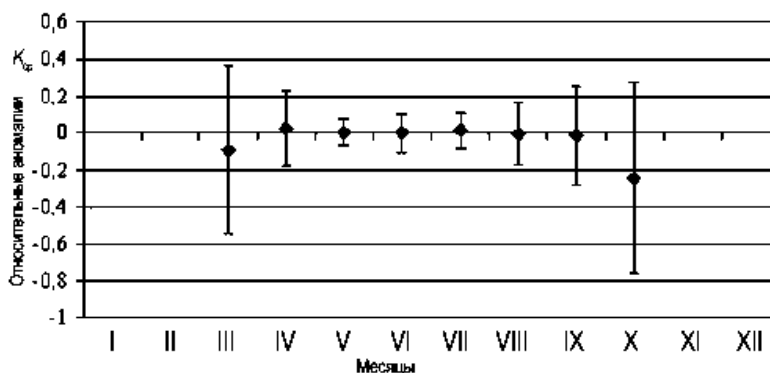


Рис. 4. Годовой ход среднемесячных относительных аномалий $K_{ср}$. «Усами» показаны их стандартные отклонения $\pm\sigma$

При анализе многолетней изменчивости относительных аномалий K_{Q_i} , которые приведены на рис. 3, обращает на себя внимание то обстоятельство, что в ряде случаев их отклонения от среднего превышают 3σ . Это может быть связано как с неоднородностью поля суммарной радиации в Арктическом бассейне [Marshunova, 2000], так и с особенностями поля суммарной радиации в конкретный год.

При использовании нормировки (2) для расчета относительных аномалий K_{Q_i} можно ожидать, что эти аномалии не будут характеризоваться выраженным годовым ходом. Для подтверждения этого для каждого месяца были рассчитаны средние значения $K_{ср}$ и стандартные отклонения $\pm\sigma$. Результаты этих расчетов представлены на рис. 4. Так же, как и на рис. 2, для января, февраля, ноября и декабря соответствующие значения не приводятся, поскольку в эти месяцы суммы суммарной радиации на дрейфующих станциях не определялись из-за полярной ночи. При этом заметим, что максимальная изменчивость относительных аномалий (рис. 4) приходится на март и октябрь, т.е. месяцы, которым соответствует сравнительно незначительный вклад в суммарную годовую радиацию.

Для оценки тенденций многолетней изменчивости прихода солнечной радиации в Арктическом бассейне были рассчитаны восстановленные с учетом относительных аномалий значения месячных и годовых сумм суммарной радиации за каждый рассматриваемый год. Восстановленные месячные суммы определяются по формуле (3):

$$Q_{i, \text{восст}} = (1 + K_{Q_i}) Q_{\text{норм}, i}, \quad (3)$$

где K_{Q_i} — среднее за конкретный год значение относительной аномалии, полученное осреднением относительных аномалий месячных сумм K_{Q_i} (см. (2)) за указанный год.

Восстановленная годовая $Q_{\text{год, восст}}$ сумма может быть определена как сумма восстановленных месячных сумм радиации $Q_{i, \text{восст}}$ для рассматриваемого года, т.е. представлена в виде:

$$Q_{\text{год, восст}} = (1 + K_Q) Q_{\text{норм, год}} \quad (4)$$

Здесь $Q_{\text{норм, год}}$ — годовая норма для месячных сумм суммарной радиации, полученная суммированием месячных норм, которые приведены в табл. 3. Восстановленные таким образом годовые суммы суммарной радиации свободны от влияния пространственно-временной изменчивости вдоль трассы дрейфа СП.

Межгодовая изменчивость восстановленных годовых сумм суммарной радиации, осредненных по результатам непрерывных наблюдений на СП за 1954–1991 гг., приведена на рис. 5 (жирная линия). На этом же рисунке для сравнения показаны годовые суммы Q для стационарных арктических станций (островов Визе, Диксон,

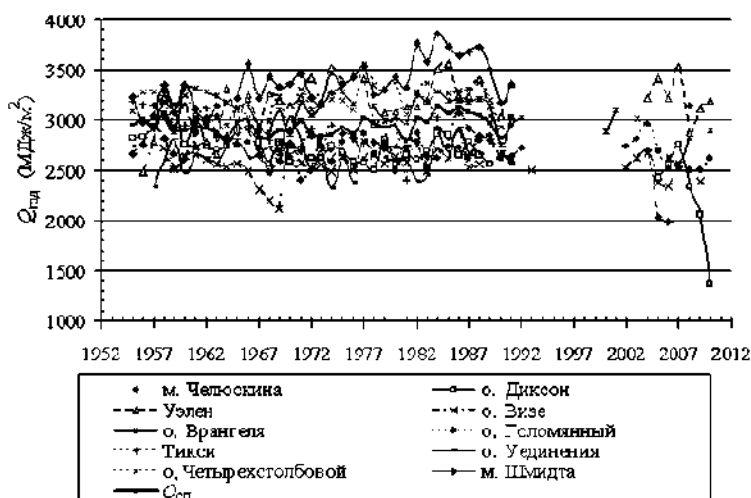


Рис. 5. Межгодовые вариации годовых сумм Q (МДж/м²) по данным стационарных и дрейфующих арктических станций за период 1954–1991 гг. и в первое десятилетие XXI в.

Уединения, Голомянный, м. Челюскина, Тикси, о. Четырехстолбовой, м. Шмидта, о. Врангеля и станции Уэлен), работавших в тот же период. На этом же рисунке нанесены значения годовых сумм СССР для ряда стационарных станций (о-вов Визе, Диксон, Голомянный, Врангеля, м. Челюскина и станции Уэлен), продолживших, после перерывов в 1990-е годы, наблюдения в первое десятилетие XXI в.

Из рис. 5 следует, что в 1954–1991 гг. восстановленные значения $Q_{\text{год, восст}}$ по дрейфующим станциям полностью укладываются в пределы изменчивости годовых сумм суммарной радиации, полученных на стационарных станциях Арктики. Таким образом, можно считать, что восстановленные значения сумм суммарной радиации могут быть использованы в качестве характеристики радиационного режима Арктического бассейна в целом.

При этом за рассматриваемый период работы стационарных и дрейфующих станций, несмотря на существование отдельных периодов роста и уменьшения прихода суммарной радиации (рис. 5), значимые систематические тренды суммарной радиации не выявлены (что совпадает со сделанными ранее выводами по материалам наблюдений стационарных арктических станций [Радионон и др., 2007]) за исключением одной восточной станции – м. Шмидта. Для о-вов Визе, Уединения, Голомянный, м. Челюскина, Тикси, о. Врангеля и для восстановленной кривой СССР по дрейфующим станциям (т.е. $Q_{\text{год, восст}}$) коэффициенты детерминации R^2 не превосходят величины 0,08, а для о-вов Диксон, Четырехстолбовой и станции Уэлен значения R^2 составляют 0,16; 0,11 и 0,25 соответственно. Единственная станция, на которой выявлено наличие сколь-либо заметного линейного тренда, – это станция м. Шмидта (коэффициент детерминации составил 0,45).

К сожалению, невозможно проследить тенденцию годовых сумм суммарной радиации в 1990-е гг. из-за перерыва в работе СП и систематических сбоев и пропусков в работе стационарных арктических станций. Даже после возобновления деятельности дрейфующих станций имеющих данных наблюдений в период дрейфа СП-35 и СП-36 в 2007–2009 гг. недостаточно для корректного восстановления годовых сумм Q . Тем не менее на рис. 5 показаны значения годовых сумм СССР за первую декаду XXI в. для нескольких работающих ныне арктических стационарных станций (о-ва Визе, Диксон, Голомянный, м. Челюскина, о. Врангеля

и Уэлен). Приведенные значения годовых сумм суммарной радиации практически не нарушают картины межгодовой изменчивости ССР предыдущего исследуемого периода наблюдений (1954–1991 гг.). Только на о. Диксон в 2008–2010 гг. отмечено существенное падение суммарной радиации, в причинах которого следует разбираться дополнительно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа носит в основном методический характер и является продолжением и развитием исследований, начатых в [Русина, Генихович, 2010] и касающихся вопроса о корректном сопоставлении результатов измерений различных атмосферных характеристик, полученных на движущихся платформах. Рекомендованный для этого подход основан на расчете и анализе относительных аномалий этих характеристик. Он позволяет исключить естественные годовой ход и систематическую компоненту пространственной изменчивости анализируемых переменных и сравнить данные наблюдений, полученные на ДП в разное время и в различных точках пространства. При этом имеется возможность выделить два режима, в одном из которых указанные характеристики оказываются близкими к норме, а во втором наблюдаются их возможные существенные аномалии.

С помощью такого подхода были проанализированы и сопоставлены результаты многолетних наблюдений за ОСО на дрейфующих станциях СП-32 и СП-33 (2003–2005 гг.) и в периоды десяти рейсов НЭС «Академик Федоров» в Антарктиду и Арктику (2004–2010 гг.), а также результаты измерений месячных сумм суммарной солнечной радиации на дрейфующих станциях СП-3–СП-31 (1954–1991 гг.) и СП-35, СП-36 (2007–2009 гг.).

При исследовании временной изменчивости относительных аномалий ОСО над акваториями Атлантического и Южного океанов, а также над Арктическим бассейном в 2003–2010 гг. относительные аномалии средних дневных значений ОСО в большинстве случаев укладывались в интервал $K_{\text{ср}} \pm \sigma$, т.е. значимым образом не отличались от «норм» ОСО, характерных для рассматриваемого широтного пояса и соответствующего времени года. Для выяснения причин существенных отклонений от нормы, возможно связанных с особенностями пространственного распределения ОСО в конкретный год, необходимы дополнительные исследования.

Анализ многолетней изменчивости восстановленных годовых сумм суммарной радиации в Арктическом бассейне по данным измерений на дрейфующих станциях в 1954–1991 гг. не выявил систематического долгопериодного тренда Q . Это свидетельствует об относительной устойчивости поступления суммарной солнечной радиации в Арктике в целом, поскольку и по данным стационарных арктических береговых и островных станций в большинстве случаев систематический тренд суммарной радиации также отсутствовал. Исключение составила одна восточная станция – м. Шмидта.

Сравнение восстановленных значений годового прихода солнечной радиации Q на дрейфующих станциях и на стационарных арктических станциях за один и тот же период наблюдений показало, что эти значения полностью сопоставимы между собой и могут быть использованы для оценки многолетних изменений поступления суммарной радиации в Арктике. Результаты наблюдений за ССР, проводимые на стационарных арктических станциях в первом десятилетии XXI в., не опровергают данное утверждение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 413 с.
2. Гаврилова М.К. Радиационный климат Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 226 с.
3. Дроздов О.А. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 568 с.

4. Звягинцев В.М. и др. Содержание озона на территории Российской Федерации в 2008 г. // Метеорология и гидрология. 2009. № 3. С. 102–110.
5. Кэган Р.Л. Осреднение метеорологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 204 с.
6. Маршунова М.С., Мишин А.А. Справочник по радиационному режиму Арктического бассейна (дрейфующие станции). СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 48 с.
7. Пугачев В.С. Теория вероятности и математическая статистика. М.: Наука, 1979. 495 с.
8. Радионов В.Ф., Русина Е.Н. Результаты измерения общего содержания озона в Центральном арктическом бассейне // Известия РАН. ФАО. 2006. Т. 42. № 5. С. 716–720.
9. Радионов В.Ф., Русина Е.Н., Сибир Е.Е. Специфика многолетней изменчивости суммарной солнечной радиации и характеристик прозрачности атмосферы в полярных областях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 131–136.
10. Радионов В.Ф., Русина Е.Н., Сибир Е.Е., Шаламянский А.М. Особенности общего содержания озона в северной и южной полярных областях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 77. С. 64–72.
11. Радионов В.Ф., Сибир Е.Е. Особенности временной изменчивости общего содержания озона на российских антарктических станциях // Метеорология и гидрология. 2000. № 3. С. 100–103.
12. Русина Е.Н., Генрихович Е.Л. Метод анализа данных об общем содержании озона при наблюдениях на движущихся платформах // Труды ГГО. 2010. Вып. 562. С. 61–75.
13. Сибир Е.Е. Общее содержание озона в Антарктиде в 2006–2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 152–154.
14. Сыроваткина О.А., Кароль И.Л., Шаламянский А.М., Клягина Л.П. Межгодовые особенности формирования полей общего содержания озона в высоких широтах Северного полушария в ноябре–марте 1998–2005 гг. // Метеорология и гидрология. 2008. № 2. С. 47–57.
15. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 292 с.
16. Черниговский Н.Т., Маршунова М.С. Климат Советской Арктики (радиационный режим). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 198 с.
17. Шаламянский А.М., Кароль И.Л., Клягина Л.П., Ромашкина К.И. Общее содержание озона над территорией Российской Федерации и прилегающих стран по 30-летним измерениям наземных станций // Метеорология и гидрология. 2004. № 8. С. 24–35.
18. Christensen T., Knudsen B.M., Streibel M., Andersen S.B., Benesova A., Braathen G., Claude H., Davies J., De Backer H., Dier H., Dorokhov V., Gerding M., Gil M., Henchoz B., Kelder H., Kivi R., Kyrö E., Litynska Z., Moore D., Peters G., Skrivankova P., Stübi R., Turunen T., Vaughan G., Viatte P., Vik A.F., Von der Gathen P., Zaitcev I. Vortex-averaged Arctic ozone depletion in the winter 2002/2003 // Atmos. Chem. Phys. 2005. Vol. 5. P. 131–138.
19. Goutail F., Pommereau J.-P., Lefèvre F., Van Roozendaal M., Andersen S.B., Kåstad Høiskar B.-A., Dorokhov V., Kyr E., Chipperfield M.P., Feng W. Early unusual ozone loss during the Arctic winter 2002/2003 compared to other winters // Atmos. Chem. Phys. 2005. Vol. 5. P. 665–677.
20. Manney, G. L. et al. Variability of ozone loss during Arctic winter (1991 to 2000) estimated from UARS Microwave Limb Sounder measurements. // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. P. 4149–4163. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002634> (2003).
21. Manney G.L., Santee M.L., Rex M., Livesey Nathaniel J., Pitts M.C., Veefkind P., Nash E.R., Wohltmann I., Lehmann R., Froidevaux L., Poole L.R., Schoeberl M.R., Haffner D.P., Davies J., Dorokhov V., Gernandt H., Johnson B., Kivi R., Kyrö E., Larsen N., Levelt P.F., Makshtas A., McElroy C.T., Nakajima H., Parrondo M.C., Tarasick D.W., Von der Gathen P., Walker K.A., Zinoviev N.S. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 // Nature. 2011. doi:10.1038/nature10556.3d.
22. Marshunova, M.S. The Solar Radiation Regime of the Arctic // Arctic Climatology Project, Environmental Working Group Arctic Meteorology and Climate Atlas /Edited by F.Fetterer and V.Radionov. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. 2000. CD-ROM.
23. Murphy A.H., Katz R.W. (ed.). Probability, Statistics, and Decision Making in the Atmospheric Sciences. Boulder.: Westview Press, 1985. 545 p.
24. Newman P.A., Gleason J.F., McPeters R.D., Stolarski R.S. Anomalous low ozone over Arctic // Geophys. Res. Lett. 1997. Vol. 24. P. 2689–2692.

25. Ogunjobi K.O. Temporal and spatial patterns of interannual variability of total column ozone in Africa from ground-based observations // Research Journal of Applied Sciences. 2007. Vol. 2 (66). P. 666–672.
26. Rex M. et al. Prolonged stratospheric ozone loss in the 1995–96 Arctic winter // Nature. 1997. Vol. 389. P. 835–838.
27. Stolarski R.S., McPeters R.D., Newman P.A. The ozone hole of 2002 as measured by TOMS // J. Atmos. Sci. 2005. Vol. 62 (3). P. 716–720.

E.N.RUSINA, V.F.RADIONOV, E.E.SIBIR

ON THE POSSIBILITY OF THE ANALYSIS OF THE DATA OF OBSERVATIONS OF THE TOTAL OZONE AND TOTAL SOLAR RADIATION ON MOVING PLATFORMS

A question of possibility of the correct joint analysis and inter-comparison of data of long-term observations of varying in space and time characteristics of the state of the atmosphere, measured on the different moving platforms (MP) including drifting stations and research vessels (RV), is considered in this paper. For the moving platforms, such variability results in the statistical inhomogeneity of the data series of measurements, carried out at each of MP; it complicates the joint analysis of data collected at different MP. The transformation of variables, which results in obtaining the homogeneous data series for individual MP and their totality, was applied in [Русина, Генухович, 2010] to data of the total ozone (TO) measurements. The technique in use allows for excluding influence of the natural annual variations and of the systematic component of the spatial inhomogeneity from the analyzed data and for correct comparing of observational data obtained in different time periods and different regions of the Earth. Resulting data could be separated into two regimes, the first one corresponding to «normal situations» and the second one – to possible «significant anomalies».

The purpose of this work is the confirmation of the expediency and effectiveness of this approach as for TO (with use of materials of additional observations of total ozone on the RV «Akademik Fedorov» in 2008–2010), as well as for the total solar radiation (in the analysis and comparison of the monthly sums of total radiation on drifting stations, working in the Arctic basin in 1954–1991 and 2007–2009.).

Keywords: moving platforms, research vessels, drifting stations, relative anomalies, total ozone, monthly sums of total solar radiation.

МЕТОДИКА КОНТРОЛЯ И РЕДАКЦИИ МНОГОЛЕТНИХ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ УРОВНЯ МОРЯ

д-р геогр. наук Г.Н.ВОЙНОВ

ФГБУ «Государственный океанографический институт», Санкт-Петербургское отделение,
Санкт-Петербург, voynovn@mail.ru

Изложены основные принципы контроля и редакции многолетних ежечасных наблюдений за уровнем моря. Основу новой методики составляет новая версия гармонического анализа морских приливов по методу наименьших квадратов. Отмечена эффективность метода при оценке качества материалов наблюдений за уровнем моря и приведении временных рядов в базах данных к однородным массивам.

Ключевые слова: Приливы, наблюдения за уровнем моря, гармонический анализ, обработка и редакция наблюдений.

ВВЕДЕНИЕ

В 1990-е гг. в ААНИИ был разработан новый методический подход к обработке и анализу морских приливов [Войнов, 2003а; Войнов, 1999]. В дальнейшем были опубликованы версии метода для анализа нерегулярных наблюдений [Войнов, 2004], анализа аномальных мелководных приливов [Войнов, 2007], анализа срочных наблюдений [Войнов, 2009]. В работе [Войнов, 2003б] дано теоретическое описание с алгоритмом обработки метода редакции выбросов на основе представления временного ряда тригонометрическим полиномом по методу наименьших квадратов (МНК). Этот метод позволяет обнаруживать случайные ошибки (выбросы) и производить интерполяцию этих ошибок. Метод может применяться для данных наблюдений за уровнем моря с различным режимом прилива.

В настоящей работе расширенный гармонический анализ морских приливов по методу наименьших квадратов производится по новой методике с включением волн, описывающих сезонную изменчивость основных и мелководных волн. Принципиальное отличие новой версии расширенного гармонического анализа морских приливов состоит в адекватном наблюдениям описании сезонной изменчивости приливных колебаний уровня моря для районов с сильно выраженным или аномальным ходом констант волн в годовом цикле [Войнов, 2011].

КОНТРОЛЬ И РЕДАКЦИЯ ЕЖЕЧАСНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЕМ МОРЯ

Для первичного контроля данных и их редакции производится поиск выбросов и замена их значений на интерполяционную оценку оператора. Но в тех крайне редких случаях, когда выбросы следуют друг за другом с интервалом менее 3 часов, метод не позволяет сразу правильно распознать такие ситуации. Поэтому необходим или повторный контроль ряда, или, что предпочтительнее, контроль выбросов по остаточной кривой.

Анализ остаточной кривой необходим и потому, что только способа контроля выбросов недостаточно для обнаружения многих других скрытых ошибок и брака. К ним относятся различные сбои в работе измерительного устройства, ошибки измерения времени вследствие неверного хода часов, а также вносимые при неправиль-

ной привязке времени при обработке мареограмм, ошибки при нивелировке нуля поста, длительные сбои в работе уровня поста вследствие засорения колодца футштока и просто фальсификация измерений, когда ложные мареограммы искусно рисовались от руки по срочным наблюдениям.

Способ проверки качества наблюдений по остаточной кривой не является новым и давно применяется в гармоническом анализе приливов. Этот способ использовался в работах [Топорков, 1959; Crawford, 1995; Lennon, 1965]. В последней работе процедура анализа остаточной кривой была ориентирована на применение ЭВМ и приспособлена для систематической обработки и анализа данных наблюдений за уровнем моря на сети уровенных постов.

Реализация всех возможностей контроля данных наблюдений с помощью гармонического анализа и последующего анализа остаточной кривой осуществлялась ранее не в полной мере из-за большого вычислительного процесса. Только с появлением мощных персональных компьютеров и разработкой нами соответствующего программного обеспечения стало возможным полностью раскрыть возможности этого способа. Существенное отличие используемой нами процедуры контроля данных заключается в применении суперрасширенного гармонического анализа, позволяющего практически с абсолютной точностью описать кривую прилива и получить детальную остаточную кривую. Поясним это подробнее.

При гармоническом анализе по МНК месячных серий наблюдений за уровнем моря можно вычислить прямо около 26 значений гармонических постоянных волн. По теоретическим соотношениям можно расширить этот список на 9 дополнительных волн [Спидченко, 1978]. Напомним, что по методу Дарвина ранее получали из таких серий гармонические постоянные 8 основных волн прилива, и поэтому остаточная кривая из месячных серий, полученная на основе этих волн, содержала большой приливной остаток. К тому же долгопериодный прилив не выделяется по месячным сериям наблюдений.

При гармоническом анализе годовых ежечасных серий современная техника анализа позволяет получить до 170 гармонических постоянных волн в спектре от долгопериодного класса по 1/12-суточный мелководный класс. В арктических морях (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) мелководные волны 1/7–1/12-суточных классов малы по величине (за исключением единичных акваторий) и не имеют значимого влияния в приливных колебаниях уровня. Поэтому эти волны можно не включать в гармонический анализ годовых серий. Однако для описания кривой прилива в Баренцевом и Белом морях и некоторых акваторий арктических морей с большой величиной мелководного прилива (Обская губа, бухта Нордвик) требуется использовать до 225 волн прилива [Войнов, 2011].

В дополнение к известным опубликованным спискам волн для гармонического анализа приливов [Руководство, 1994; Doodson, 1928; Foreman, 1977; Rossiter, Lennon, 1968] при производстве расширенного гармонического анализа по МНК многолетних рядов наблюдений нами предложен список новых сложных волн, позволяющий строго учитывать сезонную изменчивость основных волн приливов [Войнов, 2003а]. В табл. 1 даны сведения о параметрах новых волн, описывающих сезонный ход величины прилива.

Таким образом, 5 основных суточных и полусуточных волн — M_2 , S_2 , N_2 , K_1 и O_1 , обычно используемых в качестве средних месячных величин констант волн, не являются волнами в чистом виде, а на самом деле представляют группы волн и включают в себе дополнительно 23 второстепенные волны (см. табл. 1).

В районах с большой величиной прилива, как правило, развиваются нелинейные взаимодействия основных волн, приводящие к развитию аномальных мелководных приливов. В [Войнов, 2007] впервые в мировой практике обнаружена

Таблица 1

Параметры второстепенных волн, модулирующих основные суточные и полусуточные волны при анализе кратковременных серий наблюдений

Волна	Числа Дудсона							Частота, град/час	Период отделения от основной волны, сут.
	τ	S	h	P	N'	p_1	Θ		
Группа волны M_2									
$MStA_2$	2	0	-3	0	0	1	0	28,8609002	121,8
$OP_2 (MSK_2)$	2	0	-2	0	0	0	180 (0)	28,9019669	182,6
$\gamma_2 (2N_{u_2})$	2	0	-2	2	0	0	180 (0)	28,9112505	205,6
$MTS_2 (H_1)$	2	0	-1	0	0	1	0 (180)	28,9430375	365,3
$\dot{M}_2$	2	0	0	0	0	0	0	28,9841042	—
$MST_2 (H_2)$	2	0	1	0	0	-1	0	29,0251708	365,3
MKS_2	2	0	2	0	0	0	0	29,0662414	182,6
$MSta_2$	2	0	3	0	0	-1	0	29,1073081	121,8
Группа волны S_2									
$T_2 (2SR_2)$	2	2	-3	0	0	1	0 (180)	29,9589333	365,3
S_2	2	2	-2	0	0	0	0	30,0000000	—
$R_2 (2ST_2)$	2	2	-1	0	0	-1	180 (0)	30,0410666	365,3
K_2	2	2	0	0	0	0	0	30,0821372	182,6
Группа волны N_2									
NA_2	2	-1	-1	1	0	1	0	28,3986628	365,3
N_2	2	-1	0	1	0	0	0	28,4397294	—
Na_2	2	-1	1	1	0	-1	0	28,4807961	365,3
v_2	2	-1	2	-1	0	0	0	28,5125831	205,9
Группа волны K_1									
$\pi_1 (TK_1)$	1	1	-3	0	0	1	270	14,9178646	121,8
P_1	1	1	-2	0	0	0	270	14,9589313	182,6
$S_1 (TP_1)$	1	1	-1	0	0	1	90	15,0000019	365,3
K_1	1	1	0	0	0	0	90	15,0410686	—
$\phi_1 (RP_1)$	1	1	1	0	0	-1	90 (270)	15,0821353	365,3
$\psi_1 (KP_1)$	1	1	2	0	0	0	90	15,1232059	182,6
$KSta_1$	1	1	3	0	0	-1	90	15,1642726	121,8
Группа волны O_1									
$M\psi_1$	1	-1	-1	0	0	1	270	13,9019688	365,3
O_1	1	-1	0	0	0	0	270	13,9430355	—
MS_1	1	-1	1	0	0	-1	270	13,9841022	365,3
$MP_1 (\tau_1)$	1	-1	2	0	0	0	90	14,0251728	182,6
$Osta_1$	1	-1	3	0	0	-1	270	14,0662395	121,8

Примечание. Под числами Дудсона (Картрайта) подразумеваются следующие шесть независимых переменных: τ — средние лунные сутки, s — средняя долгота Луны, h — средняя долгота Солнца, p — средняя долгота перигея Луны, N' — отрицательная долгота восходящего узла Луны N , p_1 — средняя долгота перигелия Солнца, Θ — постоянная для приведения аргументов (углов) волн к функции $\cos$.

сезонная изменчивость основных мелководных волн прилива — M_4 , MS_4 , MN_4 , M_6 , $2MS_6$, $2MN_6$. Предложены новые неизвестные ранее мелководные сложные волны, введение которых в анализ и прогноз приливов позволяет описывать сезонный ход мелководных волн. Они даны в табл. 2. В этой таблице в группах волн даны и ранее применявшиеся известные мелководные волны, но они не описывали сезонного хода основных мелководных волн.

Расширенный гармонический анализ морских приливов производится по новой методике с включением волн, описывающих сезонную изменчивость основных и мелководных волн. Принципиальное отличие новой версии расширенного

Таблица 2

Параметры дополнительных мелководных волн, модулирующих основные волны в группах при анализе месячных серий наблюдений

Волна	Комбинация основных волн	Угловая скорость, град/ч	Период отделения от основной волны, сут.
Группа волны MN_4			
$MSNK_4$	$M_2 + S_2 + N_2 - K_2$	57,3416964	182,6
* $MSNR_4$	$M_2 + S_2 + N_2 - R_2$	57,3827670	365,2
* $MNKR_4$	$M_2 + N_2 + K_2 - R_2$	57,4649043	365,2
Mv_4	$M_2 + v_2$	57,4966873	205,9
Группа волны M_4			
* $2MTK_4$	$M_2 + M_2 + T_2 - K_2$	57,8450044	121,7
$2MSK_4$	$M_2 + M_2 + S_2 - K_2$	57,8860711	182,6
* $2MTS_4$	$M_2 + M_2 + T_2 - S_2$	57,9271417	365,2
* $2MST_4$	$M_2 + M_2 + S_2 - T_2$	58,0092751	365,2
$2MKS_4$	$M_2 + M_2 + K_2 - S_2$	58,0503457	182,6
* $2MKT_4$	$M_2 + M_2 + K_2 - T_2$	58,0914124	121,7
Группа волны MS_4			
* $2SMK_4$	$S_2 + S_2 + M_2 - K_2$	58,9019669	182,6
* MT_4	$M_2 + T_2$	58,9430375	365,2
* MR_4	$M_2 + R_2$	59,0251709	365,2
MK_4	$M_2 + K_2$	59,0662415	182,6
Группа волны $2MN_6$			
$2MSNK_6$	$M_2 + M_2 + S_2 + N_2 - K_2$	86,3258006	182,6
* $2MSNR_6$	$M_2 + M_2 + S_2 + N_2 - R_2$	86,3668712	365,2
* $2MSNT_6$	$M_2 + M_2 + S_2 + N_2 - T_2$	86,4490046	365,2
$2Mv_6$	$M_2 + M_2 + v_2$	86,4807915	205,9
$2MNKS_6$	$M_2 + M_2 + N_2 + K_2 - S_2$	86,4900752	182,6 (1615,7)
Группа волны M_6			
$3MSK_6$	$M_2 + M_2 + M_2 + S_2 - K_2$	86,8701753	182,6
* $3MTS_6$	$M_2 + M_2 + M_2 + T_2 - S_2$	86,9112459	365,2
* $3MRS_6$	$M_2 + M_2 + M_2 + R_2 - S_2$	86,9933793	365,2
$3MKS_6$	$M_2 + M_2 + M_2 + K_2 - S_2$	87,0344549	182,6
Группа волны $2MS_6$			
$2M2SK_6$	$M_2 + M_2 + S_2 + S_2 - K_2$	87,8860711	182,6
* $2MT_6$	$M_2 + M_2 + T_2$	87,9271417	365,2
* $2MR_6$	$M_2 + M_2 + R_2$	88,0092751	365,2
$2MK_6$	$M_2 + M_2 + K_2$	88,0503457	182,6

Примечание. * — новые сложные волны.

гармонического анализа морских приливов состоит в адекватном наблюдением описании сезонной изменчивости приливных колебаний уровня моря для районов с сильно выраженным или аномальным ходом констант волн в годовом цикле [Войнов, 2011]. Это достигается за счет включения ряда новых сложных волн, модулирующих основные волны прилива M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 в годовом цикле, а также для районов аномальных мелководных приливов и основных мелководных волн M_4 , MS_4 , MN_4 , M_6 , $2MS_6$, $2MN_6$. Список волн этой модели морских приливов достигает 225 составляющих (для реализаций с периодом 1 год и более), что не имеет аналога в мировой практике анализа морских приливов по наблюдениям.

Важным звеном новой методологии, которая была разработана независимо от метода, изложенного в [Crawford, 1995; Ponchaut et al., 2001], но совпадает с ним в основных этапах (кроме описания сезонного хода и некоторых деталей анализа и редакции), являются контроль и редакция ежечасных и срочных наблюдений по остаточному ряду и скользящему гармоническому анализу.

Недостаточность расчета приливов по стандартным версиям МНК продемонстрирована в работе [Спидченко, Боренко, 1978] на примере предвычисления прилива по набору из 60 волн для Архангельска, полученных из анализа годовой ежечасной серии. Этот стандартный набор волн не позволяет описывать сезонный ход прилива и эффективен только там, где нет сезонной изменчивости прилива. В работе [Спидченко, Боренко, 1978], к сожалению, не указано, по годовой или месячной серии проведен расчет ошибок предвычисленного уровня. По данным этой работы, ошибки в высотах полных и малых вод, превышающие 30 см, составили 32 %, а максимальная ошибка расчета уровня по высоте оказалась равной 80 см. Неучет сезонного хода констант прилива в большей степени проявился в расхождениях с наблюдениями моментов полных и малых вод. Так, ошибки времени моментов полных и малых вод в 46 % превышали 1 ч и в 4 % составляли 3–4 ч [Спидченко, Боренко, 1978]. Явление «манихи» (приостановка или падение прилива во время его роста на 13 ч) в стандартных предвычислениях не описывалось и не могло быть представлено по старому набору волн.

В работе [Войнов, 2007] проверена точность описания прилива по новой версии МНК с учетом среднего сезонного хода суточных, полусуточных и мелководных волн на независимом годовом ежечасном ряде в Архангельске и Кандалакше. По годовому предвычисленному ряду в Архангельске ошибки в величинах высот полных и малых вод, превышающие ± 30 см, составили 13,7 %, но максимальная ошибка расчета оказалась равной 90 см. В пределах интервала 30 мин находилось 95,9 % всех случаев расхождений в моментах полных и малых вод, а максимальное отклонение по времени достигло 78 мин. Явление «манихи» в расчете совпало с наблюдениями в 75,8 % случаев.

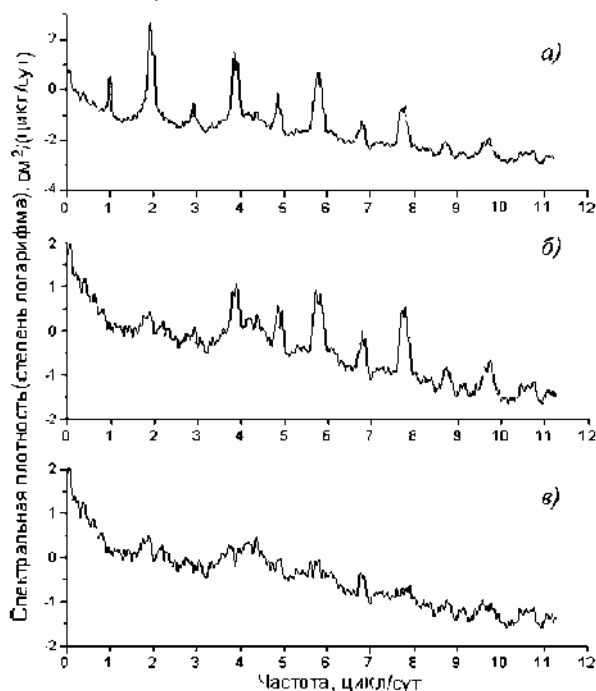


Рис. 1. Спектр годовой ежечасной серии в Кандалакше за 1977 (а), спектр остаточного ряда этой серии (наблюдения минус предвычисления) по обычной версии МНК (б), спектр остаточного ряда по новой версии МНК (в). Разрешение спектра 0,07 цикла в сутки. Число степеней свободы равно 20

На рис. 1 даны спектры временного ряда ежечасных наблюдений за уровнем моря в Кандалакше (Белое море) за 1977 г. и остаточных рядов, полученных по стандартной версии МНК (рис. 1б) и новой версии МНК (рис. 1в). В остаточном ряду, полученном по стандартной версии анализа, остаются пики энергии на частотах $1/4$ – $1/8$ суточных приливов. Рис. 1в демонстрирует высокую эффективность описания кривой прилива, что проявляется в практически полном исключении приливных пиков в остаточном ряду.

Феномен сезонного хода констант волны M_2 известен более полувека, но на практике в Таблицах приливов он (сезонный ход) не учитывается. Р. Коркан обнаружил это явление в Северном море в 1934 г. [Corkan, 1934], а Дж. Фьельстад (незаслуженно забытый) выявил в Восточно-Сибирском море в 1936 г. [Fjeldstad, 1936]. Отмеченный Корканом эффект устойчивости в межгодовом аспекте вида и характера сезонного хода волны в конкретном пункте позволяет его предвычислить. Однако имеется значительная доля плохой предсказуемости сезонного хода, связанной с его частичной зависимостью от ледовых и метеорологических условий и других факторов. То есть имеется индивидуальный сезонный ход величины прилива в конкретном году в данном пункте, зависящий от многих факторов. Изучение этой связи с целью *возможности предсказания сезонного хода основных волн приливов* является, с нашей точки зрения, ключевой проблемой точности прогноза приливов.

Согласно закону математической статистики в случае нормального распределения оценок гармонических постоянных (амплитуды и угла положения) дисперсия их ошибок будет обратно пропорциональна продолжительности измерений. Дисперсия ошибок в гармонических постоянных, выведенных из анализа серии длительностью N_1 суток, будет в N_2/N_1 раз отличаться от дисперсии ошибок из анализов серий длительностью N_2 суток. Поэтому точность определения волн из годовых серий значительно выше, чем таковая из месячных серий, и в остаточной кривой приливной остаток практически исключается.

При анализе многолетних серий наблюдений за уровнем моря выделяется тонкая структура прилива, составляющая основу нодальной коррекции. На практике она рассчитывается по теоретическим соотношениям разложения потенциала и применяется для анализа месячных и годовых серий. Дисперсия ошибок значений гармонических постоянных, выделенных из 19-летнего ряда, по теоретической оценке должна быть в 19 раз меньше дисперсии ошибок аналогичных значений, полученных из годовых серий. Поэтому остаточная кривая после такого анализа позволяет исследовать детальную структуру временного ряда.

Общий ход остаточных кривых и проявление кратковременных изменений уровня, полученных на основе результатов анализа месячного, годового и 19-летнего ряда наблюдений, могут существенно различаться между собой. Поэтому непериодическую компоненту ряда (остаточная кривая) при исследованиях неприливных колебаний уровня по возможности надо получать по результатам гармонического анализа многолетних рядов.

Контроль многолетних рядов ежечасных наблюдений за уровнем моря по используемому нами универсальному способу протекает на трех уровнях следующим образом.

1-й уровень – текущий контроль месячных серий наблюдений. На этом этапе выполняется гармонический анализ прилива для месячных серий в течение годового цикла. Для выявления и идентификации ошибок (помимо выбросов, устраненных ранее по предложенному выше методу) применяется визуальный графический контроль остаточного и, при необходимости, наблюденного и предвычисленного рядов уровня. Все идентифицированные случаи ошибок и сомнительные участки кривой оставляются в файлах наблюдений без изменений. Выбросы в наблюдениях, оставшиеся после первичного контроля, повторно редактируются. Пропуски

заполняются в первом приближении на предвычисленные значения. Создается *итоговая таблица со сведениями о константах (амплитудах и фазах) основных волн прилива по месяцам и годам.*

2-й уровень — текущий контроль годовых серий наблюдений. Здесь производится гармонический анализ годовых серий наблюдений. Далее по визуальному контролю остаточной кривой повторно проверяются все отмеченные на 1-м уровне контроля идентифицированные и сомнительные случаи ошибок и брака. На этом этапе хорошо идентифицированные случаи ошибок исправляются на предвычисленные значения, а сомнительные случаи оставляются для контроля на 3-м уровне. Пропуски повторно заполняются во втором приближении на предвычисленные значения со склейкой краевых значений. При этом для исправления брака и пропусков длительностью до нескольких суток склейка краевых значений осуществляется с помощью интерполяции по первым разностям между наблюдаемыми и предвычисленными значениями на концевых участках. Эти интерполированные первые разности значений прибавляются к предвычисленным величинам. Такая операция позволяет сохранить общий ход непериодической компоненты ряда в остаточной кривой. При браке и пропусках большей длительности склейка производится только на краевых участках, а внутри участка осуществляется простая замена на предвычисленные значения.

Отметим, что идентификация ошибок и брака зависит почти исключительно от точности и достоверности расчета остаточного ряда. В свою очередь качество остаточного ряда зависит от того, как сформирован предвычисленный ряд. В модель прилива для его расчета входит максимальное количество средних констант значимых волн, полученных за весь период наблюдений [Войнов, 2011]. Понятно, что оценки волн прилива (гармонические постоянные) тем надежнее, чем за более длительный период ряда они получены. Но было бы неверно применять их для расчета остаточного ряда в конкретном году. И вот почему. Сезонный ход полусуточных и суточных волн в конкретном году в данном пункте имеет индивидуальный характер, зависящий от многих факторов, и может сильно отличаться от среднего сезонного хода, описываемого средними константами волн. Да и сами основные волны имеют межгодовую изменчивость.

Поэтому в модель прилива для предвычисления на год включаются не все оценки средних констант за весь период анализа. Остаточный ряд здесь рассчитывается по расширенному списку гармонических постоянных прилива, но с учетом индивидуального сезонного хода волн прилива M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 в конкретном году. То есть константы этих волн и второстепенных волн, описывающих их сезонный ход, берутся по оценкам констант за текущий год. При этом также задается *индивидуальный сезонный ход уровня, формируемый волнами Sa , Ssa , Sta .* Для всех остальных волн используются средние многолетние константы. Это означает, что на каждую годовую серию для предвычисления формируется индивидуальный смешанный список констант прилива.

Если в месячных сериях были произведены исправления ошибок и повторные замены пропусков на предвычисленные значения, то выполняется новый гармонический анализ. Также после всех исправлений заново производится анализ годовых серий наблюдений. *Создается исправленная итоговая таблица с константами основных волн прилива по всем годам.*

3-й уровень — текущий контроль многолетних серий наблюдений. Это последний этап контроля данных. Гармонический анализ прилива идет за весь имеющийся в пункте период наблюдений с включением в решение системы нормальных уравнений гармоник, разрешаемых исходя из длительности общего периода. Визуальный просмотр остаточной кривой выявляет ошибки и брак любого происхождения, оставленные в качестве сомнительных на 2-м уровне контроля.

Производится очередная замена в пропусках длительностью более 10–15 суток на новые предвычисленные значения. В тех годовых сериях, где продолжительность пропусков превышала 10–15 суток, гармонический анализ выполняется еще раз. Если число ежечасных исправленных значений на этом этапе в сумме превышает месячную серию, то общий гармонический анализ производится повторно.

В строгом подходе все сомнительные участки и пропуски следует не заменять на предвычисления, а считать их как пропуски и провести гармонический анализ по версии МНК для данных с пропусками [Войнов, 2004], но тогда затруднительно использовать фильтрацию рядов. Замена плохих наблюдений даже в Амдерме, где она достигает 10,9 % ряда (с пропусками), не сказывается на полученных результатах. Здесь результаты тонкого анализа за период 1962–1981 гг. по версии с пропусками практически совпадают с полученными ранее за период 1962–1980 гг. [Войнов, 2011].

В редких случаях при интерпретации сомнительных данных применяется визуальный контроль синхронных остаточных рядов на 2–3-х близлежащих станциях.

СРЕДНИЙ СЕЗОННЫЙ ХОД КОНСТАНТ ОСНОВНЫХ ВОЛН ПРИЛИВА НА ИССЛЕДУЕМОМ ПУНКТЕ КАК СРЕДСТВО КОНТРОЛЯ КАЧЕСТВА НАБЛЮДЕНИЙ

Как показывает практика анализа, в каждом пункте сезонный ход величины прилива и ее основных волн наряду с общими тенденциями имеет индивидуальные особенности [Войнов, 2011]. По этой причине следует использовать данную особенность для оценки качества отдельных месячных серий наблюдений за уровнем моря. Наиболее важное значение подобная оценка приобретает при анализе срочных данных [Войнов, 2009].

В целях сохранения всех редакций исходных файлов мы создавали двойной набор данных: исходных неисправленных и исправленных отредактированных с отдельной распечаткой внесенных исправлений. Наша практика контроля и редакции многолетних рядов наблюдений за уровнем моря на полярных станциях показала, что применявшийся ранее в АНИИ технический визуальный контроль наблюдений, а также и приемы машинного контроля на ЭВМ, разработанные во ВНИИГМИ-МЦД, оказались неэффективными. По существу, прежние способы контроля выявляли только большие по величине выбросы, иногда сбои нивелировок или очевидный брак в наблюдениях, когда уровенный пост «замерзал» и терял сообщение с морем. Все остальные многочисленные случаи брака в работе измерительного устройства, в нарушении нормального функционирования уровенного поста и брака в работе наблюдателей прошли незамеченными. В силу невозможности описания здесь всех типов выявленных ошибок, мы приведем в сводном виде наиболее распространенные. Эти типичные случаи в смоделированном виде представлены на рис. 2. Здесь не показаны наиболее серьезные случаи длительных нарушений работы уровенного поста вследствие засорения колодца, которые идентифицируются в основном по результатам гармонического анализа, а также всевозможные нарушения в работе измерительных устройств, в особенности в зимний период, которые требуют отдельного описания.

Конечно, не существует абсолютных методов контроля и встречаются, но редко случаи расхождений в остаточной кривой, не поддающиеся полной идентификации. Они могут быть вызваны нелинейным взаимодействием прилива и метеорологического нагона или зыби, которые не описываются линейной моделью гармонического анализа приливов. Все такие сомнительные расхождения между наблюдениями и предвычисленным приливом оставались без изменений.

Опыт применения метода показал, что при наличии многолетних наблюдений и величине прилива более 10–20 см с его помощью выявляются не только случайные ошибки в данных, но и практически любые длительные сбои в функционировании уровенного поста и просто брак в работе наблюдателей.

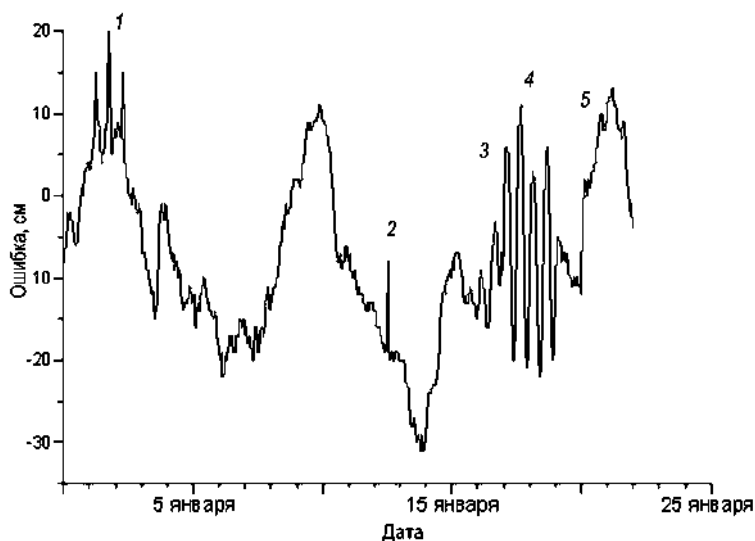


Рис. 2. Типичные случаи ошибок в ежедневных наблюдениях за уровнем моря, идентифицируемые по остаточной кривой: 1 — ложная мареограмма, полученная по срочным измерениям; 2 — выброс (просчет при заполнении таблицы данных); 3 — ошибка времени контрольных часов в 15 мин; 4 — ошибка времени в 1 ч при обработке мареограммы (неверное определение пояса наблюдений); 5 — ошибка при нивелировке поста

Во всех имеющихся к настоящему времени базах данных наблюдений за уровнем моря ВНИИГМИ-МЦД, территориальных УГМС имеется крайне серьезный недостаток. Эти базы не соответствуют их названию, а представляют собой лишь архивы файлов данных. Временные ряды наблюдений в них не приведены к единому времени и одному нулю поста. Также, как указывалось выше, отсутствует реальная оценка качества данных.

В качестве примера в табл. 3 даны сведения о качестве наблюдений за уровнем моря на некоторых станциях Баренцева и Карского морей при применении к ним изложенной выше методики. На всех станциях в табл. 3 многолетние ежедневные ряды за исследуемый период приведены к одному времени и единому нулю поста и являются однородными массивами. В этих рядах выявлены и заменены сомни-

Таблица 3

Сведения о качестве наблюдений за уровнем моря в пунктах Баренцева и Карского морей

Пункт	Широта, северная	Долгота, восточная	Период анализа, годы	Число лет	Число пропусков, сут	Число замен, сут	Общее число пропусков и замен (сут) в длине ряда
Полярное	69°12'	33°30'	1967–1992	26	0	94	94 (0,99 %)
Териберка	69°12'	35°06'	1953–1982	30	55	652	707 (6,4 %)
Обсерватория им. Кренкеля (о. Хейса)	80°37'	58°03'	1974–1991	18	22+366 (нет 1988)	30	418 (6,4 %)
Амдерма (Карское море)	69°48'	61°42'	1962–1981	20	360	637	797 (10,9 %)

тельные значения и восстановлены пропуски. В дальнейшем эти временные ряды были использованы для выполнения проекта РФФИ [Войнов, 2011].

Недавно при калибровке численной модели расчета наводнений Невской губы и использовании базы данных по уровню моря возникла неясность при расчетах градиентов уровня между станциями Кронштадт–Горный, Кронштадт–Выборг, Шепелево–Горный и т. д. Градиенты указывали на появление некоего нового неизвестного научного феномена в природном явлении с 1993 г.

Проверка временных рядов уровня с помощью гармонического анализа показала, что ряды в Кронштадте, Выборге и Шепелево были «склеены» с разным временем наблюдений. В период с 1977 по 1992 г. время наблюдений было по 3 поясу (московскому декретному времени), а с 1993 г. ряды уровня имели время по 0 поясу (всемирное время). Понятно, что при любой научной работе с такими неоднородными рядами вместо исследования реальности можно делать «научные» открытия.

Приведенные случаи показывают эффективность предложенного нами метода контроля и редакции наблюдений за уровнем моря не только для объективной оценки их качества, но и возможности редакции исходных данных с целью приведения наблюдений к однородным рядам для получения полноценной информации для последующих исследований приливных и непериодических колебаний во всем спектре этих процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Войнов Г.Н.* Аномальные суточные приливы третьей степени в Баренцевом и Карском морях // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438. № 2. С. 271–274.
2. *Войнов Г.Н.* Приливные явления и методология их исследований в шельфовой зоне арктических морей (на примере Карского и северо-восточной части Баренцева морей): Автореф. дисс. ... д-ра геогр. наук. РГМУ. СПб., 2003. 45 с.
3. *Войнов Г.Н.* Метод аппроксимации и интерполяции временных рядов ежечасных наблюдений за уровнем моря // Зап. по гидрографии. 2003. № 257. С. 59–65.
4. *Войнов Г.Н.* Приливные явления в Карском море. СПб.: Изд-во Русского географического общества. 1999. 109 с.
5. *Войнов Г.Н.* О новой интерпретации сезонной изменчивости приливов арктических морей России // Метеорология и гидрология. 2003. № 9. С. 59–70.
6. *Войнов Г.Н.* О гармоническом анализе приливов по нерегулярным многолетним наблюдениям за уровнем моря и течениями // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 172–178.
7. *Войнов Г.Н.* О сезонной изменчивости гармонических постоянных 1/4-суточных и 1/6-суточных волн приливов в Баренцевом и Белом морях // Метеорология и гидрология. 2007. № 4. С. 55–68.
8. *Войнов Г.Н.* Гармонический анализ морских приливов по срочным наблюдениям за уровнем моря // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 79–91.
9. *Войнов Г.Н.* Гармонический анализ морских приливов с описанием сезонной изменчивости основных суточных, полусуточных и мелководных волн // Труды ГОИН. 2011. Вып. 213. С. 169–178.
10. Руководство по морским гидрологическим прогнозам. СПб.: Гидрометеониздат. 1994. 525 с.
11. *Спидченко А.Н., Боренко Н.Н.* Некоторые данные о расчете приливных колебаний уровня в мелководных районах // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1978. № 55. С. 71–76.
12. *Спидченко А.Н.* Анализ и предвычисление приливов: Обзор. Сер. Океанология. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1978. 43 с.
13. *Топорков Л.Г.* О предельной точности предвычисления приливо-отливных колебаний уровня моря // Проблемы Арктики. 1959. Вып. 6. С. 29–36.
14. *Corkan R.H.* An annual perturbation in the range of tide // Proceedings of the Royal Society of London. 1934. Vol. A144. № 853. P. 537–559.

15. *Crawford W.R.* A technique for quality control and selection of tidal harmonic constituents // Inter. Hydrogr. Rev. 1995. Vol. LXXII. № 2. P. 135–150.
16. *Doodson A.T.* The analysis of tidal observations // Phil. Trans. R. Soc. London. 1928. Vol. A227. P. 223–279.
17. *Fjeldstad J.E.* Results of tidal observations. The Norwegian north polar expedition with the «Maud» 1918–1925, Scientific results, 1936. Vol. IV, № 4. Bergen. Geofys. Inst. 88 p.
18. *Foreman M.G.G.* Manual of tidal heights analysis and prediction. // Pasific Marine Science Report 77–10. Inst. Ocean Sci., Sidney, B.C., Canada. 1977. 97 p. Reprinted, 1984.
19. *Lennon G.W.* The treatment of hourly elevations of the tide using an IBM 1620 // Inter. Hydrogr. Rev. 1965. Vol. XLII. № 2. P. 125–148.
20. *Ponchaut F., Lyard F., and Le Provost C.* An analysis of the tidal signal in the WOCE Sea level dataset // J. atmosph and oceanic technol. 2001. Vol. 18. P. 77–91.
21. *Rossiter J.R. and Lennon G.W.* An intensive analysis of shallow-water tides // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1968. Vol. 16. P. 275–293.

G.N.VOINOV

METHODS FOR QUALITY CONTROL AND REVISION THE MULTIYEAR TIME SERIES OF SEA LEVEL OBSERVATIONS

The basic principles of control and revision multiyear of hourly sea level data are presented. At the heart of a new method are a new version of harmonic analysis of sea tides. The performance of this method in the use for quality control of sea level data and setting time series by a uniform series is noted.

Keywords: Tides, sea level data, harmonic analysis, treatment and reduction of sea level data.

**ПЕРЕОПИСАНИЕ ТРЕХ ВИДОВ МНОГОКОЛЕНЧАТЫХ
(PUSNOGONIDA) РОДА AUSTROPALLENE ИЗ ЮЖНОГО ОКЕАНА
С ТАБЛИЦЕЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВСЕХ АНТАРКТИЧЕСКИХ
ВИДОВ РОДА**

А. Ф. ПУШКИН

Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, smiris@zin.ru, antarct@zin.ru

В статье дается переописание трех антарктических видов рода Austropallene, для которых приведены морфологические рисунки, отсутствовавшие при первоописании, приводится переописание вида A. cornigera, новые данные по распространению этих четырех видов и таблица для определения всех 10 видов рода Austropallene, известных ныне из вод Антарктики.

Ключевые слова: Pantopoda, Callipallenidae, Austropallene, многоколенчатые, систематика, морфология, Антарктика, Южный океан, биоразнообразие.

Эндемичный для Южного океана род многоколенчатых *Austropallene* Hodgson, 1914 (Сем. Callipallenidae) до настоящего времени включал 7 видов. Широко распространенный нотально-антарктический вид *A. cornigera* [Möbius, 1902], известный из морей Южного океана с глубин от 3 до 2000 м, по мнению многих исследователей (смотри синонимию к виду), чрезвычайно изменчив. Большой фактический материал из разных мест обитания представителей рода позволил ранее автору провести переописание и установить пределы изменчивости вида *A. cornigera*, а также выделить три новых для науки близкородственных вида *A. bucera* sp. nov., *A. spinicornis* sp. nov. и *A. tenuicornis* sp. nov. [Пушкин, 1992]. Однако, по независящим от автора причинам, при их описании не были опубликованы морфологические рисунки этих трех новых для науки видов, что вместе с дополнительными данными по их строению и новым местам обнаружения, по материалам российских антарктических экспедиций разных лет, позволило автору в данной работе привести детальные морфологические рисунки и подробные описания этих четырех видов и особенности их распространения в антарктических водах Южного океана.

Выяснено, что помимо ряда других признаков все эти четыре вида отличаются друг от друга разным строением клешни хелифоры. У *A. cornigera* на внутренней поверхности неподвижного пальца клешни всегда имеются два соприкасающихся между собой бугорка, у *A. bucera* — только один бугорок. У *A. spinicornis* помимо двух бугорков на неподвижном пальце проксимальнее их имеется бугорок на внутренней поверхности подвижного пальца клешни и соответствующая ему выемка в неподвижном. Два бугорка на внутренней поверхности неподвижного пальца клешни *A. tenuicornis* отделены друг от друга большим расстоянием, чем у *A. cornigera*, таким же как у *A. spinicornis*, но при этом *A. tenuicornis* от обоих видов, и *A. cornigera*, и *A. spinicornis*, отличается отсутствием бедренных желез ходных ног.

В настоящей работе, кроме описания трех новых видов, приводится переописание вида *A. cornigera* и таблица для определения всех 10 видов рода *Austropallene*, известных ныне из вод Антарктики. Описания всех видов снабжены оригинальными рисунками автора.

Голотипы новых видов и все изученные материалы отечественных антарктических экспедиций хранятся в коллекции Зоологического института РАН.

AUSTROPALLENE CORNIGERA (Möbius, 1902) (Рис. 1)

Pseudopallene cornigera Möbius, 1902: 186, taf. XXVII, fig. 14–20. — Hodgson, 1907: 7, pt. I, fig. 3. — Bouvier. 1911a: 1138; 1913: 97–98. — Arnaud, 1972b: 147.

Austropallene cornigera Hodgson, 1914: 144; 1927: 329, fig. 7. — Caiman, 1915c: 38. — Loman, 1923: 22. — Gordon, 1932a: 85, fig. 42–43; 1938: 15; 1944: 37. — Hedhpeth, 1950: 151. — Stock, 1965: 2. — *Austropallene cornigera* [Möbius, 1902] Пушкин, 1993: 216–220 (рис. 193 — карта мест находений, рис. 194 — морфология).

Cordylochele turqueti Bouvier, 1905: 297; 1906a: 18; 1906b: 33–39, fig. 7–18.

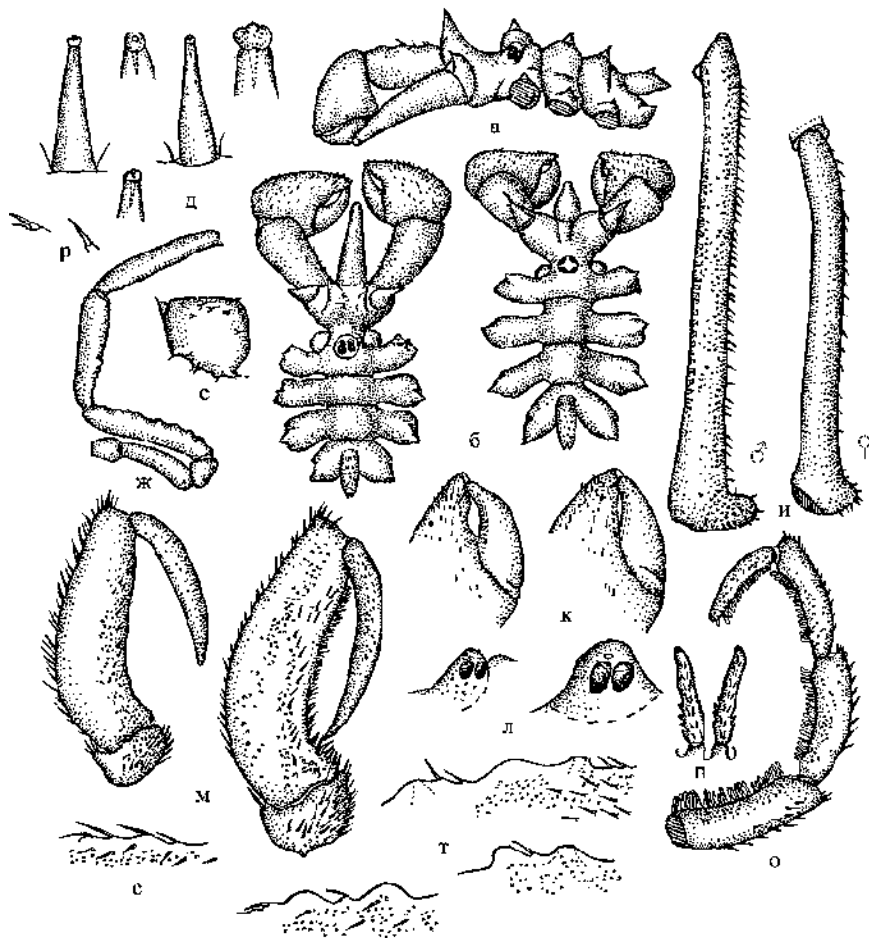


Рис. 1. *Austropallene cornigera* [Möbius]:

а — вид сбоку, б — вид со спинной стороны, в — вид хобота со спинной стороны и варианты кончика хоботов, г, п — бугорки со щетинками на боковых отростках, ж — ходная нога 3-й пары, и — 5-й членик яйценосной ножки самца, к — кончик неподвижного и подвижный палец клешни хелифор, л — глазной бугор, м — тарзус, проподус, главный коготь ходной ноги, о — 7–10-й членики яйценосной ножки, н — маргинальные шипы, с — шипы на длинных члениках ходных ног, т — бугорки бедренных (клеяких) желез

Материал:

Д/Э «Обь»: 1-я КАЭ, колл. П.В.Ушаков, Г.М.Беляев: ст. 13, 66°15,6' ю.ш., 94°26' в.д., 03.03.1956, гл. 350 м, крупный алевроит с камнями (1 ♂, 1 ♀); ст. 28, 63°34,7' ю.ш., 109°12,4' в.д., 28.03.1956, гл. 515 м, песчано-алевритовый ил с камнями, $t - 1,9^{\circ}\text{C}$ (356 м) (1 ♂, 1 ♀); ст. 44а, 65°50,3' ю.ш., 128°27,6' в.д., 18.03.1956, гл. 289 м, алевроитово-глинистый ил (1 ♂); ст. 46, 64°51,8' ю.ш., 132°30' в.д., 21.03.1956, гл. 322 м, алевроитовый песок с крупными камнями, t темп. $-1,4^{\circ}\text{C}$ (322 м) (1 ♀).

2-я КАЭ, колл. А.В.Гусев, Ф.А.Пастернак: ст. 202, 66°29,8' ю.ш., 59°29,5' в.д., 01.02.1957, гл. 200–540 м., алевроитовый ил с незначительной примесью гальки, t темп. $-1,7^{\circ}\text{C}$ (96 м) (1 ♂).

8-я САЭ, колл. В.С.Короткевич: море Лазарева, залив Ленинградский: ст. А, 66°21' ю.ш., 93°41,8' в.д., 03.02.1963, гл. 380 м (1 ♂, 2 ♀, 3 юв.); ст. 663, залив Алашеева, 08.02.1963, гл. 260 м (1 ♂); море Лазарева: ст. 674, 69°21' ю.ш., 14°06' в.д., 09.03.1963, гл. 670–830 м, ил с валунами и галькой, гравием с примесью спикул стеклянных губок (1 юв.).

10-я САЭ, коллектор В.В.Евсеев: море Дейвиса, ст. 836, 66°06,7' ю.ш., 95°18,9' в.д., 27.03.1966., гл. 280 м (1 ♀).

13-я САЭ, колл. А.Ф.Пушкин: Южные Шетландские о-ва, ст. 939, 62°48,2' ю.ш., 60°14,5' з.д., 25.01.1968, гл. 175–160 м, илистый песок, галька, темп. $0,36^{\circ}\text{C}$ (160 м) (2 ♂ яйценозные); пролив Брансфилд, трал Сигсби, ст. 958, 62°54,8' ю.ш., 61°29,8' з.д., 24.02.1968, гл. 115 м, темп. $1,07^{\circ}\text{C}$ (1 ♂).

Водолазные сборы:

11-я САЭ, колл. Е.Н.Грузов, А.Ф.Пушкин: море Дейвиса, пр. 87, мыс Мабус, 21.02.1966, гл. 46 м, скала, покрытая слоем стеклянных губок (3 юв.); ст. Е, пр. б.н. 16.02.1966, мыс Мабус, гл. 25–30 м, грунт скальный (1 ♂, 1 юв.); пр. 1, 10.03.1966, море Космонавтов, залив Алашеева, гл. 10–30, скальный грунт (1 ♀).

13-я САЭ, колл. Е.Н.Грузов, А.Ф.Пушкин: Южные Шетландские о-ва, о. Кинг-Джордж: пр. 70, 05.02.1968, гл. 30 м, камни (1 юв.), пр. б.н. 15.02.1968, гл. 30 м, скалы (1 юв.).

16-я САЭ, колл. Е.Н.Грузов: море Дейвиса, о. Адамс, пр. 72, 22.09.1971, гл. 32 м, вертикальная скала (1 ♂ яйценозный).

СРТМ «Аэлига», колл. В.Н.Орлов: банка Лена, тр. б.н., 52°45' ю.ш., 44°12' в.д., 21.01.1968, гл. 250–400 м (1 ♂, 4 ♀, 1 юв.).

НПС «Скиф», III рейс, колл. А.Ф.Пушкин, банка Лена: тр. 179, 53°03,3' ю.ш., 44°17,9' в.д., 24.02.1971, гл. 365–285 м, скальный грунт (3 ♀); тр. 182, 52°43,6' ю.ш., 44°05' в.д., 25.02.1971, гл. 432–420 м, скальный грунт (2 ♀, 1 юв.); тр. 183, 52°49,7' ю.ш., 43°53' в.д., 25.02.1971, гл. 428–410 м, скальный грунт (1 ♂, 3 ♀, 1 юв.); тр. 184, 52°49,4' ю.ш., 43°52,5' в.д., 25.02.1971, гл. 410–405 м, крупные и мелкие камни (1 ♂); тр. 185, 52°50,9' ю.ш., 43°46,6' в.д., 26.02.1971, гл. 410–385 м (1 ♂, 1 ♀, 1 юв.).

НПС «Ихтиандр», колл. И.Г.Рубинштейн: хребет Гуннерус, ст. 2, 67°50,6' ю.ш., 32°27,3' в.д., 03.03.1978, гл. 670 м, тр. Сигсби (1 ♂ яйценозный); ст. 6, 68°15,8' ю.ш., 33°19,4' в.д., 06.03.1978, гл. 380 м., айсберговые отложения (1 ♂).

НПС «Академик Кипович», XIX рейс, колл. А.В.Неелов: о. Южная Георгия: тр. 72, 55°08,4' ю.ш., 34°39,5' в.д., 21.04.1981, гл. 116–135 м, трубки полихет (4 ♂ яйценозные, 1 ♀, 2 юв.); тр. 102, 54°45,7' ю.ш., 35°37,5' в.д., 16.05.1981, гл. 65–80 м (1 ♀, 1 юв.); ст. 146, дночерпатель 0,25 м², 54°40,6' ю.ш., 35°31,3' з.д., 12.05.1981, гл. 115 м, зеленый плотный ил со спикулами стеклянных губок, мелкозернистый песок (1 ♀); море Уэдделла, о. Жуэнвиль, тр. 79, 62°35,8' ю.ш., 53°16,1' з.д., 29.04.1981, гл. 140 м, мшанки, гидроиды (3 ♀, 1 юв.).

РТМА «Эврика», XXII рейс, колл. А.В.Неелов, И.С.Смирнов: о. Южная Георгия: тр. 4, 53°53,5' ю.ш., 36°07' з.д., 03.01.1987, гл. 125 м, галька, мелкий гравий (1 ♂); тр. 33, 53°55,5' ю.ш., 36°00' з.д., 20.01.1987, гл. 120–170 м, ил с камнями (2 ♂

яйценосные, 2 ♀, 5 юв.); тр. 34, 54°10' ю.ш., 35°35' з.д., 21.01.1987, гл. 140–155 м, ил, камни (1 ♂); тр. 134, 53°53' ю.ш., 38°49' з.д., 31.03.1987, гл. 160–170 м, булыжники, галька, гравий, песок, ил, хрящ, дресва (1 ♂, 1 юв.); Скалы Шаг: тр. 93, 53°40,9' ю.ш., 41°16,3' з.д., 01.03.1987, гл. 135 м, булыжники, галька, гравий, песок, ил, хрящ, дресва (3 ♂ яйценосные, 4 ♀, 4 юв.); тр. 96, 53°38' ю.ш., 40°57' з.д., 01.03.1987, гл. 155–160 м, песок, битые мшанки, ракуша (2 ♂, 1 юв.); Скалы Кларк: тр. 123, 54°06' ю.ш., 35°35' з.д., 28.03.1987, гл. 177–128 м, хрящ (1 ♀); Южные Сандвичевы о-ва: тр. 8, о. Завадовского, 60°31' ю.ш., 46°37' з.д., 07.01.1987, гл. 180–170 м (1 ♀); тр. 16, о. Саутерн Туле, 59°30' ю.ш., 27°00' з.д., 11.01.1987, гл. 130–250 м, каменистый грунт (3 ♀); драга 5, 60°00' ю.ш., 30°10' з.д., 12.01.1987, отд. банка к югу от Южных Сандвичевых о-вов, гл. 720–780 м, вулканический шлак (1 ♀); Южные Оркнейские о-ва: драга 8, 60°31' ю.ш., 46°37' з.д., 01.02.1987, гл. 175 м, гравий (3 ♂, 4 ♀, 1 юв.); драга 21, 61°01' ю.ш., 42°56,6' з.д., 06.03.1987, гл. 430–450 м, гравий, хрящ, илистый песок, войлок стеклянных губок (1 юв. на стебельчатой асцидии).

Ледокол «Полярштерн» («Polarstern»), рейс 39, колл. Б.И.Сиренко, И.С.Смирнов море Уэдделла: ст. 17, тр. 10, 73°19'10" ю.ш., 21°14'90" з.д., 16.02.1996, гл. 465 м (1 ♀).

Самец, по которому сделано данное описание вида, собран В.С.Короткевич (8-я САЭ) в море Содружества, ст. А, 66°2' ю.ш., 93°41' в.д., на глубине 380 м.

Самец. Туловище вытянутое, гладкое. Боковые отростки разделены расстояниями, примерно равными 1/3 ширины самих отростков. Расстояние между 4 и 3-й парами еще меньше (рис. 1б). На дистальном конце каждого бокового отростка, со спинной стороны, имеется остроконический вырост, который достигает максимального размера на 4-й паре боковых отростков и постепенно уменьшается к 1-й паре, где он вдвое меньше, чем на 4-й паре. Помимо выроста, каждый боковой отросток покрыт бугорками; от вершины каждого бугорка отходит щетинка (рис. 1е, 1р). Головной сегмент чуть короче остальных туловишных сегментов, разделен короткой шеей на две части; высота глазного бугра меньше его ширины, он округлый, с двумя «рожками» — вспомогательными глазками на плоской вершине; глаза хорошо развиты и занимают большую часть глазного бугра; задняя пара глаз незначительно меньше передней (рис. 1а). Передняя часть головного сегмента с мощными лобными долями, оканчивающимися остроконическими выростами, направленными в стороны под углом примерно 45°. Дистальная выемка между лобными долями равна длине шеи (рис. 1а, 1б). Хобот I:1 (здесь и далее по [Fry, Hedgpeth, 1969]) слегка изогнут дорсовентрально, «муфточка» вокруг ротового отверстия незначительно утолщена, длина хобота 3/5 длины туловища (рис. 1д). Абдомен цилиндрический, горизонтальный, выступает за боковые отростки последней пары ходных ног, густо покрыт щетинками. Хелифоры очень мощные (рис. 1а, 1б, 1к); скап короче клешни; неподвижный палец короткий, остроконечный, с широкой внутренней поверхностью и гладким внутренним краем; наружный край внутренней поверхности пальца клешни имеет 2 зуба: один на кончике пальца напротив ложбинки, в которую входит кончик подвижного пальца в сомкнутом состоянии клешни, второй — ближе к середине пальца, приблизительно вдвое больше первого (рис. 1к); зубцы почти соприкасаются друг с другом; палец гладкий, скап равномерно покрыт мелкими, но хорошо заметными щетинками. Яйценосная ножка: 5-й членик самый длинный, слегка дугообразно изогнут, на дистальном его конце имеется шишковидный вырост; спинная сторона 5-го членика покрыта мелкими щетинками, брюшная гладкая и снабжена в среднем около 40 микроскопическими отверстиями — выходами желез. Сочленение 6-го членика с 5-м смещено на вентральную поверхность (рис. 1и, 1о); на 7 и 10-м члениках соответственно 18, 16, 14 и 12 маргинальных шипов (рис. 1л). Яйцевой пакет небольшой, целиком располагается на 5-м членике яйценосной

ножки; яйца крупные, круглые, диаметр каждого 0,7 мм. Ходная нога: самый длинный членик тibia I; бедро незначительно длиннее тibia I (рис. 1ж); на бедре и тibiaх I и II расположены хорошо заметные бугорки с выходами клейких желез, их соответственно — 4, 2 и 1; проподус с сильно развитой пяткой без пяточных шипов; его подошва густо покрыта мелкими шипиками; главный коготь достигает основания пятки (рис. 1м); все длинные членики ходной ноги густо покрыты бугорками, от каждого бугорка отходит прямая игла; бугорки и шипы разного размера (рис. 1с).

Размеры, мм. Длина туловища 4,8; головного сегмента 2,3; хобота 3,0; абдомена 1,2. Хелифора: длина скапа 2,2; клешни 2,6; ширина скапа 1,1; клешни 1,7. Ходная нога 3-й пары: длина 1—3-й кокс 1,0; 2,2; 1,2; бедра 4,7; тibia I — 4,6; тibia II — 5,1; тарзуса 0,4; проподуса 1,7; главного когтя — 1,2.

Самка. Отличается от самца относительно большими размерами. Яйценосная ножка: 5-й членик более короткий, чем у самцов, и не имеет шишковидного выроста. Ходные ноги: 2-я кокса значительно длиннее, чем у самца.

Изменчивость. Туловище может быть более вытянутым или компактным за счет изменения расстояний между боковыми отростками. Экземпляры с наиболее коротким туловищем пойманы у Южных Шетландских о-вов. У них боковые отростки 4 и 3-й пар ходных ног почти соприкасаются (рис. 1б); остроконические выросты на спинной стороне боковых отростков слабо развиты, а на первой паре боковых отростков практически отсутствуют. У некоторых экземпляров из района Южных Сандвичевых о-вов шея, передняя часть головного сегмента и выемка между лобными долями короче, а глазной бугор уплощен в передне-заднем направлении и располагается наклонно к туловищу (рис. 1л). Незначительные отклонения в строении конечной части хобота показаны на рис. 1д. Зубцы на наружном крае внутренней поверхности неподвижного пальца могут быть развиты в разной степени. У более взрослых экземпляров передний зубец может уменьшаться до едва заметного выступа; у некоторых экземпляров один зубец заходит за другой, у других, особенно у неполовозрелых и молодых экземпляров, зубцы разделены и между ними имеется четкий просвет. Вырост дистальной части 5-го членика яйценосной ножки может быть менее вытянутым (рис. 1и); количество клейких желез на вентральной поверхности 5-го членика изменчиво и равно 35—80, также как и количество маргинальных шипов, особенно на 7-м членике: у некоторых особей их до 28, обычно 17—18. У большинства экземпляров бедро равно тibia I, но бывают отклонения в ту и другую стороны. Бугорки с железами варьируют по числу и размерам: на бедренном членике 4—8, на тibia I — 2—3; на тibia II, как правило, 1 железа, у некоторых экземпляров она отсутствует; сами бугорки то округлые, иногда едва заметные, чаще имеют вид низких цилиндрических трубок, иногда между двумя большими и высокими бугорками располагается более мелкий и низкий, или оба больших бугра сближены и располагаются в дистальной части бедра (рис. 1м). У большинства экземпляров пятка проподуса имеет хорошо развитые пяточные шипы, у некоторых они мельче и не отличаются по размерам от подошвенных, но иногда пяточные шипы вообще отсутствуют (рис. 1м), как и у голотипа.

Экология. Сублиторально-батиальный вид. Известен с глубин от 3 до 1180 м на различных грунтах. В море Дейвиса и на банке Лена преимущественно на скальных грунтах. Самки, с развивающимися в яичниках яйцами, отдельные экземпляры которых достигали размера 0,65 мм, встречены на банке Лена в конце февраля. Самцы, с пакетами яиц, из района Южных Шетландских о-вов собраны в конце января. В конце февраля в этом же районе были встречены самцы с личинками на стадии формирования 4-й пары ходных ног. Самцы с личинками на этой же стадии развития были найдены в море Дейвиса в середине февраля, с пакетами яиц в конце сентября. Неполовозрелые экземпляры отмечены для разных районов с

декабря по март. Яйца этого вида богаты желтком, крупные. После выклева из яиц личинка долгое время остается на теле самца, покидает его, по-видимому, только после полного формирования 4-й пары ходных ног. К этому времени тарзус и проподус ходных ног полностью приспособлены к лазанию. На тарзусе развиваются два шипа, на проподусе образуется пятка и подошвенные иглы; остальные членики ходных ног покрываются бугорками, оканчивающимися иглами. Хобот вытягивается на конце в трубочку, все больше напоминая орудие для укола и сосания. Видимо, у личинки, покинувшей тело самца, развитие замедляется и в дальнейшем происходит в результате редких линек. При длине туловища около 3,1 мм животное приобретает дифинитивную форму, но половозрелости (самка) достигает при длине туловища свыше 5,4 мм.

Распространение. Широко распространенный циркумantarктический вид. По нашим материалам, найден в морях: Уэдделла (у земли Котса, о. Жуэнвиль), Лазарева, Риссер-Ларсена (хребет Гуннерус), Космонавтов, Содружества, Дейвиса, острова: Южные Шетландские о-ва (о. Кинг-Джордж), Южные Оркнейские, Южные Сандвичевы, Скалы Шаг, о. Южная Георгия, Скалы Кларк, банка Лена.

AUSTROPALLENE BUCERA Pushkin, 1992 (Рис. 2)

Austropallene bucera sp. nov. Пушкин, 1992: 223–224 (рис. 197 — карта мест находжений).

Материал:

Д/Э «Обь»: 8-я САЭ, колл. В.С.Короткевич: ст. Г, залив Алашеева, 76°35' ю.ш., 45°35' в.д., 16.02.1963, гл. 280 м, алевроитовый ил с примесью войлока из спикул стеклянных губок с примесью мертвых мшанок, ил, валуны, гравий (1 ♂).

11-я САЭ, колл. А.Ф.Пушкин: море Дейвиса, водол. сборы: ст. Г 31.01.1966, гл. 25 м, вертикальная скала (1 ♂); пр. б.н. от 01.02.1966, гл. 45 м, скальный грунт (1 ♂, 1 ♀).

НПС «Академик Книпович», XIX рейс, колл. А.В.Неелов: о. Южная Георгия, Скалы Кларк, тр. 72, 55°08,4' ю.ш., 34°39,5' з.д., 21.04.1981, гл. 116–135 м. трубки полихет (1 ♂).

РТМ «Эврика», XXII рейс, колл. А.В.Неелов, И.С.Смирнов: о. Южная Георгия: тр. 33, 53°55,5' ю.ш., 36°00' з.д., 20.01.1987, гл. 120–170 м, камни, ил (1 ♀); тр. 34, 54°10' ю.ш., 35°35' з.д., 21.01.1987, гл. 140–150 м, камни, ил, хрящ (1 ♂); тр. 147, 53°39,4 ю.ш., 37°53,6 з.д., 05.04.1987 (северо-запад острова), гл. 117–150 м, камни (1 ♀, 1 юв.); Скалы Шаг: тр. 84, 53°37' ю.ш., 41°11' з.д., 26.02.1987, гл. 135–127 м, камни, галька (1 ♀); тр. 90, 53°42' ю.ш., 41°13' з.д., 28.02.1987, гл. 132–153 м, валуны, галька, хрящ (1 ♂ яйценосный); тр. 91, 53°37' ю.ш., 41°00' з.д., 28.02.1987, валуны, известковый песок (1 ♀); тр. 93, 53°40,9' ю.ш., 41°16,3' з.д., 01.03.1987, гл. 135 м, валуны, галька, гравий, песок, ил, хрящ, дресва (1 ♀, 1 юв.); тр. 94, 53°39' ю.ш., 41°09' з.д., 01.03.1987, гл. 127–130 м, валуны, галька (1 ♀); тр. 96, 53°38' ю.ш., 40°57' з.д., 01.03.1987, гл. 155–160 м, валуны (4 ♂, 4 ♀); тр. 156, 53°38' ю.ш., 41°02' з.д., 09.04.1987, гл. 137–147 м, валуны, галька, гравий (1 ♂); Южные Оркнейские о-ва: тр. 108, 60°29' ю.ш., 47°04' з.д., 21.03.1987, гл. 315–285 м, валуны, илистый песок (1 ♀).

Голотип (♂), инвентарный номер 1/81694, ЗИН РАН. 11-я САЭ, море Дейвиса, о-ва Хасуэлл, проба без номера, водолазный сбор, 01.02.1966, глубина 3–10 м, скальный грунт. Коллектор — А.Ф.Пушкин.

Самец (голотип). Туловище вытянутое, гладкое. Боковые отростки разделены расстояниями, примерно равными диаметру отростка (рис. 2б); на дистальном конце каждого бокового отростка, со спинной стороны имеется небольшой остро-конический вырост; этот вырост достигает максимального размера на 4-й паре боковых отростков и постепенно уменьшается к 1-й паре, где становится почти

незаметным. Головной сегмент по длине равен остальным туловищным сегментам, разделен короткой шеей на две части: посередине его задней части располагается округлый низкий глазной бугор с хорошо развитыми и пигментированными глазами, которые занимают практически всю поверхность бугра; задняя пара глаз незначительно меньше передней; передняя часть головного сегмента с мощными лобными долями, оканчивающимися остроконическими выростами, направленными почти под прямым углом к лобным долям; дистальная выемка между лобными долями по длине вдвое короче шеи. Хобот бутылкообразный 1:1 с утолщенной муфточкой, чуть длиннее половины длины туловища (рис. 2д). Абдомен почти цилиндрический, гладкий, горизонтальный, короче бокового отростка последней пары ходных ног.

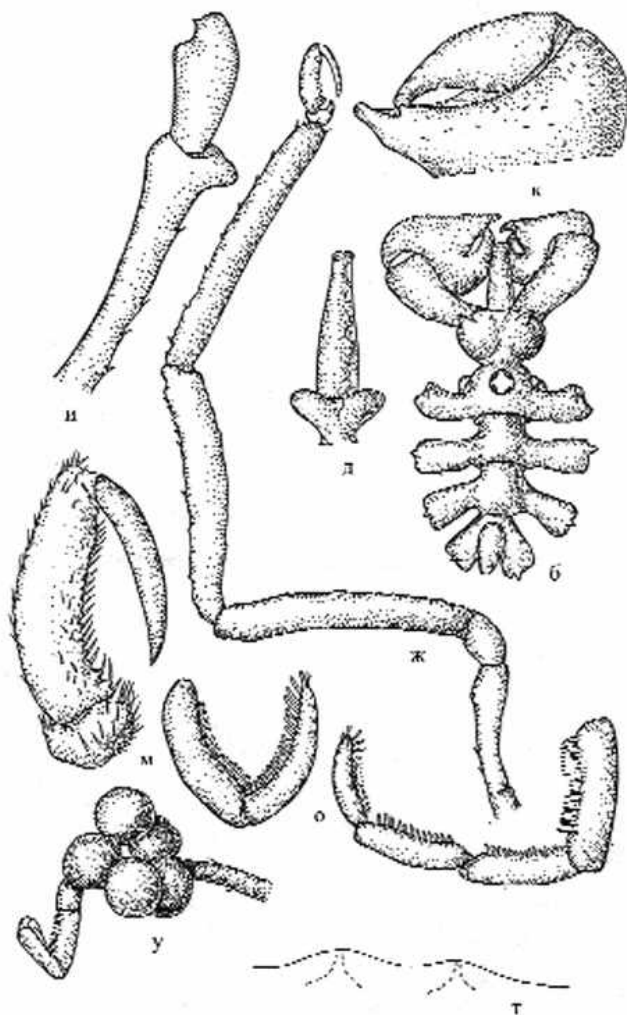


Рис. 2. *Austropallene buccera*:

б — вид со спинной стороны, д — вид хобота со спинной стороны и варианты кончика хоботов, ж — ходная нога 3-й пары, и — 5-й членик яйценосной ножки самца, к — кончик неподвижного и подвижный палец клешни хелифор, м — тарзус, проподус, главный коготь ходной ноги, о — 7–10-й членики яйценосной ножки, т — бугорки бедренных (клеящих) желез, у — пакет яиц на яйценосной ножке самца

Хелифора: очень мощная (рис. 2б, 2к); скап короче клешни; клешня с мощным неподвижным пальцем, на дистальном конце которого имеется выемка, в ее проксимальную часть заходит кончик подвижного пальца, значительно не достигающий кончика неподвижного; наружный край неподвижного пальца имеет зубец, располагающийся в сомкнутом состоянии клешни напротив кончика подвижного пальца (рис. 2к); скап и пальцы гладкие, небольшие шипики имеются лишь на неподвижном пальце.

Яйценосная ножка: 5-й членик самый длинный, дугообразно изогнут, на протяжении почти всей длины цилиндрический, дистальный конец расширяется и оканчивается шиповидным выростом (рис. 2и); на внутренней поверхности 7–10-го члеников соответственно 18, 17, 16 и 17 маргинальных шипов (рис. 2о). Ходная нога: самый длинный членик – тibia II; бедро и тibia I равны (рис. 2ж), на них по 5–7 микроскопических кожных желез, на тibia II две железы (рис. 2т); проподус с сильно развитой пяткой, на которой имеются три шипа и еще один у основания подошвы; остальная поверхность подошвы равномерно покрыта более мелкими шипиками; кончик главного когтя достигает самого конца пятки (рис. 2м); 1-я кокса, как и боковой отросток, от которого она отходит, со спинной стороны гладкие; на коксе лишь едва заметные редкие шипики, оторачивающие дистальный край; остальные членики ходной ноги, начиная с 3-й коксы, равномерно покрыты мелкими бугорками, от каждого из них отходит небольшой параллельный членику шипик, на брюшной стороне этих члеников ходных ног ряд еще более мелких бугорков с шипиками на боковой поверхности. Яйцевой пакет состоит из 5 крупных (диаметром 0,9 мм) яиц, расположенных вокруг шишковидного выроста 5-го членика яйценосной ножки (рис. 2у).

Размеры, мм. Длина туловища 4,8; головного сегмента 2,4; хобота 2,6; абдомена 0,7. Хелифора: длина скапа 2,0; клешни 2,4; ширина скапа 1,0; клешни 1,7. Длина члеников ходной ноги 3-й пары: 1–3 коксы 0,8; 3,0; 1,2; бедра 6,0; тibia I 6,0; тibia II 6,4; тарзуса 0,3; проподуса 1,5; главного когтя 1,2.

Самка. Отличается от самца относительно большими размерами туловища и конечностей. Яйценосная ножка: 5-й членик более короткий, чем у самца, и без шишковидного выроста на дистальном конце; число маргинальных шипов на 7–10 члениках соответственно 22, 18, 18 и 22. Ходные ноги: 1-я кокса по длине равна 3-й, бедро незначительно длиннее тibia I.

Размеры, мм. Длина туловища 6,8; головного сегмента 3,4; хобота 4,0; абдомена 1,2. Хелифора: длина скапа 5,0; клешни 4,0; ширина скапа 1,9; клешни 2,5. Длина члеников ходной ноги 3-й пары: 1–3 коксы 1,4; 3,8; 1,4; бедра 10,5; тibia I 10,0; тibia II 8; тарзуса 0,5; проподуса 2,7; главного когтя 1,9.

Изменчивость. У некоторых экземпляров расстояние между боковыми отростками равно лишь половине диаметра отростка, абдомен равен боковому отростку или чуть длиннее. Число маргинальных шипов на 7–10 члениках яйценосной ножки колеблется в пределах: 16–20, 16–18, 16–14 и 16–20. Число желез на тibia II 0–4, на бедре и тibia I 5–10 у большинства особей. Число желез на бедре и тibia I одинаково; пяточных шипов до 6; у некоторых экземпляров шип под пяткой отсутствует.

Экология. Встречается на глубинах от 3 до 280 м. В море Дейвиса единственный экземпляр вида пойман под камнями, во всех остальных местах сбора животных грунты илистые с валунами, булыжниками, галькой. Можно предположить, что животные этого вида обитают в основном на камнях.

Распространение. Особи этого нового вида были найдены в моря Дейвиса и Космонавтов, у островов: Южная Георгия, Скалы Шаг, Скалы Кларк и у Южных Оркнейских.

Этимология. Название вида образовано от греческого слова *buceros* – рогатый.

AUSTROPALLENE SPINICORNIS [Pushkin], 1992 (Рис. 3)

Austropallene spinicornis sp. nov. Пушкин, 1992: 221–223 (рис. 196 — карта мест находжений).

Материал:

РТМА «Эврика», XXII рейс, колл.: А.В.Неелов, И.С.Смирнов, Ю.Оркнейские о-ва: драга 18, 09.11.1987, гл. 1200–1280 м (1 ♀).

Голотип (♀), инвентарный номер 1/81705, ЗИН АН СССР.

РТМА «Эврика», XXII рейс, драга 18, от 09.11.1987, у Южных Оркнейских о-вов, 60°24,2' ю.ш., 46°09' з.д., глубина 1200–1280 м. Коллекторы — А.В.Неелов и И.С.Смирнов.

Самка (голотип). Туловище вытянутое, гладкое. Боковые отростки разделены расстояниями, примерно равными половине их диаметра, самое короткое расстояние между 1-й и 2-й парами боковых отростков (рис. 3б); на дистальном конце каждого бокового отростка со спинной стороны имеется небольшой остроконический вырост, все выросты почти одинакового размера. Головной сегмент немного короче

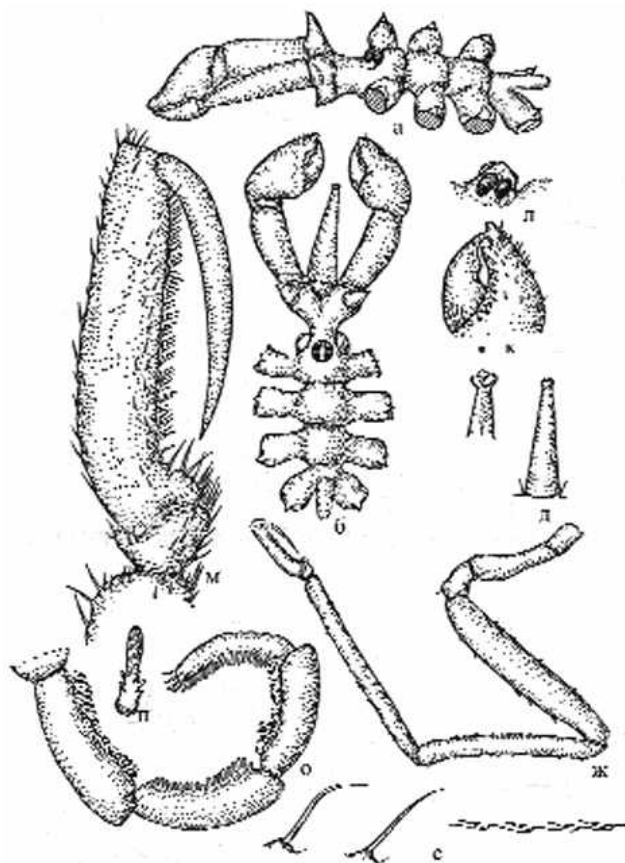


Рис. 3. *Austropallene spinicornis*:

а — вид сбоку, *б* — вид со спинной стороны, *д* — вид хобота со спинной стороны и варианты кончика хоботов, *ж* — ходная нога 3-й пары, *к* — кончик неподвижного и подвижный палец клешни хелифор, *л* — глазной бугор, *м* — тарзус, проподус, главный коготь ходной ноги, *о* — 7–10-й членики яйценосной ножки, *п* — маргинальные шипы, *с* — шипы на длинных члениках ходных ног

остальных туловищных сегментов, разделен узкой, но хорошо выраженной шеей на две части. Глазной бугор: высота равна ширине, округлый с двумя «рожками» — вспомогательными глазками на овальной вершине; глаза хорошо развиты и занимают большую часть глазного бугра, задняя пара глаз более округлая и заметно меньше передней (рис. 3л). Передняя часть головного сегмента с мощными лобными долями, оканчивающимися остроконическими выростами, направленными почти под прямым углом к лобным долям; дистальная выемка между лобными долями по длине равна шее. Хобот I:1, с муфточкой коротких щетинок вокруг ротового отверстия (рис. 3а, 3д); длина хобота около 3/5 длины туловища. Абдомен почти цилиндрический, горизонтальный, не выступает за боковые отростки последней пары ходных ног, со спинной стороны покрыт едва заметными редкими щетинками.

Хелифора мощная, короче туловища (рис. 3а, 3б); скап длиннее клешни; подвижный палец короткий, остроконический, с узкой внутренней поверхностью, посередине которой имеется продолговатый бугорок с уплощенной вершиной; наружный край внутренней поверхности неподвижного пальца с двумя бугорками; один располагается на кончике пальца напротив ложбинки, в которую, в сомкнутом состоянии, входит острие подвижного пальца, второй бугорок расположен ближе к середине пальца и приблизительно вдвое больше первого (рис. 3к), за ними имеется выемка, куда входит бугорок подвижного пальца в сомкнутом состоянии; скап длиннее клешни, гладкий; клешня покрыта длинными, хорошо заметными щетинками, более густо сидящими у конца неподвижного пальца.

Яйценосная ножка: на внутренней поверхности 7–10-го члеников соответственно 22, 20, 18 и 23 маргинальных шипа (рис. 3о, 3п). Ходная нога: самый длинный членик — бедро; тibia II много короче бедра; проподус удлинённый с сильно развита́й пяткой, на ней группа из 6–8 длинных щетинок; подошва — прямая узкая площадка, густо покрытая мелкими щетинками; главный коготь не достигает основания пятки (рис. 3ж); все длинные членики ходной ноги равномерно покрыты мелкими жесткими шипами, которые отходят от мельчайших бугорков и располагаются параллельно поверхности членика (рис. 3с); кроме того, на спинной и частично боковых поверхностях длинных члеников имеются более крупные шипы, сидящие на крупных бугорках, они в 3–4 раза длиннее мелких шипов (рис. 3с).

Размеры, мм. Длина туловища 5,7; головного сегмента 2,7; хобота 3,4; абдомена 1,1; хелифора: длина скапа 3,0; клешни 2,3; ширина скапа 1,0; клешни 1,6. Длина члеников ходной ноги 3-й пары: 1–3 коксы 1,0; 3,3; 1,3; бедра 8,3; тibia I 7,5; тibia II 8,2; тарзуса 0,4; проподуса 2,7; главного когтя 2,2.

Экология. Батильный вид. Пойман на глубине 1200–1280 м.

Распространение. Условный эндемик Южных Оркнейских о-вов.

Этимология. Название вида образовано от латинского слова *spinicornis* — шипорогий.

AUSTROPALLENE TENUICORNIS Pushkin, 1992 (Рис. 4)

Austropallene tenuicornis sp. nov. Пушкин, 1992: 220–221 (рис. 195 — карта мест находений).

Материал:

Д/Э «Обь»: 3-я КАЭ, колл. Ф.А.Пастернак, В.М.Колтун, ст. В, 65°24' ю.ш., 113°00' в.д., 14.01.1958, гл. 860–510 м (2 ♂).

8-я САЭ, колл. В.С.Короткевич, ст. 667, залив Алашеева, 67°01,5' ю.ш., 45°43' в.д., 24.02.1963, гл. 940–1180 м, алевроитовый ил с примесью мелких валунов, гальки и гравия (1 юв.).

Голотип (♂), инвентарный номер 1/81706, ЗИН АН СССР. Д/Э «Обь», 3-я КАЭ, станция В, 14.01.1958, море Моусона, 65°24' ю.ш., 113°00' в.д., гл. 860–510 м, грунт: галька, камни, ил и валуны. Коллекторы Ф.А.Пастернак, В.М.Колтун.

Самец (голотип). Туловище вытянутое, широкооватое. Боковые отростки разделены расстояниями, примерно равными половине их диаметра (рис. 4б); на дистальном конце каждого бокового отростка со спинной стороны имеется небольшой остроконический вырост, выросты на первой паре заметно ниже, чем на последней; помимо выроста, каждый боковой отросток покрыт бугорками. От вершины каждого бугорка отходит щетинка (рис. 4е, 4з). Головной сегмент более чем в 2 раза короче остальных туловищных сегментов, разделен короткой шеей на две части. Глазной бугор: высота больше ширины, уплощен в передне-заднем направлении; глаза располагаются в верхней части бугра; вершина плоская с двумя «рожками» — вспомогательными глазками (рис. 4л).

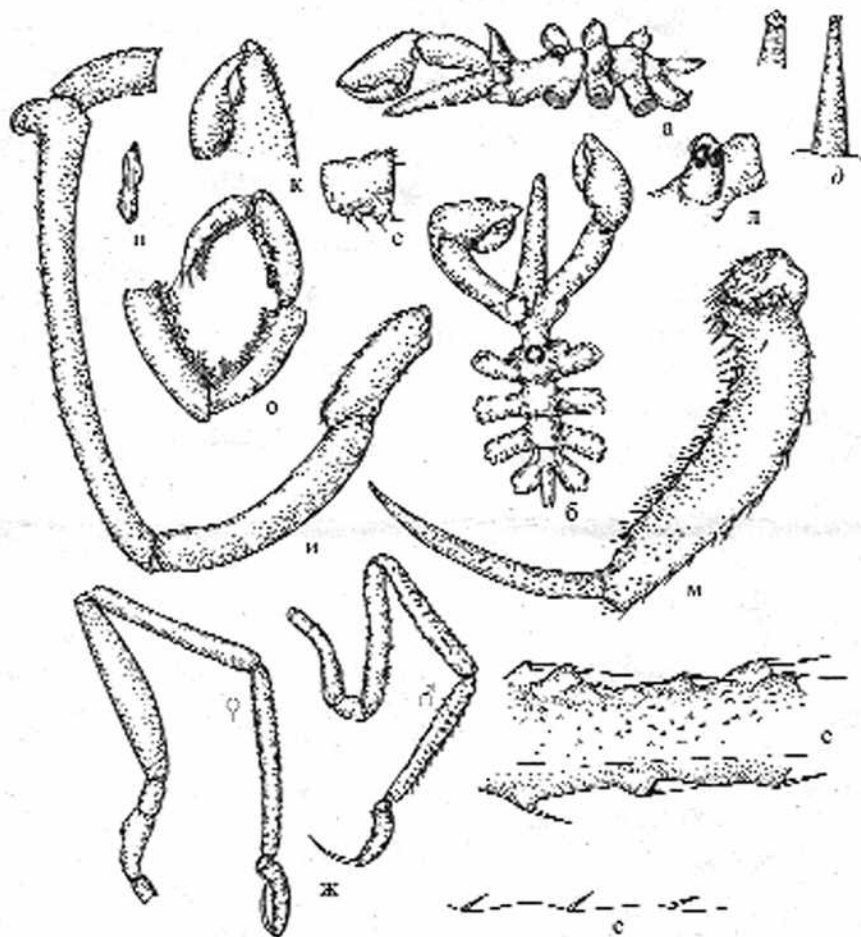


Рис. 4. *Austropallene tenuicornis*:

а — вид сбоку, б — вид со спинной стороны, в — вид хобота со спинной стороны и варианты кончика хоботов, г — бугорки со щетинками на боковых отростках, ж — ходная нога 3-й пары, и — 5-й членик яйценосной ножки самца, к — кончик неподвижного и подвижный палец клешни хелифор, л — глазной бугор, м — тарзус, проподус, главный коготь ходной ноги, н — 7–10-й членики яйценосной ножки, о — маргинальные шипы, п — шипы на длинных члениках ходных ног, р — бугорки бедренных (клеящих) желез

Таблица для определения антарктических видов рода *Austropallene*

- 1(2). Посередине каждого из трех первых туловищных сегментов со спинной стороны имеется высокий шип. *A.cristata* (Bouvier)
- 2(1). Туловищные сегменты со спинной стороны гладкие, без шипов.
- 3(10). На проподусе всех ходных ног в проксимальной части имеется хорошо выраженное расширение (пятка) в виде выступа или бугра.
- 4(7). На 1-й коксе всех ходных ног имеются бугорки со щетинкой на вершине.
- 5(6). Бедренные железы имеются. *A.cornigera* (Möbius)
- 6(5). Бедренные железы отсутствуют. *A.tenuicornis* Pushkin
- 7(4). Первая кокса всех ходных ног гладкая, без бугров и щетинок..
- 8(9). Посередине внутренней поверхности подвижного пальца клешни хелифоры имеется продолговатый зубчик. *A.spinicornis* Pushkin
- 9(8). Внутренняя поверхность подвижного пальца клешни хелифоры гладкая. *A.bucera* Pushkin
- 10(3). На проподусе всех ходных ног в проксимальной части нет хорошо выраженного расширения (пятки) в виде выступа или бугра.
- 11(12). Неподвижный палец клешни хелифоры овальный. *A.brachiura* (Bouvier)
- 12(11). Неподвижный палец клешни хелифоры заостренный.
- 13(16). Подвижный и неподвижный пальцы клешни хелифоры почти одинаковой длины, и кончики пальцев в сомкнутом состоянии сходятся.
- 14(15). Внутренняя поверхность пальцев клешни вогнутая; кончики пальцев сходного строения. *A.tcherniai* Fage
- 15(14). Внутренняя поверхность неподвижного пальца клешни выпуклая; кончик неподвижного пальца отличается по строению от кончика подвижного пальца. *A.gracilipes* Gordon
- 16(13). Подвижный палец клешни хелифоры короче неподвижного, кончики пальцев в сомкнутом состоянии не сходятся.
- 17(18). На спинной поверхности 1-го членика хелифоры несколько остrokонических выростов; хобот почти на всем протяжении цилиндрический, лишь у конца резко суживается. *A.calmani* Gordon
- 18(17). Спинная поверхность 1-го членика хелифоры гладкая; хобот, начиная от середины длины, постепенно суживается и имеет вид изогнутой книзу трубочки. *A.tibicina* Caima

Передняя часть головного сегмента с мощными лобными долями, оканчивающимися остrokоническими выростами, направленными почти под прямым углом к лобным долям (рис. 4а); дистальная выемка между лобными долями треугольная и почти достигает шипа. Хобот J:1, на треть короче туловища; муфточка щетинок вокруг ротового отверстия слабо выражена (рис. 4д). Абдомен усеченноконический, горизонтальный, незначительно выступает за последнюю пару боковых отростков; на его спинной стороне 2 ряда едва заметных редких щетинок. Хелифора мощная, длиннее туловища (рис. 4а); скап по длине равен клешне; подвижный палец клешни короткий, остrokонический, с гладкой внутренней поверхностью (рис. 4а, 4б); на самом конце наружного края внутренней поверхности неподвижного пальца имеется мощный зубец, дистальная часть которого переходит в углубление, продолжающееся до самого кончика пальца; в углубление входит кончик подвижно-

го пальца клешни (рис. 4к); на спинной поверхности скапа ряд мелких шипов, на клешне группа мелких щетинок.

Яйценосная ножка: 5-й членик самый длинный, слегка дугообразно изогнут, его ширина на протяжении почти всей длины одинакова, дистальный конец постепенно расширяется и оканчивается шишковидным выростом (рис. 4и); на внутренней поверхности 7–10-го члеников соответственно 23, 19, 14, и 19 маргинальных шипов (рис. 4о).

Ходная нога: бедро равно тibiae II; проподус в проксимальной части расширен и дугообразно изогнут; пятка хорошо развита; пяточных шипов 3–5. Они незначительно длиннее подошвенных, но более широкие у основания и жесткие (рис. 4ж); кончик главного когтя заметно не доходит до пятки проподуса. Бедренные железы отсутствуют. Ходные ноги, как и остальные покровы, шероховатые за счет мельчайших бугорков, оканчивающихся шишаками (рис. 4с); помимо этого, все членики ходных ног, кроме тарзуса и проподуса, покрыты крупными бугорками и буграми, от которых отходят остроконические шипы, наклоненные вдоль поверхности членика (рис. 4с).

Размеры, мм. Длина туловища 4,5; головного сегмента 2,2; хобота 3,1; абдомена 1,1. Хелифора: длина скапа 2,3; клешни 2,3; ширина скапа 0,8; клешни 1,4. Длина члеников ходной ноги 3-й пары: 1–3 коксы 1,0; 2,3; 1,0; бедра 5,3; тibiae I 5,0; тibiae II 5,3; тарзуса 0,3; проподуса 2,2; главного когтя 1,7.

Самка. Отличается от самца относительно большими размерами туловища и конечностей.

Размеры, мм. Длина туловища 5,0; головного сегмента 2,2; хобота 3,5; абдомена 1,2. Хелифора: длина туловища 5,0; головного сегмента 2,2; хобота 3,5; абдомена 1,2. Хелифора: длина скапа 2,5; клешни 2,3; ширина скапа 0,8; клешни 1,6. Длина члеников ходной ноги 3-й пары: 1–3 коксы 1,3; 2,0; 0,7; бедра 7,0; тibiae I 6,5; тibiae II 7,0; тарзуса 0,3; проподуса 2,4; главного когтя 1,8.

Экология. Нижнесублиторальный-верхнебатиальный вид. Встречен на глубинах 510–1180 м.

Распространение. Моря Моусона и Космонавтов.

Этимология. Название вида образовано от латинского слова *tenuicornis* – тонкорогий.

ЛИТЕРАТУРА

Пушкин А.Ф. Фауна многоколенчатых (Pycnogonida) Южного океана // Исслед. фауны морей XX (XXX). Резул. биол. исслед. СЭ. Т. 8. Санкт-Петербург–Портотороза. MESSINA (Сицилия): SAMPERI. 1993. 597 с.

Arnaud F. Pycnogonidae // Inver. tebres marins. 9. XII-eme et XV-eme Exped. Antarct. franc en Terre Adellie, Tetys. 1972. Supp. 4. P. 135–156.

Bouvier E.L. Nouvelles observations sur les Pycnogonides recueillis dans les regions antarctiques an cours de la campagne dirigee par M. Jean Charcot // C.-R. Acad. Sci., Paris. 1906a. T. 142. P. 15–22.

Bouvier E.L. Observations preliminaires sur les Pycnogonides recueillis dans la region arctique par la mission du «Fransis» // Bull. Mus. Natn. Hist. Natur., Paris. 1905. № 11. P. 294–298.

Bouvier E.L. Pycnogonides du «Prancais» // Exped. Antarct. Franc. 1903–1905, 1906b. P. 1–69, 3 pls.

Caiman W.T. Pycnogonida // Brit. Antarct. «Terra Nova» Exped., 1910. Zoology. 1915. Vol. 3. № 1. P. 1–74.

Fry W.G. & Hedgpeth I.W. Pycnogonida, 1. Colossendeidae, Pycnogonidae, Endeidae, Ammotheidae // Fauna of the Ross Sea, Part 7. Mem. N.Z. Oceanogr. Inst. 1969. Vol. 49. P. 35–36.

Gordon I. Pycnogonida // «Discovery» Rep. 1932. Vol. 6. P. 1–138.

Gordon I. Pycnogonida // Rep. B.A.N.Z.A.R.E., Ser. B. 1944. Vol. 5. 72 p.

- Gordon I. Pycnogonida // Sci. Rep. Australas. Antarct. Exped. Ser. C1938. Vol. 2. P. 8.
- Hedgpeth J.W. Pycnogonida of the United States Navy Expedition, 1947–48 // Proc. U.S. Natn. Mus. 1950. Vol. 100, No 3260. P. 147–160.
- Hodgson T.V. Preliminary report on the Pycnogonida of the German South Polar Expedition, 1901–1903 // Zool. Anz. 1914. Bd. 45. H. 4. S. 158–165.
- Hodgson T.V. Pycnogonida // Nat. Antarct. Exped. 1901–1904. Nat. Hist. 1907. Vol. 3. P. 1–72, 10 pls.
- Hodgson T.V. Pycnogoniden der Deutschen Südpolar-Expedition 1901–1903 // Dtsch. Sdpol. Exped. 1927. Bd. 19 (Zool. Bd. 11). S. 303–358.
- Loman J.C. The Pycnogonida // Further zool. Res. Swed. Antarct. Exped. 1923. Vol. 1. № 2. P. 1–41.
- Möbius K. Die Pantopoden der deutschen Tiefsee-Expedition 1898–99 // Wiss. Ergebn. Dtsch. Tiefsee-Exped. «Valdivia», 1898–1899. 1902. Bd. 3. S. 177–196.
- Stock J.H. Pycnogonides provenant de la base Antarctique Belgic // Bull. Inst. Roy. Sci. natur. Belg. 1965. T. 41. № 31. P. 1–2.

A.F. PUSHKIN

REDESCRIPTION OF THREE SPECIES OF PYCNOGONIDA OF THE GENUS AUSTROPALLENE FROM THE SOUTHERN OCEAN WITH THE KEY FOR IDENTIFICATIONS OF ALL ANTARCTIC SPECIES OF THE GENUS

Austropallene cornigera [Möbius, 1902] is the widespread notal-circumantarctic species of the genus *Austropallene* (Fam. Callipallenidae). This species occurring world-wide is extremely variable one the new vast factual evidences from different habitats have allowed us to make in the report redescription and to establish limits of variation in this species and also to have reveal of three new species for science have been described by author [Pushkin, 1993], closely related the *A. cornigera*, *A. buccera*, *A. spinicornis* and *A. tenuicornis* and to have given their descriptions and drawing. Apart from being different by other character these four species differ from each other by the structure of the claw chaeliphore: *A. cornigera* has on the inner surface of the fixed too two tubercles founding each other, whereas *A. buccera* has only one tubercle. In *A. spinicornis* apart from two tubercles on the fixed too there is a steep tubercle on the inner surface of the fixed too of the claw. Two tubercles on the inner surface of the fixed too of the claw in *A. tenuicornis* are separated from each other by a larger distance as in *A. cornigera*, by the same distance as in *A. spinicornis*. But *A. tenuicornis* differs from both species *A. cornigera* and *A. spinicornis* by the lack femoral glands. The paper includes a key for identification of all 10 antarctic species of this genus presently known.

Keywords: Pantopoda, Callipallenidae, *Austropallene*, Pycnogonida, systematic, morphology, Antarctica, Southern Ocean, biodiversity.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ РАСТВОРЕННОГО КИСЛОРОДА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ АРКТИЧЕСКОГО БАСЕЙНА

канд. геогр. наук А.А.НАМЯТОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, aan050456@rambler.ru

На основании гидрохимических баз данных ГНЦ РФ ААНИИ и NODC (США) выявлена обширная область Арктического бассейна с аномально высокими концентрациями растворенного кислорода в поверхностном слое воды в зимний период. Эта область охватывает большую часть Амеразийского суббассейна и простирается от меридиана 0–180° в сторону Гренландии и североамериканского побережья. Превышение над величинами растворимости кислорода, при условии отсутствия процесса фотосинтеза, составляет 4–5 %. Причиной формирования данной области является эффект «сохранения» летних высоких концентраций растворенного кислорода, являющихся следствием процесса фотосинтеза, протекающего в световой период времени года. Данный эффект определяется сочетанием особенностей гидрологического режима этого района: ледовыми условиями, которые препятствуют газообмену между морской водой и атмосферой; отрицательной температурой воды, обуславливающей низкую интенсивность процесса минерализации органического вещества; наличием устойчивого пикноклина, затрудняющего перемешивание поверхностных вод с нижележащими, обедненными кислородом слоями.

Ключевые слова: Арктический бассейн, Амеразийский суббассейн, концентрации растворенного кислорода, биохимическое потребление кислорода, растворимость кислорода, частота Вайсяля–Брента, процесс фотосинтеза.

ВВЕДЕНИЕ

Классическая схема распределения концентраций растворенного кислорода в Мировом океане и Арктическом бассейне представлена в монографии «Химия вод океана» [Океанология, 1979]. В ней отмечается, что зимой в высоких широтах (севернее и южнее 70°) фотосинтез отсутствует, а расход кислорода на окислительные процессы хотя и незначительный, но все же есть. Максимальные концентрации не превышают величин его растворимости при зимней температуре и солёности и составляют в этих широтах в поверхностном слое 8,2–8,4 мл/л.

Но еще в 1960 г. в работе А.А.Мусиной [Мусина, 1960], по материалам дрейфующей станции «Северный полюс–4» с мая 1954 г. по февраль 1955 г., было показано, что относительные величины концентраций растворенного кислорода в Арктическом бассейне в зимний период могут превышать 100 %. В частности, в данной работе говорится, что при смене сезонов существенных изменений в распределении относительных величин концентраций растворенного кислорода не происходило. Относительное содержание кислорода в верхнем 25-метровом слое в течение всего периода дрейфа колебалось в пределах 99–105 %. Отсутствие явно выраженного сезонного цикла позволило автору объединить все данные по кислороду в один массив, независимо от сезона. Хотя в этой работе и упоминается, что относительные величины концентраций растворенного кислорода в зимний период могут превышать 100 %, но отсутствие достаточного количества экспедиционных данных не позволило автору провести анализ данного процесса для каждого сезона в отдельности.

В более поздней работе [Русанов и др., 1979] авторами показано, что ледовый покров препятствует газовому обмену между водой и атмосферой. Так, в Чукотском море сохраняется образующийся дефицит кислорода, который к концу зимы может достигать 10 %. И наоборот, поверхностные воды моря Бофорта благодаря ледяному покрову сохраняют избыток кислорода (5–10 %) в течение большей части года. В Атласе Арктики [Атлас Арктики, 1985] представлены карты распределения относительного содержания растворенного кислорода в поверхностном слое в летний и зимний периоды, на которых выделяются области Арктического бассейна, где величины относительного содержания растворенного кислорода могут достигать 100 и даже 105 % в зимний период. Но, к сожалению, в описательной части атласа об этом не упоминается. Кроме того, вертикальное распространение областей с избытком кислорода совсем не описано.

Таким образом, из обзора следует, что в водах Арктического бассейна наблюдается феномен отклонения режима растворенного кислорода от классической схемы, представленной в [Океанология, 1979]. Этот феномен заключается в пересыщенности вод кислородом, наблюдаемой на части акватории Арктического бассейна в зимний период при отсутствии процесса фотосинтеза.

В настоящей работе представлены некоторые особенности распределения концентраций растворенного кислорода в Арктическом бассейне, связанные с его географическим положением и вызванные климатическими факторами.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основой для данной работы послужили два гидрохимических банка данных.

Первая база данных содержит в основном информацию российских и советских океанографических исследований в арктических морях и бассейне Северного Ледовитого океана с 1906 по 2010 г. В настоящее время в нее занесено около 35 тыс. станций. В эту базу данных включена информация, полученная в рамках экспедиций «Северный полюс» (5–35), экспедиций «Север» за период с 1941 по 1993 г., а также огромного количества экспедиций, проведенных в арктических морях и бассейне Северного Ледовитого океана.

Второй является выборка из банка данных NODC США [Wold Ocean Atlas, 2009] с 1900 по 2010 г. Выборка осуществлялась в диапазоне широт 65°–90° с.ш. и диапазоне долгот –180° ... 180°. В данной выборке содержатся данные, полученные экспедициями США, Финляндии, Швеции, Норвегии, Дании, Великобритании, Канады. Кроме того, эта выборка содержит информацию некоторых российских и советских океанографических исследований.

При совместном использовании этих двух баз данных осуществлялся контроль наличия дублированных станций. Кроме того, в настоящей работе рассматривались только данные, полученные методом отбора проб воды из батометров с последующим определением концентраций растворенного кислорода методом Винклера (Winkler titration).

В итоговой выборке, при совмещении вышеперечисленных баз данных за период с 1900 по 2010 г. в диапазоне широт 65°–90° с.ш. и диапазоне долгот –180° ... 180° независимо от периода времени года насчитывается 75657 станций. Количество станций, на которых были определения концентраций растворенного кислорода, составляет 56408.

При работе с такой базой данных использовался программный комплекс ODV (Ocean Data View) института AWI Германия.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Концентрация растворенного кислорода в поверхностном слое морской воды зависит от нескольких факторов. Основными из них являются: газообмен между водой и атмосферой; интенсивность процесса фотосинтеза; процесс бактериального

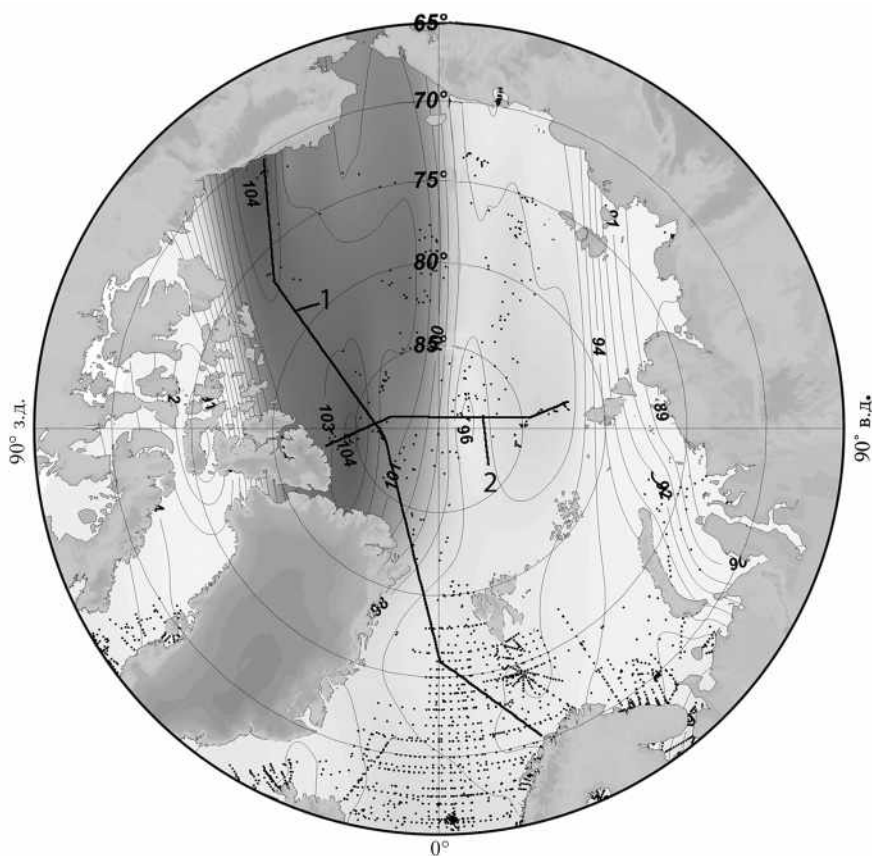


Рис. 1. Распределение величин относительного содержания растворенного кислорода на горизонте 5 м в Арктическом бассейне для зимы (с 1 ноября и 12 февраля) за весь период наблюдений:

1 – разрез № 1; 2 – разрез № 2

и химического окисления метаболитов морских организмов, остатков отмерших организмов растительного и животного происхождения (для краткости данный процесс будем называть минерализацией органического вещества); интенсивность конвективного перемешивания и поступление обедненных кислородом вод в поверхностный слой; адвекция водных масс. Целью настоящей работы является исследование эффекта сохранения пересыщенности поверхностных вод кислородом Арктического бассейна при отсутствии процесса фотосинтеза. Поэтому при анализе необходимо исключить данные, полученные в период, когда есть хоть малейшая возможность поступления кислорода в морскую среду в процессе фотосинтеза.

Примем даты начала и конца полярной ночи по 77° с.ш. с 1 ноября и 12 февраля в соответствии с работой [Фролов и др., 2005]. Распределение величин относительного содержания кислорода для периода полярной ночи за весь ряд наблюдений представлен на рис. 1. Количество станций, на которых были определения концентраций растворенного кислорода в этот период времени года, составляет 4179. На рисунке хорошо прослеживается обширная область с избытком растворенного кислорода в морской воде, охватывающая большую часть Американо-Азиатского суббассейна и простирающаяся от меридиана 0–180° в сторону

Таблица 1

Перечень экспедиций в Арктическом бассейне, в которых наблюдалось пересыщение воды кислородом поверхностного слоя воды в период полярной ночи

№	Название экспедиции	Концентрации растворенного кислорода, мл/л	Относительное содержания кислорода, %	Дата наблюдений	Источник данных
1	«Север-5»	11,97	117	25.11.1950	ААНИИ
2	СП-05	8,72	101	12.11.1955	То же
3	СП-14	9,02	104	24.12.1965	То же
4	СП-16	10,78	124	26.12.1969	То же
5	СП-18	8,80	102	17.12.1970	То же
6	СП-20	9,19	105	30.11.1970	То же
7	СП-23	9,57	110	12.02.1977	То же
8	СП-22	9,09	105	24.12.1980	То же
9	СП-26	10,85	125	29.11.1984	То же
10	СП-31	8,92	102	25.01.1990	То же
11	СП-35	8,63	101	27.12.2007	То же
12	ICE ISLAND (T-3) (США)	9,66	109	19.11.1959	Сайт NODC
13	ICE ISLAND (T-3) (США)	9,45	110	06.12.1966	То же
14	ICE ISLAND (T-3) (США)	11,00	127	30.11.1970	То же
15	ICE ISLAND (T-3) (США)	9,53	110	17 .11.1972	То же

Гренландии и североамериканского побережья. В этом районе в разные годы работали экспедиции, результаты которых указывают на наличие переизбытка кислорода в поверхностном слое в период полярной ночи. Для примера в табл. 1 представлены данные некоторых экспедиций в Арктическом бассейне, в которых наблюдалось пересыщение воды кислородом в период полярной ночи, а также измеренные величины концентраций и относительного содержания кислорода на поверхности и даты наблюдений.

На карте распределения относительного содержания концентраций растворенного кислорода выделяются области с величинами 103–104 %, хотя в отдельных случаях эти значения достигали 125–127 % (табл. 1). Для определения вертикальных границ распространения данного эффекта были построены разрезы (в слое 0–150 м), пересекающие акваторию Арктического бассейна от Аляски до Скандинавии в первом случае (разрез № 1) и от о. Элсмир до о-вов Северная Земля во втором случае (разрез № 2). Такое положение разрезов выбрано по двум причинам:

- во-первых, разрез должен пересекать область повышенных значений величин относительного содержания растворенного кислорода в зимнее время;
- во-вторых, необходимо более или менее равномерное распределение станций в коридоре разреза.

На разрезе № 1 пересыщение воды кислородом (100–108 %) наблюдается у берегов Аляски до глубин примерно 60 м. Концентрации растворенного кислорода в области пересыщения составляют 9,00–9,50 мл/л. Максимальные величины

концентраций растворенного кислорода достигали 11,00 мл/л. При пересечении Арктического бассейна в сторону Скандинавии происходит некоторое уменьшение слоя пересыщения до 30 м. Граница пересыщения проходит примерно по меридиану 0—180°. После пересечения нулевого меридиана в сторону Скандинавии концентрации растворенного кислорода в поверхностном слое становятся на 4–5 % ниже значений растворимости при данной температуре и солености.

На разрезе № 2, как и на разрезе № 1, максимальные величины концентраций растворенного кислорода (8,50–9,50 мл/л) наблюдаются в Амеразийском суббассейне. Величины относительного содержания растворенного кислорода достигают 110 %. В районе хребта Ломоносова эти величины резко падают до 7,75–8,00 мл/л и до 80–90 % соответственно. И далее в Евразийском суббассейне на этом разрезе

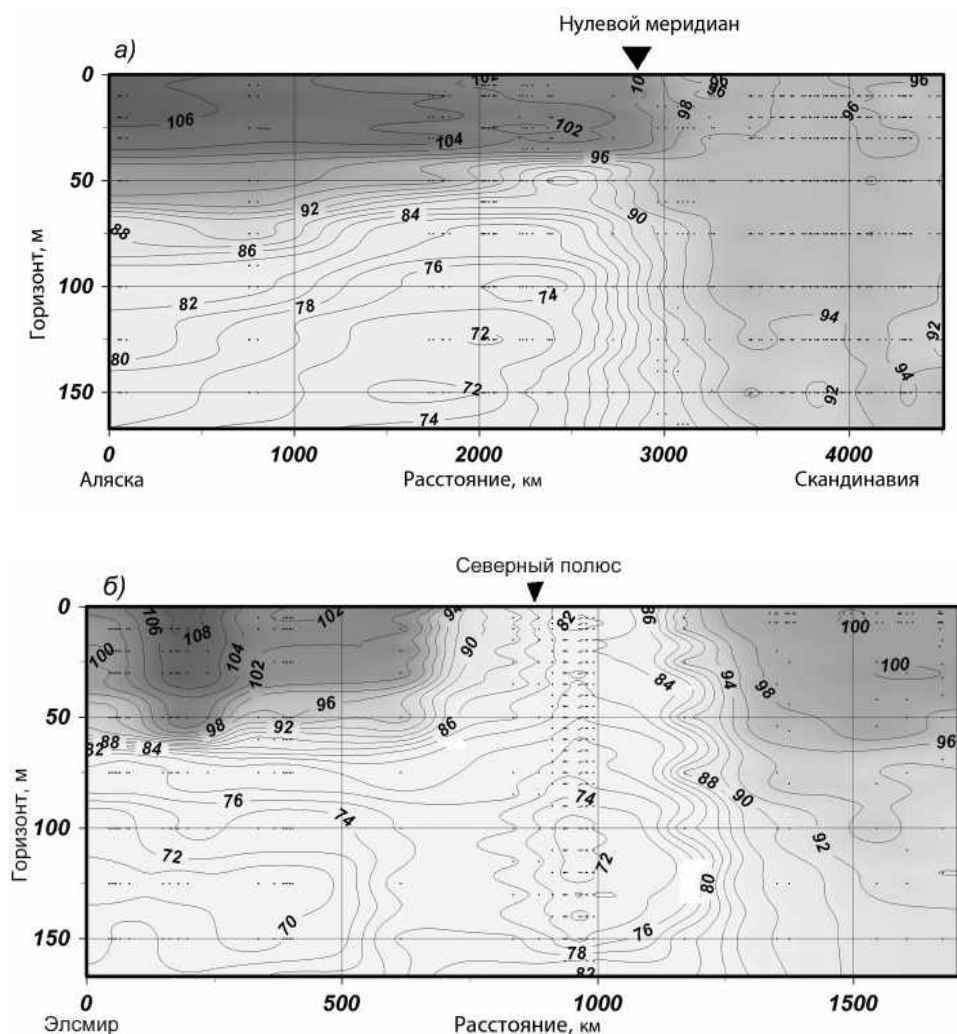


Рис. 2 Распределение величин относительного содержания концентраций растворенного кислорода:

а – на разрезе № 1 и б – на разрезе № 2

концентрации растворенного кислорода увеличиваются до величин растворимости при данной температуре и солености (8,25–8,50 мл/л и 98–100 % соответственно).

На обоих разрезах эффект пересыщения вод кислородом в период полярной ночи наблюдался в поверхностном слое 0–30...0–60 м при низкой температуре –1,60... –1,75 °С и солености менее 30–32 ‰. По своим характеристикам данная вода относится к Арктической поверхностной водной массе [Тимофеев, 1960].

Таким образом, накопленный архив гидрохимических данных показывает, что в зимний период в поверхностном слое части Амеразийского суббассейна (от меридиана 0–180° в сторону Гренландии и североамериканского побережья) наблюдается пересыщение вод кислородом при отсутствии процесса фотосинтеза. В основном величина пересыщения достигает 106–110 % при максимальных величинах 125–127 %.

Выше были перечислены основные факторы, влияющие на распределение концентраций растворенного кислорода в морской воде. Так как выборка данных была сделана только для полярной ночи, то влияние процесса фотосинтеза на изменение концентрации кислорода было исключено. Допустим, что адвективный перенос не играет существенной роли при формировании данного эффекта. Тогда остаются три фактора, влияющие на образование пересыщенных кислородом вод в поверхностном слое воды этой части Арктического бассейна:

- 1) нарушение ледовым покровом газообмена между водой и атмосферой;
- 2) низкая интенсивность процесса минерализации органического вещества;
- 3) отсутствие (или низкая интенсивность) конвективного перемешивания с нижележащими и обедненными кислородом слоями воды.

При рассмотрении влияния первого фактора – нарушение ледовым покровом газообмена между водой и атмосферой – необходимо предположить, что ледовые условия выделенного нами района части Амеразийского суббассейна от меридиана 0–180° в сторону Гренландии и североамериканского побережья, где наблюдается пересыщение воды кислородом в поверхностном слое, отличаются от ледовых условий других районов Арктического бассейна, где этот эффект не наблюдается. Для подтверждения этого положения обратимся к работе [Фролов и др., 2005, с. 81]. В этой работе отмечается, что «повышенная повторяемость отжимных ветров во многих районах Евразийского шельфа, с одной стороны, и к северу от Гренландии и Канадского Арктического архипелага, с другой, создают условия для образования заприпайных полыней и омолаживания ледяного покрова в первом регионе и интенсивного торошения и накопления льдов во втором регионе. Максимальная толщина льда, превышающая 7 м, отмечается у берегов Канадского Арктического архипелага, постепенно уменьшаясь примерно до 2 м в морях сибирского шельфа». Следовательно, частично избыток растворенного кислорода, образовавшийся в процессе фотосинтеза в районах Евразийского шельфа, может нивелироваться за счет его эвазии через полыньи и, наоборот, у берегов Канадского Арктического архипелага максимальные толщины льда и максимальная сплоченность старых льдов (более 9 баллов) [Фролов и др., 2005] препятствуют этому процессу.

Рассмотрим возможное влияние второго фактора – низкая интенсивность процесса минерализации органического вещества. Одним из принятых параметров, описывающих интенсивность минерализации органического вещества, является биохимическое потребление кислорода (БПК). Исследования БПК, как лабораторные эксперименты, так и математическое моделирование данного процесса, активно проводились в период 1940–1970-х гг. Тем не менее динамика величин БПК, особенно в реальных условиях *in situ*, так и не была изучена в достаточной мере. В одной из немногих работ [Laevastu et al, 1965] приводятся данные о резком снижении скорости БПК при температурах, близких к 0 °С.

Данные же о величинах БПК при отрицательных температурах практически отсутствуют.

В работе [Новоселов, 1962] представлены лабораторные исследования динамики БПК при температурах 18 °С и 5 °С. В этой работе указывается на возможность использования правила Вант-Гоффа, по которому в пределах обычных температур скорость большинства химических реакций удваивается или даже утраивается при повышении температур на 10 °С. При приведении определенных в лабораторных условиях величин БПК к условиям *in situ*, при ссылке на нескольких авторов, в работе [Новоселов, 1962] был принят температурный коэффициент Q_{10} , равный 2,2. Для наших оценок воспользуемся полученными в данной работе величинами годового потребления кислорода для проб, отобранных с горизонта 10 м в Северной Атлантике. Опыт для определения БПК проводился при температуре 5 °С. Всего таких проб было две, и в обоих случаях годовое потребление кислорода составило 0,37 млО₂/л. В наших условиях температура воды в поверхностном слое описываемого района изменялась в пределах –1,6... –1,7 °С. Применяя температурный коэффициент Q_{10} , равный 2,2, можно оценить величину годового БПК. Для разницы температур 6,65° (5 + 1,65) температурный коэффициент составит 1,46. Следовательно, годовое БПК для данных проб и температуре –1,65 °С составит 0,25 млО₂/л. Так как мы рассматриваем период гарантированного отсутствия процесса фотосинтеза (период полярной ночи), а для этого района он составляет примерно 4 месяца, то величина БПК за 4 месяца составит 0,083 млО₂/л.

Следует подчеркнуть, что полученная величина БПК является оценочной по многим причинам: во-первых, представленные лабораторные данные были получены для других водных масс; во-вторых, отсутствуют данные для отрицательных температур и, в-третьих, недостаточен массив натуральных и экспериментальных данных. Тем не менее воспользуемся величиной БПК за 4 месяца, равной 0,08 млО₂/л, как ориентировочной для оценки возможного понижения концентраций растворенного кислорода в подледном слое воды при условии затрудненного газообмена системы «морская вода–атмосфера». Для этого рассмотрим реальные данные октября (перед началом полярной ночи) для районов, где наблюдается пересыщение вод кислородом. Диапазон величин относительного содержания концентраций растворенного кислорода в этом месяце для рассматриваемого нами района составляет 100–120 %. При температуре –1,74 °С, солёности 32,14 ‰ и концентрации растворенного кислорода 9,14 мл/л (реальная станция выполнена в октябре 1999 г.) величина относительного содержания растворенного кислорода составляет 106,8 %. При величине БПК за четыре месяца 0,08 млО₂/л к началу марта концентрация растворенного кислорода составит 9,06 мл/л. При неизменной температуре и солёности величина относительного содержания кислорода составит 105,3 %. Для того, чтобы при постоянной температуре и солёности, в период полярной ночи, величины относительного содержания кислорода достигли хотя бы 100 %, уменьшение концентраций растворенного кислорода за 4 месяца должно было составить 0,5 млО₂/л, что фактически в шесть раз больше оцененной нами величины БПК для этих условий.

Итак, низкая скорость биохимических реакций при температурах воды близких к температуре замерзания в период полярной ночи не позволяет уменьшить концентрации растворенного кислорода даже до уровней относительного содержания растворенного кислорода, равного 100 %.

Рассмотрим третий возможный фактор образования аномалий концентраций растворенного кислорода — отсутствие (или низкая интенсивность) конвективного перемешивания с нижележащими и обедненными кислородом слоями воды. Для описания вертикальной устойчивости водных масс были выполнены расчеты величин частоты Вайсяля–Брента. На горизонте 5 м отчетливо

прослеживаются две области повышенных значений данного параметра. Первая область с величинами до 19 циклов/час приурочена к Карскому, Лаптеву и Восточно-Сибирскому морям и связана с выносом и дальнейшим распространением пресных вод сибирских рек. Вторая область повышенных значений частоты Вайсяля—Брента до 12 циклов/час приурочена к большей части Американо-Азиатского суббассейна и простирается от меридиана 0° — 180° в сторону Гренландии и североамериканского побережья. Между этими областями прослеживается зона с более высокой интенсивностью конвективного перемешивания, где величина частоты Вайсяля—Брента уменьшается фактически до нуля. Величина 2 цикла/час практически совпадает с положением изолинии 100 % относительного содержания концентраций растворенного кислорода. Более показательным в данном случае является распределение величины частоты Вайсяля—Брента на горизонте 100 м. Распределение морских вод, вызванное стоком сибирских рек, здесь практически не сказывается, вследствие чего наблюдается только одна область с повышенными значениями этой величины (до 6 циклов/час), зани-

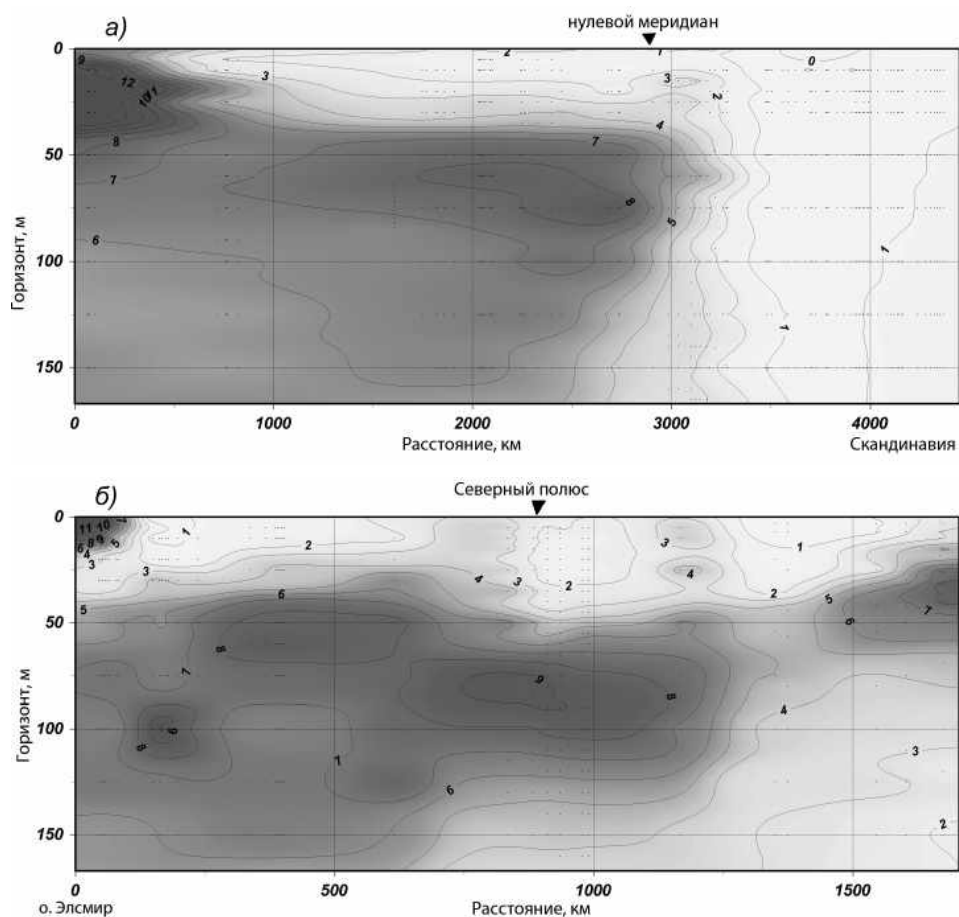


Рис. 3. Распределение величины частоты Вайсяля—Брента на разрезах № 1 и № 2 за весь период наблюдений:

а — на разрезе № 1 и б — на разрезе № 2

мающая часть Арктического бассейна от Гренландии и североамериканского побережья до хребта Ломоносова.

При рассмотрении вертикальных распределений величин частоты Вьяйсяля—Брента на разрезах № 1 и № 2 (рис. 3) хорошо прослеживается водная масса с ядром в слое 50–100 м, обладающая «экранирующими» свойствами к вертикальному перемешиванию воды слоя 0–50 м с нижележащими слоями. Величина частоты Вьяйсяля—Брента в этом слое составляет 7–8 циклов/час при 1–3 циклов/час в поверхностном слое.

Эта водная масса по своим параметрам соответствует тихоокеанским водам, хорошо выделяющимся по содержанию кремния. Если за пределами данной водной массы содержание кремния составляет 10–15 мкмоль/л, то в ядре, на горизонте 100 м, концентрации кремния увеличиваются до 40 мкмоль/л. И наоборот, в районе Арктического бассейна, где прослеживается влияние атлантических вод (в слое 75–100 м), процесс вертикального перемешивания наблюдается до значительных глубин, что хорошо прослеживается по низким величинам (0–2 цикла/час) частоты Вьяйсяля—Брента. Иными словами, даже в зимний период, в условиях повышения плотности в поверхностном слое воды, связанного с понижением температуры и повышением солёности (за счет поступления солей в результате ледообразования), в районе Арктического бассейна, где прослеживается влияние тихоокеанских вод, наблюдается устойчивый пикноклин, препятствующий перемешиванию поверхностных вод, обладающих повышенными значениями концентраций растворенного кислорода с нижележащими, обедненными кислородом слоями.

ВЫВОДЫ

1. На части акватории Арктического бассейна, охватывающей большую часть Американо-Азиатского суббассейна и простирающейся от меридиана 0–180° в сторону Гренландии и североамериканского побережья, в зимний период при полном отсутствии процесса фотосинтеза прослеживается большая зона с избытком растворенного кислорода в поверхностном слое морской воды. Устойчиво выделяются области с величинами относительного содержания растворенного кислорода 103–104 %, и в отдельных случаях эти значения достигали 125–127 %. Концентрация растворенного кислорода в области пересыщения составляет 9,25–9,50 мл/л при максимуме 11,00 мл/л. У североамериканского побережья слой пересыщения распространяется до глубин примерно 60 м; при продвижении к нулевому меридиану его величина уменьшается до 30 м.

2. Частично избыток растворенного кислорода, образовавшийся в процессе фотосинтеза в районах Евразийского шельфа, может нивелироваться за счет его эвазии через полыньи, и, наоборот, у берегов Канадского Арктического архипелага максимальные толщины льда и максимальная сплоченность старых льдов (более 9 баллов) [Фролов и др., 2005] препятствуют этому процессу.

3. До наступления полярной ночи величины относительного содержания кислорода в октябре в рассматриваемом районе составляют примерно 100–120 % при средней величине около 106 %. Для того чтобы при неизменной температуре и солёности (температура –1,74 °С, солёность 32,14 ‰) и концентрации растворенного кислорода 9,14 мл/л (106 %), в период полярной ночи, величины относительного содержания кислорода достигли хотя бы 100 %, уменьшение концентраций растворенного кислорода за 4 месяца должно было составить 0,5 млО₂/л, что в шесть раз больше оцененной по литературным данным (0,083 млО₂/л) величины БПК для этих условий.

4. В зимний период в условиях повышения плотности в поверхностном слое воды, связанного с понижением температуры и увеличением солёности (за счет по-

ступления солей в результате ледообразования), в части Арктического бассейна, где прослеживается влияние тихоокеанских вод, наблюдается устойчивый пикноклин. Пикноклин препятствует перемешиванию поверхностных вод, обладающих повышенными значениями концентраций растворенного кислорода, с нижележащими, обедненными кислородом слоями.

5. Таким образом, наблюдаемый эффект высоких концентраций растворенного кислорода в период полярной ночи в Амеразийском суббассейне связан с «сохранением» летних высоких концентраций растворенного кислорода, являющихся следствием процесса фотосинтеза, протекающего в световой период времени года. Данный эффект определяется сочетанием особенностей гидрологического и ледового режимов этого района: ледовыми условиями, отличающимися накоплением льдов, максимальной толщиной льда и максимальной сплоченностью старых льдов, препятствующими эвазии кислорода в атмосферу; низкой температурой, обуславливающей низкую интенсивность процесса минерализации органического вещества; низкой интенсивностью процесса вертикального конвективного перемешивания, обусловленной наличием водной массы (тихоокеанские воды), обладающей «экранирующими» свойствами к перемешиванию поверхностных вод с нижележащими, обедненными кислородом слоями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Арктики. М.: Главное Управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1985. 204 с.
2. Мусина А.А. Гидрохимическая характеристика Арктического бассейна // Тр. ААНИИ. 1960. Т. 218. С. 5–64.
3. Новоселов А.А. Изучение биохимического потребления кислорода в водах северной части Атлантического океана // Океанология. 1962. Т. 2. Вып. 1. С. 84–91.
4. Океанология. Химия океана. Т. 1. Химия вод океана. М.: Наука, 1979. 418 с.
5. Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 355. 144 с.
6. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.
7. Фролов Н.Е., Гудкович З.М., Радионов В.Ф., Тимохов Л.А., Широков А.В. Научные исследования в Арктике. Т. 1. Научно-исследовательские станции «Северный полюс». СПб.: Наука, 2005. 267 с.
8. Laevastu T., Zeitlin H., Song M.K. Notes on oxygen consumption in sea water // Limnol. Oceanogr. 1965. Vol. 10. № 1. P. 144–146.
9. National Oceanographic Data Center. NODC's, 2009 World Ocean Atlas. Online version. URL: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr_wod.html [дата посещения 1.10.2011]

A.A.NAMYATOV

SPECIAL DISTRIBUTION OF DISSOLVED OXYGEN CONCENTRATIONS IN THE SURFACE LAYER OF THE ARCTIC BASIN

Using the two hydro chemical databases of the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI, Russia) and NODC (USA) the wide area of Arctic basin, embracing the major part of Amerasian sub basin and spreading from 0–180° meridian to Greenland and North American coast, having abnormally high concentrations of dissolved oxygen in surface layer in winter time, is revealed. Exceeding above the values of the oxygen solubility concentration, with the absence of photosynthesis, composes 4–5 %. The formation of this area is caused by the «saving» effect of high concentrations of dissolved oxygen being the consequence of photosynthesis during the summer light period. This effect is combination of

the following peculiarities of hydrological regime of this area: ice conditions, causing abnormalities of «sea water — atmosphere» system gases interchange; lowest temperature of water, causing low intensity of mineralisation of organic matter; low intensity of vertical convection, caused by the presence of the steady pycnocline with «shielding» properties of mixing surface water with lower water layers, having low oxygen concentration.

Keywords: Arctic basin, surface layer, Amerasian sub basin, oxygen concentration, dissolved oxygen, oxygen biochemical consumption, oxygen saturation, Brunt-Vaisala frequency, process photosynthesis.

АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АБЛЯЦИОННОГО СЛОЯ ЛЕДНИКА НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА (ШПИЦБЕРГЕН)

канд. физ.-мат. наук В.П.ЕПИФАНОВ¹,
д-р геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН²

¹Институт проблем механики им. А.Ю.Ишлинского РАН, Москва, evr@ipmnet.ru

²ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, savat@aari.nw.ru

Исследуются спектрограммы сигналов акустической эмиссии (АЭ) в абляционном слое ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в зависимости от интенсивности солнечного потока и температуры воздуха, а также при квазистатическом и динамическом воздействии локальной нагрузки, создаваемой жестким шаровым индентором и изгибом ледяной клавиши. Предложены методики для измерения характеристик спектра АЭ в диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц и динамической твердости льда, а также устройства: шаровой индентор с пьезоэлектрическим акселерометром и пенетромтр с цифровым отсчетом измерений. Измерены динамическая твердость льда, критический коэффициент интенсивности напряжений. Установлена толщина абляционного слоя (0,4 м), оценены его акустические характеристики, прочность, особенности структуры и возможные источники акустической эмиссии. Оценено влияние трещин в абляционном слое на параметры упругих волн. Выявлены характерные формы сигналов АЭ, отличные от известных в механике разрушения конструкционных материалов. Решен ряд методических вопросов, связанных с применением метода деформационной АЭ как основы для создания системы дистанционных и полевых наблюдений движения льда в ледниках.

Ключевые слова: ледник, абляция, физические и прочностные характеристики верхнего слоя льда, структура, методы исследования.

ВВЕДЕНИЕ

Движение ледника сопровождается нарушениями его сплошности, при этом часть запасенной льдом энергии излучается в виде упругих волн в сейсмическом и акустическом диапазоне частот. Низкочастотную часть этого спектра (инфразвук) от 0,01 Гц до 25 Гц используют для определения координат и размеров источников излучения [Roux et al., 2008; Jerome et al., 2011]. Высокочастотную его часть (от 25 Гц до 20 кГц) в механике движения ледников пока не используют, несмотря на то, что именно ультразвуковой диапазон частот применяют для исследования не только упругих, но и пластических деформаций льда [Епифанов, Глазовский, 2010]. Возможно, что расширение рабочего диапазона частот позволит изучать динамику движения льда в ледниках.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Предполагается, что процессы образования трещин в ледниковом льде отражаются в характеристиках сигналов АЭ, а выявленные закономерности могут быть использованы для оценки устойчивости или возможности внезапных подвижек ледника. Для этого необходимо уметь учитывать искажения, вносимые средой и измерительным акустическим трактом в характеристики сигналов АЭ. Количественные данные о строении и физико-механических свойствах абляционного слоя, а сле-

довательно, о его влиянии на распространение упругих волн могут быть получены только в экспериментах непосредственно на леднике. Цель настоящего исследования — оценить влияние трещин в абляционном слое на параметры упругих волн в диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц, определить толщину, особенности строения, физико-механические и прочностные характеристики абляционного слоя ледника, а также выполнить физическое моделирование некоторых источников сигналов АЭ.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования выполнены на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген), на той его части, которая расположена ниже границы питания, в летний период 2011 г. Ледник Альдегонда относится к типу горно-долинных ледников, имеет двухслойное строение, с холодным верхним слоем и теплым нижним. Ледник сильно деградировал. Сейчас нижняя точка ледника расположена на высоте 120 м, а верхняя — на высоте около 370 м над уровнем моря. Для исследований были выбраны две достаточно «сухие» площадки на высоте ~230 м над уровнем моря с координатами: 77,98137° с.ш. 14,08380° в.д. и 77,98058° с.ш. 14,08046° в.д. По данным радиозондирования, толщина льда на площадках измерений составляет 180 м [Василенко и др., 2001].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скорости продольных V_p и сдвиговых V_s волн определяли с помощью *резонансного метода ударного возбуждения* [Тимошенко, 1975]. Образцы льда в виде стержней диаметром 12,5 см и длиной около 60 см с плоскопараллельными торцами подвешивали на нитях. К одному из торцов стержня крепили пьезоэлектрический датчик типа В10, по другому ударяли свинцовым шариком. Электрический сигнал с пьезоэлектрического датчика через предусилитель типа CEFC (model No SB1140) подавали на вход акустической платы в ноутбуке (программа SpectraLAB).

Затухание акустических волн измеряли на глубине 0,2 м в поверхностном слое ледника. Для этого ледобур с пьезоэлектрическим датчиком крепили ко льду и на заданном расстоянии от датчика сбрасывали с фиксированной высоты шаровой индентор, снабженный пьезоэлектрическим акселерометром [Епифанов, 1986]. По временным разверткам осциллограмм продольных и сдвиговых волн для условий эксперимента измеряли амплитуды импульсов и рассчитывали затухание. В качестве приемника использовали пьезодатчики КД и В10 [Способ..., 1990].

Запись сигналов АЭ. Измерительная акустическая линия состояла из ледобура с жестко закрепленным на нем датчиком, предусилителя, акустической платы ноутбука и соединительных электрических кабелей. Амплитудно-частотный анализ акустических сигналов осуществляли с помощью программы SpectraLAB в диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц при регулируемом коэффициенте усиления до 90 дБ.

Вязкость разрушения определяли упрощенным экспресс-методом по трехточечной схеме нагружения [Jablonski et al., 1985]. Испытывали образцы льда в виде прямоугольных полос сечением 3×6 см. Надрез шириной 0,3 см и длиной $a = 0,8$ см наносили поперек оси полосы; вершину надреза процарапывали острым лезвием. Нагружение выполняли вручную на специально собранном приспособлении. Измеряли максимальную силу P^* , при которой происходит разрушение образца. Время нагружения около 7 секунд. Расчет значений K_{Ic} выполняли по формуле [Справочник..., 1990]:

$$K_{Ic} = \frac{3M}{2tW^2} \sqrt{\pi a} F_I(\alpha), \quad (1)$$

где $\alpha = a/W$, F_I — тарировочный коэффициент, t — длина фронта трещины (ширина образца), W — высота полосы, $M(P^*)$ — изгибающий момент.

Твердость льда измеряли с помощью пенетromетра, его описание и методика измерений изложены в работе [Епифанов, Осокин, 2004]. Непосредственно перед измерениями поверхность льда выравнивали с помощью остро заточенной пластины.

Температура льда измеряли с помощью инфракрасного термометра типа РИТОН-105. Температура очищенного от загрязнений льда была 0,0 °С, на слое криоконита –0,1 °С, донной поверхности керна, извлеченного с глубины 0,7 м, – –0,5...–0,7 °С.

Плотность льда. Массу образца льда в виде прямоугольного параллелепипеда с длиной сторон 50×50×50 мм³ измеряли на электронных весах типа ВЛТ-510-П. Расчетная погрешность плотности около 5,9 %.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ЛЬДА

Лед из абляционного слоя содержит большое количество мелких пузырьков воздуха, имеет характерную для наложенного льда слоистость [Wright et al., 2007; Brandt et al., 2008]. Слои толщиной 7–12 см ориентированы параллельно поверхности ледника. Чередование слоев различной прозрачности и плотности ($\rho_1 = 0,867 \pm 15$ г/см³, $\rho_2 = 0,826 \pm 5$ г/см³) нарушается их выклиниванием (см. рис. 1а на цв. вклейке). Особенность его мезоструктуры – конгломераты из крупных кристаллов неправильной формы (см. рис. 1б на цв. вклейке), присутствие трещин (см. рис. 1в на цв. вклейке) и каналов (см. рис. 1г на цв. вклейке), образующих дренажную сеть. Фильтрация подтверждена при бурении, когда внезапно на глубине около 20 см в кольцевой выточке появилась вода, несмотря на то, что для бурения была выбрана сухая площадка без видимых поверхностных трещин.

Таким образом, абляционный слой – это слоистая ледяная структура, содержащая многочисленные пузырьки воздуха разных размеров, с системой каналов и волосяных трещин внутри, а также сетью продольных и поперечных трещин на поверхности, причем сторона ячейки достигает нескольких метров. Кроме того, поверхность ледника испещрена бороздами, мелкими углублениями и локальными загрязнениями (криоконитом), что делает ее шероховатой. Все это создает особые условия для распространения упругих волн в поверхностном слое. Для того чтобы оценить их влияние на параметры упругих волн, необходимо определить толщину абляционного слоя и длину трещины.

ТОЛЩИНА АБЛЯЦИОННОГО СЛОЯ

Два фактора влияют на изменение механических свойств льда с глубиной: уменьшение абляции и понижение температуры. До глубины 0,7 м температура линейно уменьшается от 0 °С до –0,5...–0,7 °С. Результаты измерений твердости льда в зависимости от глубины залегания представлены на рис. 2. Измерения выполняли на дневной поверхности и на стенках шурфа. Из рисунка видно, что с увеличением глубины скорость роста твердости замедляется (линия 2' на рис. 2), при этом разброс измеряемой величины уменьшается с 22 % до 0,4 %, т.е. возрастает однородность льда и его твердость на 30 %. Замедление роста твердости связано с уменьшением абляции. Соответственно точка перегиба на производной аппроксимирующей функции (кривая 2') однозначно указывает (показано стрелкой) глубину, на которой влияние абляции на механические свойства льда становится малым. Таким образом, толщина абляционного слоя на площадке измерения составляет около 0,4 м.

Далее был сделан срез льда и определена траектория фронта поперечной трещины (см. рис. 3 на цв. вклейке). Установлено, что вершина видимой части трещины находится на глубине 0,36 м. Результат измерений подтверждает вывод о глубине абляционного слоя ледникового льда и позволяет сопоставить длину трещины с длиной акустических волн.

Для измеренной скорости продольной $V_p = 3348$ м/с и сдвиговой волны $V_s = 1810 \pm 15$ м/с рассчитаны длины волн ($\lambda_{15,5} = 0,22$ м, $\lambda_{3,05} = 0,36$ м) для частот

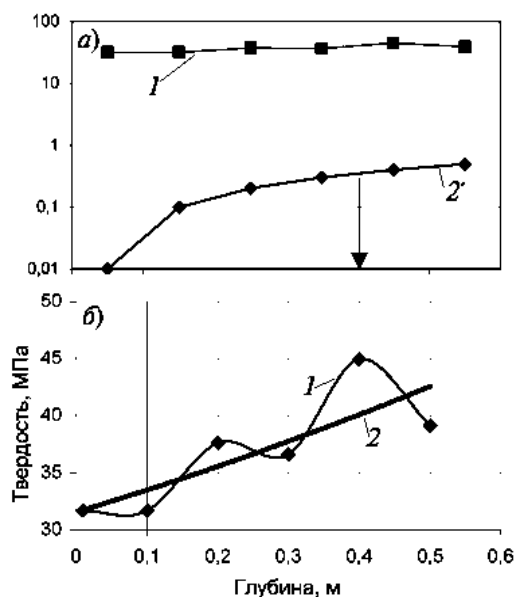


Рис. 2. Зависимость твердости льда от глубины залегания:

а) 1 – зависимость твердости льда от глубины, 2' – логарифм производной аппроксимирующей функции, стрелкой показана толщина абляционного слоя; полулогарифмические координаты. б) 1 – зависимость твердости льда от глубины, 2 – вычисленная зависимость твердости льда от глубины

15,5 кГц и 3,05 кГц и соответствующие им волновые числа $k_{15,5} = 28,5$ и $k_{3,05} = 17,4$. Произведение волнового числа на длину трещины ($kl_{15,5} \sim 11$ и $kl_{3,05} \sim 7$) оказывается ненамного больше единицы ($l \sim \lambda$), поэтому присутствие во льду трещин близкого к длине волны размера должно вызвать дифракцию, которая даст основной вклад в рассеянное поле [Виноградов, 1997]. Кроме того, длины волн всего лишь в 4–7 раз больше максимальных размеров кристаллитов льда $D \approx 5$ см. Строго говоря, кристаллиты нельзя считать малыми ($\lambda_{15,5}/D \approx 4$), поскольку их размер недостаточно мал по сравнению с длиной звуковой волны, число неоднородностей на длине волны недостаточно велико и их распределение по слоям недостаточно равномерно. В масштабе длины звуковой волны абляционный слой может рассматриваться акустически однородной средой только для частот заполнения ниже 1 кГц. Выше – микронезоднородная среда, неоднородность которой обусловлена поликристаллической структурой и присутствием трещин и пузырьков воздуха, с дисперсией скорости звука и поглощением звуковых волн, разными внутри и вне сетки трещин.

Необходимо также отметить, что фронт трещины сначала образует с дневной поверхностью ледника угол, близкий к прямому углу, а в конце – 60° , причем трещина поворачивает в сторону языка ледника (см. рис. 3 на цв. вклейке). Этот поворот отражает развитие сдвиговых форм разрушения, которые происходят под действием гравитационной сдвиговой составляющей с увеличением глубины прорастания трещины.

ТРЕЩИНОСТОЙКОСТЬ ЛЬДА

Результаты измерений и расчетов по уравнению (1) помещены в табл. 1. Согласно экспериментальным данным, среднее значение критического коэффициента интенсивности напряжений при 0°C равно $K_{IC} = (85 \pm 7)$ кН/м^{3/2}. Это близко к зна-

Таблица 1

Высота балки (W), ширина балки (t), длина надреза (a), параметр ($\alpha = a/W$), значение калибровочной функции (F_I), изгибающая сила (P^*) и значения критического коэффициента интенсивности напряжений K_{IC} при температуре льда 0°C

№	W , см	t , см	$\alpha = a/W$	F_I	K_{IC} , кН/м ^{3/2}	P^* , Н	K_{IC}
1	1,7	5,5	0,4706	1,334	91	20	111
2	2,2	6	0,3636	1,120	71	34	87
3	2,2	6,5	0,3636	1,120	81	42	99
4	2,2	6,3	0,3636	1,120	96	48	117
5	2,2	7,4	0,3636	1,120	82	48	100
6	2,6	6,7	0,3077	1,043	54	43	66
7	2,2	5,9	0,3636	1,120	90	42	109
8	1,9	6,9	0,4211	1,218	114	43	139

чению, определяемому обычными методами на макрообразцах $K_{IC} \sim 50...100$ кН/м^{3/2} [Гольдштейн, 1985; Dempsey, 1999]. Используя известное соотношение [Брок, 1980]

$$\sigma_{kp} \sqrt{\pi L} = K_{IC}, \quad (2)$$

получаем для критического напряжения образования трещин $\sigma_{kp} = 0,3...0,54$ МПа. Тогда как сдвиговые напряжения

$$\sigma_s = \rho g h \cdot \cos \varphi, \quad (3)$$

где φ – угол наклона, ρ – плотность льда, h – глубина, на глубине 0,4 м равны ~ 400 Па. Такие значения напряжений могут только изменить направление фронта трещины. Таким образом, реальной причиной развития поверхностных трещин, особенно на начальной стадии, могут быть только термические напряжения [Дучков и др., 2007].

СПЕКТРОГРАММЫ СИГНАЛОВ АЭ

На рис. 4 показаны характерные спектрограммы (по оси X отложена частота, по оси Z – амплитуда, по оси Y – время наблюдения) сигналов АЭ, записанные при разной освещенности поверхности ледника, температуре воздуха и времени суток. Так, первая спектрограмма (рис. 4а) записана в 13 часов (время местное) 05.08.2011 при максимальной освещенности (безоблачный день), температуре воздуха $+9^\circ\text{C}$ и почти ортогональном падении солнечного потока на площадку, где выполняли акустические измерения. Вторая спектрограмма (рис. 4б) записана в 23 часа 10.08.2011 при минимальной освещенности (в тени) и температуре воздуха $+5,3^\circ\text{C}$.

На спектрограммах выделены три типа сигналов АЭ: 1 – высокочастотные ($\sim 15,6$ кГц) почти непрерывные сигналы малой амплитуды («дорожка»), 2 – прерывистые пульсации ($\sim 7,9$ кГц) и 3 – хаотические сигналы ($< 1,4$ кГц).

Аналогичная «дорожка» на спектрограммах сигналов АЭ ранее была получена при столбчатом разрушения льда [Епифанов, Глазовский, 2010]. По-видимому, и в рассматриваемом случае источником сигналов являются сдвиговые деформации на микроуровне.

Прерывистые сигналы с частотой $\sim 7,9$ кГц связаны с источником большего масштаба. Микросдвиги в нем сочетаются с релаксацией напряжений. Физика такого деформационного процесса (*stick-slip phenomenon*) аналогична скольжению смычка по струне. Такой механизм разрыва и восстановления пятен контакта в абляционном слое может реализоваться, например, при смещении берегов трещины

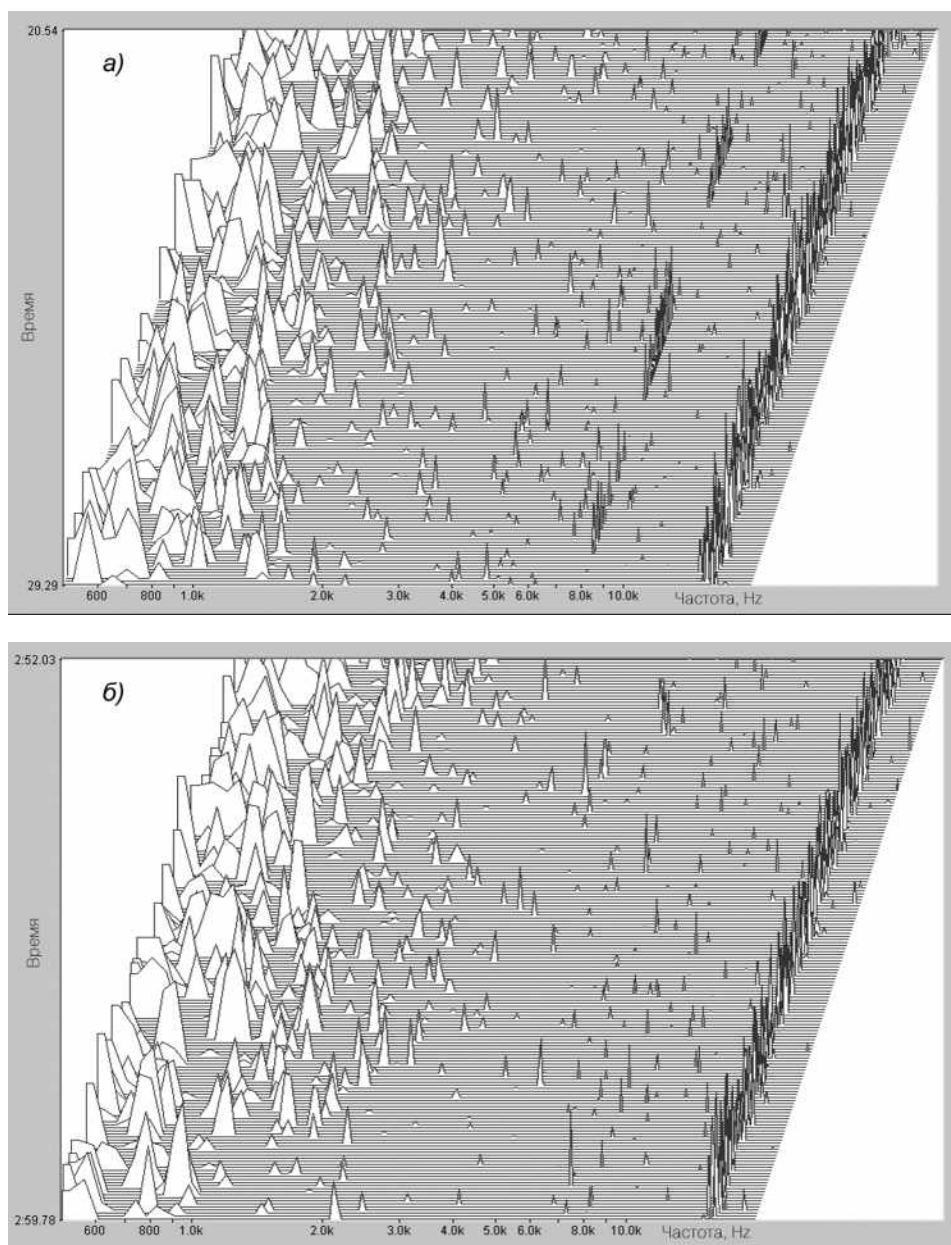


Рис. 4. Собственные спектрограммы сигналов АЭ ледника Альдегонда, записанные 05.08.2011 (а) и 07.08.2011 (б), для различных условий:

а – температура воздуха $+9^{\circ}\text{C}$, 13 часов (безоблачно, максимальный световой поток); б – температура воздуха $+5,3^{\circ}\text{C}$, 23 часа (минимальный световой поток)

с малым раскрытием. С помощью сейсмической аппаратуры такие сигналы, а значит, и такие процессы поверхностного трещинообразования (crevassing) не могли быть выявлены в ледниковом льде [Nettles, and 12 others. 2008]. Их обнаружение открывает возможность исследований механики деформирования и разрушения поверхностного слоя ледника, что представляет несомненный интерес не только для понимания динамики ледника, но и самостоятельный интерес для механики разрушения льда при контактном разрушении.

Согласно модели гармонического осциллятора, источники сигналов АЭ в низкочастотной части спектра ($< 1,4$ кГц, рис. 4) должны обладать большой массой и малой жесткостью D

$$f = \frac{k}{2\pi} \sqrt{\frac{D}{m}}, \quad (4)$$

где f – частота, k – номер гармоники. Учитывая амплитуду, частоту повторений сигналов и их импульсную форму, можно предположить, что их источник расположен далеко от приемника сигналов, например на ложе или бортах ледника, где хрупкое разрушение происходит в слое ледникового льда, прочность которого существенно уменьшена из-за накопленных деформационных дефектов. Картина образования пятен адгезионного контакта льда с горной породой и их стохастического разрушения наиболее соответствует наблюдаемому низкочастотному спектру (рис. 4). В принципе источником такого типа сигналов АЭ могли быть гидравлические переходные процессы в ледниковых каналах или врезам [Lawrence et al., 1979]. Однако проверка показала, что водный поток генерирует сигналы другого спектрального состава, к тому же его интенсивность сильно изменяется в течение суток, что не отразилось на спектрограммах.

Выявленные экспериментально типы сигналов АЭ свидетельствуют о том, что даже в деградирующем леднике в период таяния процесс ползучести льда не прекращается. Этот вывод не противоречит результатам исследований, полученным в работе [Гаврило В.П. и др., 1980], поскольку относится к диапазону более высоких частот и большому (90 дБ) усилению, причем метод обладает большим временным разрешением, что позволяет наблюдать дискретные процессы, происходящие, в том числе, и на небольших уровнях структуры льда. Нельзя не отметить, что вторичные процессы ползучести типа stick-slip (рис. 4а) имеют промежутки между пульсациями около 1 с. Такой порядок времени релаксации пластических процессов рассматривался, например, в работе [Епифанов, 1991].

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТОЧНИКА СИГНАЛОВ АЭ

Рассмотрим случай, когда источником является разрыв льда в глубинных слоях ледника (или на ложе). На рис. 5а показана спектрограмма сигналов АЭ, генерируемых при разрушении ледяной клавиши с поперечным сечением около 200 см^2 в месте заделки при изгибе. Непрерывные сигналы ($\sim 15,6$ кГц) малой амплитуды, которые образуют «дорожку», относятся, как отмечено ранее, к образованию микротрещин на бортах поверхностных трещин в абляционном слое. Процесс разрушения клавиши представлен сложным частотно-амплитудным спектром сигналов АЭ. Спектр процесса ограничен коротким интервалом времени и имеет несколько «пиков» в интервале частот от $1,2$ кГц до $19,3$ кГц. Воспользуемся экспериментальными данными и оценим размер источника в низкочастотном участке спектра, например для частоты 600 Гц. Будем считать площадь S источника пропорциональной произведению квадрата амплитуды на квадрат частоты и продолжительность Δt импульса, $S \sim A^2 f^2 \Delta t$. Тогда, зная реперную площадь 200 см^2 и параметры сигналов АЭ (рис. 4, 5), находим площадь излучения около 20 м^2 , что вполне допустимо (радиус $\sim 2 \text{ м}$).

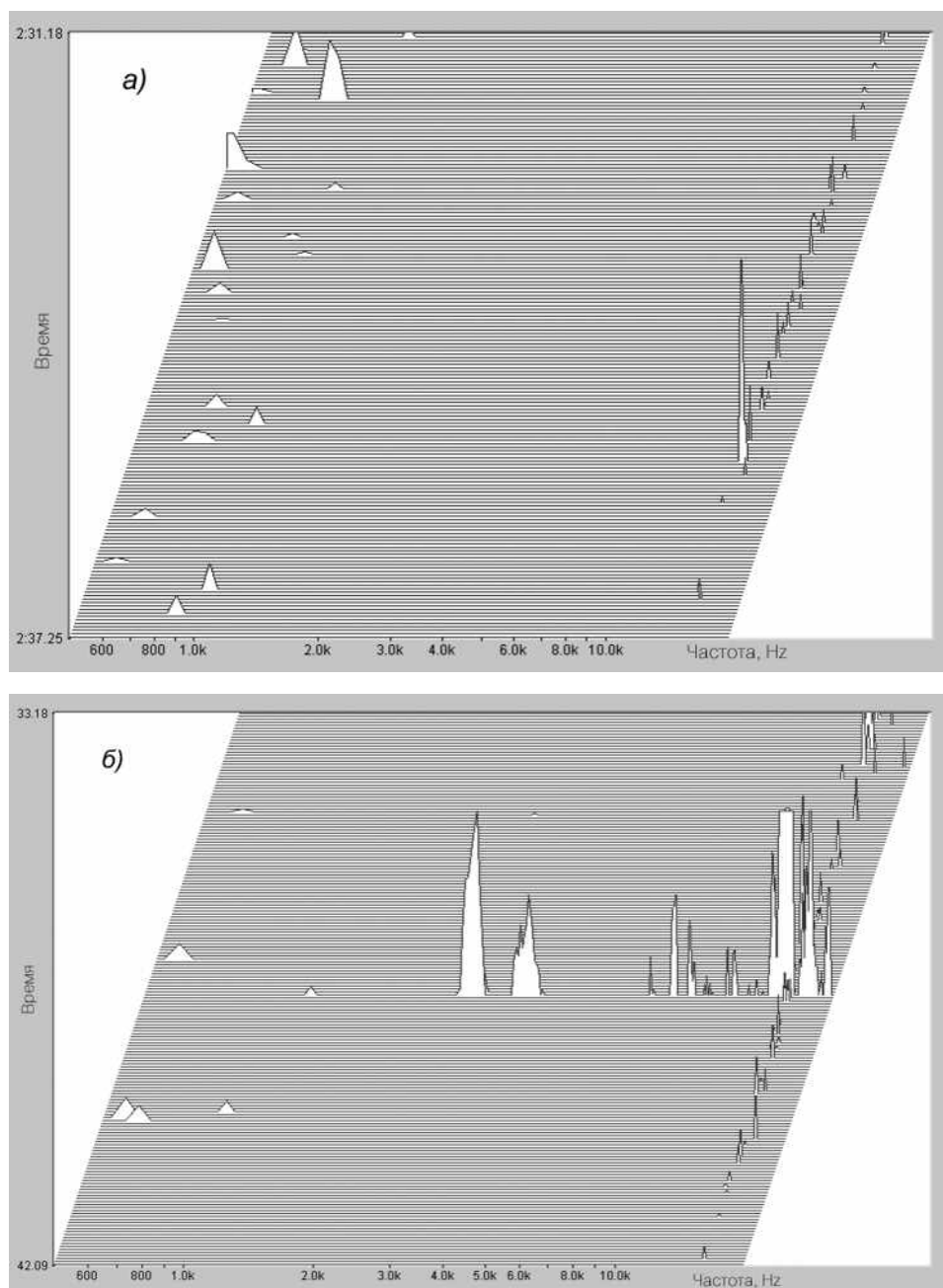


Рис. 5. Спектрограммы сигналов АЭ:

а – разрушение ледниковой клавиши (испытание на изгиб); *б* – при ударном взаимодействии шарового индентора с дневной поверхностью ледника

На рис. 5б показана спектрограмма контактного разрушения абляционного слоя ледника при ударном взаимодействии с шаровым индентором, которая в первом приближении имитирует камнепад на леднике. На энергию упругих волн расходуется около 2–3 % от энергии удара (≈ 8 Дж), которой обладает индентор в момент касания со льдом. Спектрограмма представлена единственным импульсом на частоте 15,5 кГц (71 дБ). При увеличении усиления можно наблюдать низкочастотную компоненту спектра (3,05 кГц). Из эксперимента следует, что действительно спектрограммы от разных источников содержат характерные признаки, присущие именно конкретному источнику (процессу). Это в принципе позволяет составить кадастр или атлас для основных типов источников, однако этому должны предшествовать системные исследования по выявлению факторов, деформирующих изначальный спектр АЭ.

АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Абляционный слой ледника ниже границы накопления представляет собой слоисто-пористую ледяную оболочку толщиной около 40 см с сеткой поверхностных продольных и поперечных трещин. Динамика их образования и развития проявляется в излучении упругих волн (сигналов АЭ). Особенность этой динамики в том, что это самоорганизующийся процесс, происходящий путем повторных взаимодействий между мезоструктурами различных масштабов (принцип Ле-Шателье).

Присутствие в абляционном слое ледника разного рода дефектов (особенно трещин, каналов, пузырьков воздуха разной величины) является сильным фактором, влияющим не только на термическую устойчивость ледника в целом, на динамику его движения, но и на распространение акустических волн. Для того чтобы оценить влияние абляционного слоя (влияние его трещиноватости) на распространение упругих волн в нем были поставлены целевые эксперименты.

Экспериментальная зависимость твердости льда от глубины залегания слоя имеет вид автокорреляционной функции, которая, по-видимому, характеризует память о процессах, происходящих в абляционном слое ледника. Роль времени здесь выполняет глубина залегания слоя, как функция теплопроводности или температуропроводности. Судя по экспериментальным данным, масштаб, на котором проявляется эффект (см. рис. 3 на цв. вклейке), имеет размер около 10 см. Структурные особенности такого масштаба подтверждены визуальными наблюдениями слоев и их различной мезоструктурой и плотностью. Интересно, что примерно такого же вида автокорреляционная функция была получена при аппроксимации экспериментальных зависимостей твердости и вязкости разрушения от глубины залегания для снежного покрова [Епифанов, Осокин, 2009 и 2010]. Причина осцилляций – слоистая структура снежного покрова как результат его формирования. Аналогично и формирование слоистой структуры абляционного слоя ледника вызвано его движением и весенне-осенним сезонным замораживанием талой воды. Фактически структура исследуемого слоя есть не что иное, как наложенный лед [Wright et al., 2007; Brandt et al., 2008].

Из того, что амплитуда автокорреляционной функции имеет минимальное значение вблизи поверхности ледника, следует, что под действием абляционных процессов различие механических свойств льда в слоях нивелируется. Есть основания полагать, что чередование слоев не закончилось в абляционном слоеи структура наложенного льда распространяется в глубь ледника.

Совпадение толщины абляционного слоя с длиной поперечной трещины является независимым подтверждением достоверности экспериментальной зависимости $H(h)$ и вывода о толщине абляционного слоя (40 см). Явно выраженные участки изломов на фронте распространения трещины косвенно указывают на смену механизмов деформаций на этих изломах.

Источники сигналов АЭ в леднике имеют разные временные, геометрические и силовые масштабы разрушения. Это позволяет по продолжительности импульса, его форме и частоте идентифицировать сигнал АЭ с его источником.

ВЫВОДЫ

В данной работе проведен феноменологический анализ сигналов АЭ как индикаторов временных и пространственных нарушений сплошности в леднике и оценена роль его поверхностного абляциянного слоя как части акустического волновода в диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц, наиболее пригодном для изучения пластических процессов во льду.

Акустические характеристики абляциянного слоя ледникового льда исследованы *in situ*, а также при динамическом воздействии локальной нагрузки, создаваемой шаровым индентором, и при квазистатическом изгибе ледниковой клавиши:

1. Записаны спектрограммы сигналов АЭ в абляциянном слое ледника *in situ* при интенсивном солнечном потоке и высокой температуре воздуха и в отсутствие прямого солнечного воздействия и более низкой, чем в первом случае, температуре воздуха. Выявлены характерные формы сигналов АЭ, отличные от известных в механике разрушения конструкционных материалов.

2. Выполнено физическое моделирование некоторых источников сигналов АЭ, имитирующих камнепад и трещинообразование в толще ледника.

3. Определена толщина абляциянного слоя (~0,4 м), особенности его строения и прочностные характеристики (на стенках шурфа и на кернах), а также оценено влияние этого слоя на характеристики сигналов АЭ.

4. Решен ряд методических вопросов (крепления акустических датчиков к ледниковому льду, их размещения, надежности акустического контакта и др.).

5. Показана перспективность метода АЭ с рабочим диапазоном частот от 15 Гц до 20 кГц для изучения деформационных процессов, которые сопровождаются нарушениями сплошности ледникового тела и развитием существующих в нем трещин.

Полученные результаты могут быть использованы для создания мобильной ледниковой лаборатории и системы дистанционного акустического мониторинга, основанного на методе деформационной АЭ, с целью изучения динамики движения льда в ледниках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Броек Д. Основы механики разрушения. М.: Высш. шк., 1980. 368 с.
2. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // Материалы гляциол. исслед. 2001. Вып. 90. С. 86–99.
3. Виноградов С.Д., Соловьева М.С. Распространение упругих волн в трещиноватой среде (трехмерное моделирование) // Физика Земли. 1997. № 9. С. 3–10.
4. Гаврило В.П., Гусев А.В., Никитин В.А. Собственные шумы антарктического ледника Новолазаревского и затухание акустических сигналов в нем // Тр. ААНИИ. 1980. Т. 374. С. 56–61.
5. Гольдштейн Р.В., Осипенко Н.М. Ледовые качества судов. // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 391. С. 137–157.
6. Дучков А.Д., Истомин В.Е., Казанцев С.А. Температурный режим оз. Байкал и связанные с ним внутренние напряжения и смещения в ледяной плите // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 87–92.
7. Епифанов В.П., Осокин Н.И. Пространственная изменчивость прочностных свойств речного льда // Материалы гляциол. исслед. 2004. Вып. 97. С. 170–179.
8. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф. Акустические характеристики как индикатор особенностей движения льда в ледниках // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 4. С. 42–55.

9. Епифанов В.П. Механика деформируемого льда // Итоги науки и техн. ВИНТИ. Сер. Гляциология. 1991. Т. 8. 200 с.
10. Епифанов В.П. Разрушение льда при контактных взаимодействиях // Известия РАН. Механика твердого тела. 1986. № 6. С. 177–185.
11. Способ калибровки пьезоэлектрических акселерометров: Авт. свид-во 1569730 СССР; кл. G 01 P 21/00/ Епифанов В.П.; опубл. 07.06.1990, Бюл. № 21. 1990.
12. Справочник по коэффициентам интенсивности напряжений: С74: В 2 т. М.: Мир, 1990. Т. 1. 447 с.
13. Тимошенко С.П. Прочность и колебания элементов конструкций. М.: Наука, 1975. 704 с.
14. Ультразвук: Маленькая энциклопедия / Глав. ред. И.П.Голямина. М.: Советская энциклопедия, 1979. 400 с.
15. Brandt O., Kohler J., Luthje M. Spatial mapping of multi-year superimposed ice on the glacier Kongsvegen, Svalbard // Journal of Glaciology. 2008. Vol. 54. № 184. P. 73–80.
16. Dempsey J.P., Adamson R.M., Mulmule S.V. Scale effects on the in situ tensile strength and fracture of ice. Pt. II. First-year sea ice at Resolute. N.W.T. // Intern. J. Fract. 1999. Vol. 95. P. 347–366.
17. Deichmann N., Ansorge J., Scherbaum F., Aschwanden A., Bernardi F. and Gudmundsson G.H. Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier // Ann. Glaciol. 2000. Vol. 31. P. 85–90.
18. Jablonski D.A., Journet B., Vecchio R.S., Hertzberg R. Compliance functions for various fracture mechanics specimens // Engng Fract. Mech. 1985. № 5. P. 819–827.
19. Jerome Failletaz, Funk Martin, Sornette Didier Icequakes coupled with surface displacements for predicting glacier break-off // Journal of Glaciology. 2011. Vol. 57. № 203. P. 453–460.
20. Lawrence W. and Qamar A. Hydraulic transients: a seismic source in volcanoes and glaciers // Science. 1979. Vol. 203(4381). P. 654–656.
21. MacAyeal D.R., Okal E.A., Aster R.C. and Bassis J.N. Seismic and hydroacoustic tremor generated by colliding icebergs // J. Geophys. Res. 2008. 113(F3), F03011. (10.1029/2008JF001005.)
22. Nettles M. and 12 others. Step-wise changes in glacier flow speed coincide with calving and glacial earthquakes at Helheim Glacier, Greenland // Geophys. Res. Lett. 2008. 35(24), L24503. (10.1029/2008GL036127.)
23. Roux P.F., Marsan D., Metaxian J.F. et al. Microseismic activity within a serac zone in an alpine glacier (Glacier d'Argentiére, Monnt Blanc, France) // J. Glaciol. 2008. Vol. 54. № 184. P. 157–168.
24. Walter F., Deichmann N. and Funk M. Basal icequakes during changing subglacial water pressures beneath Gornergletscher, Switzerland // J. Glaciol. 2008. № 54(186). P. 511–521.
25. Weaver C.S. and Malone S.D. Seismic evidence for discrete glacier motion at the rock–ice interface. J. Glaciol. 1979. № 23(89). P. 171–184.
26. Wright A.P., Wadham J.L., Siegert M.J., Luckman A., Kohler J. and Nuttall A.M. Modeling the refreezing of meltwater as superimposed ice on a high Arctic glacier: A comparison of approaches // J. Geophys. Res. 2007. 112, F04016, doi:10.1029/2007JF000818.

V.P.EPIFANOV, L.M.SAVATYUGIN

ACOUSTIC STUDIES OF ABLATION LAYER OF POLAR GLACIER: THE ALDEGONDABREEN GLACIER CASE (SPITSBERGEN)

Spectrograms of acoustic emission signals (AE) in the ablation layer of the Aldegondabreen Glacier (Western Spitsbergen) in the period of intensive melting (July–August 2011) depending on the intensity of solar flux and temperature, as well as quasi-static and dynamic effects of local load created by rigid spherical indenter and bending of the ice key have been investigated. Effect of cracks in ablation layer on the parameters of elastic waves propagation have been evaluated. Also the dynamic hardness of ice, critical stress intensity factor KIC, and structure of the surface ice layer to a depth of 0.7 m have been studied. Specific techniques and devices have been developed for measuring: (1) the characteristics of the frequency-amplitude spectrum of AE in the frequency range from 15 Hz to 20 kHz, (2) the dynamic

hardness of ice and the critical stress intensity factor directly on the glacier, in particular the spherical indenter with a piezoelectric accelerometer and the penetrometer with digital indicator. The characteristic shapes of AE signals other than the well-known ones in fracture mechanics of structural materials have been recorded. The thickness of ablation layer has been determined (0.4 m), its acoustic performance, hardness, structural features and possible sources of acoustic emission have been evaluated. A number of methodological issues related to acoustic emission (AE) technique application for the deformation studies and as a basis for development of the remote and field glacier ice observation system has been discussed.

Keywords: Glacier ablation, physical and strength characteristics of the upper layer of ice, structure, methods of studies.

РОССИЙСКИЕ МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АРКТИКИ – ПРОШЛОЕ И НАСТОЯЩЕЕ

И.Е. ФРОЛОВ, И.М. АШИК, Г.А. БАСКАКОВ, С.А. КИРИЛЛОВ

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

В статье кратко освещена основная деятельность российских исследователей в области изучения вод Арктического бассейна Северного Ледовитого океана и арктических морей. Приведены сведения о наиболее значительных экспедициях, проводившихся в высокоширотной Арктике начиная с XVIII в., открытиях и крупных обобщениях результатов наблюдений. Особое внимание уделено экспедиционным исследованиям последних лет, включая экспедиции Международного полярного года 2007/08, результаты которых имеют особо ценное значение в связи с наблюдаемыми в последние годы значительными изменениями гидрофизических, гидрохимических и ледовых условий Северного Ледовитого океана.

Ключевые слова: морские исследования, Северный Ледовитый океан, Арктика, Международный полярный год (МПГ) 2007/08.

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

1) слежение за климатическими изменениями природной среды, объяснение и прогноз изменений климата Арктики; оценки влияния изменений климата на инфраструктуру хозяйства, экономику, экологию и условия жизни в Арктике;

2) изучение изменений состояния природной среды в связи с освоением природных ресурсов шельфа Арктики, в том числе разведкой и добычей природного газа и нефти, строительством гидротехнических сооружений и развитием судоходства в Арктике, стимулированием разных видов хозяйствования и повышением уровня жизни в условиях Арктики;

3) исследование гидрометеорологических и ледовых процессов, обеспечение текущей и прогностической информацией о природных условиях и процессах населения, организаций, фирм, государственных органов в новых условиях хозяйствования в Арктике.

Исследование высоких широт Арктики с борта судна всегда сталкивалось со значительными трудностями, обусловленными наличием ледяного покрова.

Первыми попытками высокоширотного плавания стали «секретные экспедиции» 1765 и 1766 гг. для отыскания «морского прохода Северным океаном в Камчатку», проходившие под руководством В.Я. Чичагова. Во время этого плавания на севере Гренландского моря суда экспедиции впервые преодолели 80-ю широту. В 1822 г. в том же районе английский мореплаватель У. Скорсби на судне «Бефинс»

достиг широты 81° 45' с.ш. Пятью годами позже У.Пари на судне «Гекла» поднялся до границы дрейфующих льдов в районе севернее Шпицбергена и, передвигаясь далее на санях, прошел вперед до отметки 82° 45' с.ш.

Значительным событием в высокоширотных исследованиях Арктики стала экспедиция Ф.Нансена в 1893–1896 гг., во время которой специально спроектированное и построенное судно «Фрам» продрейфовало, замороженное в лед, через всю западную часть Арктического бассейна СЛО. Данные, полученные в ходе этой экспедиции, в значительной степени изменили существовавшие представления о рельефе дна, климате, структуре водных масс, характере ледяного покрова центральной части океана, а научные результаты не потеряли своего значения и до настоящего времени.

Началом российских систематических исследований в Арктике можно считать Гидрографическую экспедицию СЛО (ГЭ СЛО) на ледокольных пароходах «Таймыр» и «Вайгач» в арктические навигации 1910–1915 гг. [Записки по гидрографии, 1988]. Экспедиция, выходя ежегодно из Владивостока, с каждым годом продвигалась все дальше на запад по арктической трассе и выполняла в морях Чукотском, Восточно-Сибирском, Лаптевых и Карском обширные океанографические и другие наблюдения (табл. 1).

Адмирал А.П.Михайловский, начальник Гидрографического управления ВМФ, писал, что «это была первая русская поистине комплексная экспедиция» в СЛО [Записки по гидрографии, 1988].

Однако вершиной достижений ГЭ СЛО следует считать крупное, удивившее весь цивилизованный мир открытие в августе 1913 г. архипелага Северная Земля. Открытие архипелага площадью 37 тыс. км² считалось наиболее значимым географическим событием XX в. В 1988 г. Гидрографическая служба Министерства обороны СССР достойно, на высоком уровне отметила это выдающееся открытие [Евгенов, Купецкий, 1985].

В марте 1920 г. произошло важнейшее событие в истории Арктики, открывшее полярной науке широкую дорогу. Решением Высшего совета народного хозяйства была организована «Северная научно-промысловая экспедиция», от которой ведет свою родословную Арктический и антарктический научно-исследовательский институт [Дмитриев, Соколов, 20104; Трешников, 1970]. Через пять лет, в 1925 г., в процессе расширения и углубления своих исследований экспедиция была преобразована в Институт по изучению Севера, а еще через 5 лет, в 1930 г. уже во Всесоюзный арктический институт (ВАИ). Начальником экспедиции и первым директором был Р.Л.Самойлович, геолог по специальности. Экспедиция, а затем институт вели исследования преимущественно в области геологии Арктики, а также хозяйственной деятельности на Крайнем Севере — оленеводства, зверобойного морского промысла и т.п. Океанографические наблюдения проводились в очень небольшом масштабе, в Карском море. В 1932 г. было создано Главное управление

Таблица 1

Океанографические наблюдения Гидрографической экспедиции Северного Ледовитого океана на судах «Таймыр» и «Вайгач» в морях Сибирского шельфа

Вид наблюдений	Годы						Всего
	1910	1911	1912	1913	1914	1915	
Глубоководных станций	10	56	37	11	4	2	140
Измерения течений	—	860	1212	819	22	—	2913
Уровень моря, точек	1	3	—	1	2	—	7

Северного морского пути (Главсевморпути), деятельность которого охватывала практически все стороны жизни на российском Крайнем Севере. Арктика получила единого хозяина. Начальник Главсевморпути О.Ю.Шмидт на заседании Коллегии Главсевморпути 28 ноября 1934 г. сказал: «Дело в том, что Север весь трактуется как единая проблема, имеющая в своей основе Северный морской путь. Мы боевой орган для поднятия на Севере экономики на основе Северного морского пути» [Славин, 1975]. ВАИ вошел в состав Главсевморпути в качестве его главного научного учреждения. Резко возросла экспедиционная деятельность ВАИ и тематические исследования природы Арктики, в особенности океанологические, в соответствии с запросами мореплавания.

В 1932 г. экспедиция на э/с «Н.Книпович» под руководством Н.Н.Зубова впервые в истории исследований Арктики обогнула Землю Франца-Иосифа с севера, а в 1934 г. э/с «Персей» обогнуло с севера Западный Шпицберген. Эти экспедиции стали своего рода предварительной разведкой для первой высокоширотной экспедиции на л/п «Садко», состоявшейся в 1935 г. В ходе этой экспедиции были выполнены комплексные исследования природы северных районов Баренцева и Карского морей, районов СЛО, расположенных к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа, получены новые данные о метеорологических, гидрологических, гидрохимических, гидробиологических, ледовых и геологических условиях в период потепления Арктики 1920–1930-х гг.

В 1937 г. в районе к северу от Новосибирских островов в ледовый плен попала группа судов л/п «Садко», л/п «Г.Седов», л/п «Малыгин». В течение почти годичного дрейфа на борту судов проводились комплексные наблюдения, позволившие естественным образом расширить и уточнить существовавшие представления о природе этого района Арктического бассейна СЛО. После вывода из ледового плена двух судов л/п «Г.Седов» продолжил дрейф через западную часть Арктического бассейна СЛО, который завершился в январе 1940 г. Материалы, собранные во время дрейфа л/п «Г.Седов», позволили не только получить новые данные о природных условиях Арктического бассейна СЛО, но и сопоставить их с аналогичными данными, полученными в ходе дрейфа «Фрама». На основе этого сопоставления можно было сделать ряд важных научных выводов о долгопериодных изменениях гидрометеорологических условий Арктического бассейна.

Работами первой в мире дрейфующей станции «Северный полюс-1» (начальник И.Д.Папанин) в 1937/38 г. были начаты исследования самой труднодоступной части Мирового океана. Станциями «Северный полюс» и связанными с ними Высокоширотными воздушными экспедициями (ВВЭ) «Север» получен обширнейший массив уникальной натурной информации – ледовой, метеорологической и океанологической (температура и соленость воды, гидрохимические характеристики, течения) [Константинов, Грачев, 2000; Романов и др., 1997]. Современное изложение результатов исследований станций «Северный полюс» опубликовано в капитальной монографии, изданной в 2005 г. [Фролов и др., 2005].

С конца 1930-х гг. в морях Сибирского шельфа, от Карского на западе до Чукотского на востоке, начали вести наблюдения морские океанологические экспедиции, в просторечии именуемые «ледовым патрулями». Эти небольшие экспедиции, на небольших судах (типа траулера), настоящие «труженики моря», успевали за короткую арктическую навигацию (от августа до сентября-октября) провести 3–4 гидрологические съемки свободной ото льдов акватории морей Карского и Чукотского и две съемки морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Именно результаты их работы позволили директору ААНИИ А.Ф.Трещникову сказать в 1970-х гг., что гидрология арктических морей изучена не хуже, чем морей умеренного пояса. В тридцатых, предвоенных годах океанологи института Т.П.Марютин, В.Г.Корт, И.В.Максимов, Г.Е.Ратманов, А.В.Коптева, В.П.Мелешко и другие

публикуют крупные обобщения по океанологическому режиму морей Сибирского шельфа, составляют первые атласы приливов, не потерявшие своего значения и сегодня. Проводятся первые съемки течений проливов (Карские Ворота, Югорский Шар), создаются первые современные атласы течений, монографии по течениям и колебаниям уровня арктических морей [Березкин, Ратманов, 1940; Корт, 1941; Максимов, 1937; Мелешко, 1937].

Своеобразным итогом выполненных в тридцатые годы исследований динамики вод арктических акваторий, явилась генеральная схема течений СЛО Вс.А.Березкина и Г.Е.Ратманова, опубликованная в 1940 г. [Березкин, Ратманов, 1940].

Сороковые годы XX в. ознаменовались, в части океанологических исследований, коренным пересмотром представлений о природе Арктического бассейна — рельефе его дна, структуре водных масс, циркуляции вод.

Экспедиция Арктического института на самолете СССР Н-169, под руководством Я.С.Либины, директора института, в марте—мае 1941 г. измерила в районе так называемого «полюса относительной недоступности», к северу от острова Врангеля, глубины океана, равные 2657 и 2427 м [Лактионов, 1960]. Такие глубины значительно меньше глубин порядка 4—5 тыс. м, показанных на картах того времени. В.Т.Тимофеев в середине 1940-х гг., анализируя результаты гидрологических наблюдений, обнаружил, что придонные воды в западной части Арктического бассейна холоднее, чем в его восточной части [Тимофеев, 1960]. Это привело его к выводу, что в бассейне существует поднятие дна, порог, отделяющий поступающие из Гренландского моря глубинные воды от донных. Предвидение В.Т.Тимофеева оправдалось. В 1948 г. Высокоширотной экспедицией «Север-2» был открыт подводный хребет, названный именем М.В.Ломоносова.

Дальнейшие исследования показали, что дно Арктического бассейна представляет собой подводную горную страну с высокими хребтами и глубинными котловинами (рис. 1) [Трешников, Баранов, 1972]. Русские имена на картах правомерно отражают российский приоритет в исследованиях, а норвежские имена — наше глубокое уважение к памяти двух выдающихся исследователей-полярников.

Особенно широкий размах океанологические исследования ААНИИ, экспедиционные и тематические приняли в пятидесятых—шестидесятых годах XX в.

В Центральной Арктике океанологические наблюдения круглогодично велись на двух (с 1954 г.) дрейфующих станциях «Северный полюс», в ВВЭ «Север». Впервые было сообщено в открытой печати, в статье директора АНИИ В.В.Фролова и в средствах массовой информации, что Советский Союз проводит в Арктике широкомасштабные исследования [Фролов, 1957]. В арктических морях в навигационный период работали морские океанологические экспедиции «ледовые патрули».

В 1955—1957 гг. в северной части Гренландского моря, Баренцева и Карского морей, в районах, расположенных к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа, работали комплексные морские экспедиции на ледорезе «Ф.Литке», д/э «Обь» и д/э «Лена».

Была проведена, в пятилетие с 1956 по 1960 г., первая в истории съемка течений арктических морей — Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского [Баскаков, 1964; Фролов, 1957]. При съемке впервые был широко применен и внедрен в практику принципиально новый метод получения многосуточных рядов натурной информации — измерение течений посредством самописца течений системы Ю.К.Алексеева (типа БПВ — «буквопечатающая вертушка»).

Натурная информация по течениям, качественно более совершенная, чем судовые наблюдения, использована в исследованиях приливных течений Карского моря, а также неперiodических течений Берингова пролива и пролива Вилькицкого, морей Лаптевых и Карского [Баскаков и др., 1999; Ведерников, 1959; Коптева, 1958; Топорков, 1963].

В связи с проведением Второго Международного полярного года резко возросло число пунктов береговых наблюдений за уровнем моря на полярных станциях [Долгин, 1983].

В соответствии с требованиями времени, с 1960-х гг. широко разрабатываются модели океанологических процессов — циркуляции вод, течений, переноса загрязнений в Арктическом бассейне и арктических морях. Этой проблеме полно-

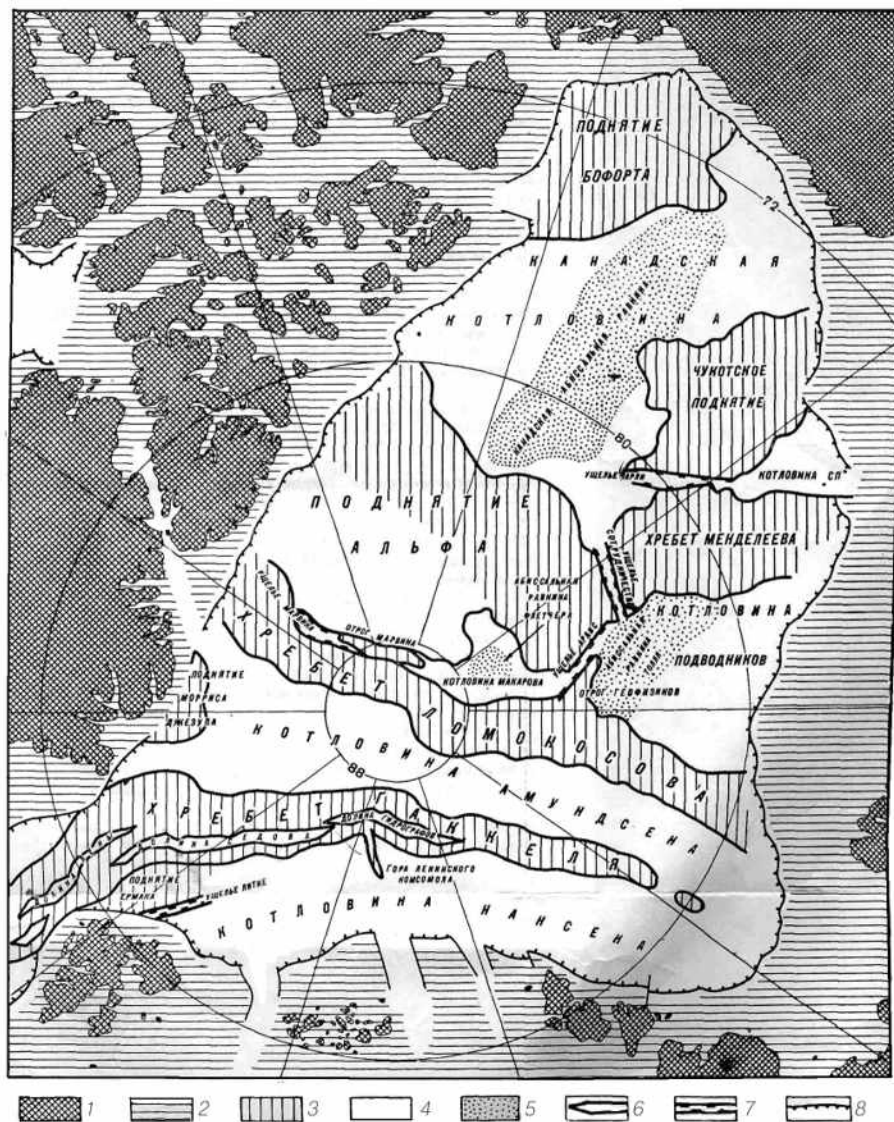


Рис. 1. Орографическая схема дна Арктического бассейна (номенклатура географических названий):

1 — суша; 2 — шельф; 3 — подводные хребты и поднятия; 4 — океанические котловины; 5 — абиссальные равнины; 6 — рифтовые «долины»; 7 — «ущелья» нерифтового типа; 8 — границы Арктического бассейна (бровка материкового склона)

стью посвящены отдельные тома Трудов ААНИИ [Моделирование..., 1988; Теория и методы..., 1991]. Особенностью моделей и численных методов расчета океанологических характеристик, разрабатываемых специалистами ААНИИ, является учет специфических особенностей СЛО — наличие ледяного покрова, большая величина пресного материкового стока. Таковы многочисленные публикации В.К.Павлова, М.Ю.Кулакова, В.И.Андрющенко, А.Ю.Прошутинского и других специалистов [Кулаков, Павлов, 1991; Павлов, 1999; Покровский, Тимохов, 2002].

Большим событием для всех географов стал выход в свет капитального труда «Атлас океанов. Северный Ледовитый океан», изданного ГУНиО Министерства обороны в 1980 г. [Атлас океанов, 1980]. Раздел океанологии занимает в атласе достойное место, 47 листов из общего числа 184 листа. Карты раздела составлены специалистами ААНИИ и его Мурманского филиала. Приводимые в Атласе карты температуры и солености воды, гидрохимических характеристик, колебаний уровня моря, приливов и приливных течений акватории Арктического бассейна и морей Сибирского шельфа можно рассматривать как современные, не требующие существенной переработки.

Посвященная формированию основных закономерностей гидрологического режима СЛО монография Е.Г.Никифорова и А.О.Шпайхера [Никифоров, Шпайхер, 1980] доныне является той общей основой, к которой целесообразно обращаться, прежде чем исследовать отдельные проблемы.

В 1960–1980-х гг. центр тяжести в логистическом обеспечении экспедиционных работ в высоких широтах Арктики сместился в сторону дрейфующих ледовых станций и авиации, в результате чего плавание научно-исследовательских судов в Арктическом бассейне СЛО прекратилось. Та же тенденция преобладала в этот период и в зарубежных исследованиях высоких широт. В конце 1980-х гг. ситуация начала меняться, что было обусловлено появлением нового поколения научно-исследовательских судов ледокольного или усиленного ледового класса, предназначенных для работы в сложных ледовых условиях.

В 1984 и 1987 гг. немецкий научный ледокол «Polarstern» выполнил комплекс метеорологических, гидрологических, гидрохимических, биологических и геологических работ в Евразийском суббассейне Арктического бассейна СЛО. В 1991 г. аналогичные работы были выполнены с борта шведского ледокола «Oden». В 1993 г. в восточной части Арктического бассейна СЛО была проведена канадско-американская экспедиция на борту л/к «Polar Star». Главными задачами экспедиции было изучение геологического строения Канадского бассейна, определение степени заражения вод океана радионуклидами из мест захоронения ядерных отходов в Карском и Баренцевом морях, углубление представлений о структуре водных масс и течений, физики морского льда. В 1994 г. ледоколы «Louis S. St.-Laurent» (Канада) и «Polar Star» (США) пересекли центральную область СЛО от Берингова пролива до Шпицбергена, выполнив при этом широкий комплекс работ по исследованию природы высокоширотной Арктики. В следующие годы работы по исследованию вод Арктического бассейна СЛО с борта зарубежных морских судов приняли практически регулярный характер.

С 1980-х гг. развернулось творческое сотрудничество океанологов ААНИИ с коллегами из Норвегии, Германии, Соединенных Штатов Америки. Проводятся совместные экспедиции, издаются научные труды [Научные результаты..., 1994]. Экспедиционные исследования совместно с норвежцами проводятся в Баренцевом и Карском морях, с немцами — в море Лаптевых, в рамках программы ЛАПЭКС. Работы с коллегами из США ведутся в Чукотском и Беринговом морях, в Беринговом проливе. Совместно с американскими коллегами составлены электронные Атласы СЛО для зимнего и летнего периодов [Timohov et al., 1998].

В трудные для нашей страны 1990-е гг. институту удалось сохранить без существенных изменений свои океанологические структуры и кадры специалистов

[Данилов, Фролов, 2000; Фролов, 2001], продолжить экспедиционные исследования высоких широт Арктики.

В 2000 г. с целью проведения натурных геолого-геофизических исследований на поднятии Менделеева, необходимых для уточнения границ континентального шельфа России, в СЛО была проведена комплексная морская экспедиция на борту НЭС «Академик Федоров».

Летом 2004 г. НЭС «Академик Федоров» под проводкой а/л «Арктика» поднялось к 85-й параллели, где была обнаружена льдина, пригодная для высадки дрейфующей станции «Северный полюс-33». В районе высадки станции был выполнен гидрологический полигон. После проведения разгрузочных и строительных работ, связанных с созданием дрейфующей станции, были выполнены комплексные океанологические наблюдения на разрезах, соединяющих Северную Землю, архипелаг Земля Франца-Иосифа и северную оконечность Новой Земли. На протяжении всей экспедиции велись комплексные исследования природной среды Арктики.

Экспедиция «Арктика-2005» осуществлялась в два этапа: на первом этапе с борта НЭС «Академик Федоров» выполнялись работы по определению границ континентального шельфа в районе хребта Менделеева, на втором этапе основными задачами экспедиции были эвакуация дрейфующей станции «Северный полюс-33» и создание новой станции «Северный полюс-34». 29 августа в 18 часов 50 минут НЭС «Академик Федоров» достигло точки Северного географического полюса. Впервые в истории мореплавания неледокольное судно в автономном плавании покорило самую северную точку земного шара. В течение всей экспедиции на борту НЭС действовал морской отряд экспедиции, выполнявший комплексные исследования в рамках подпрограмм: физическая океанография и динамика вод; процессы взаимодействия в системе «атмосфера–морской лед–верхний слой моря»; морской лед; ледовые качества судна; морская геология.

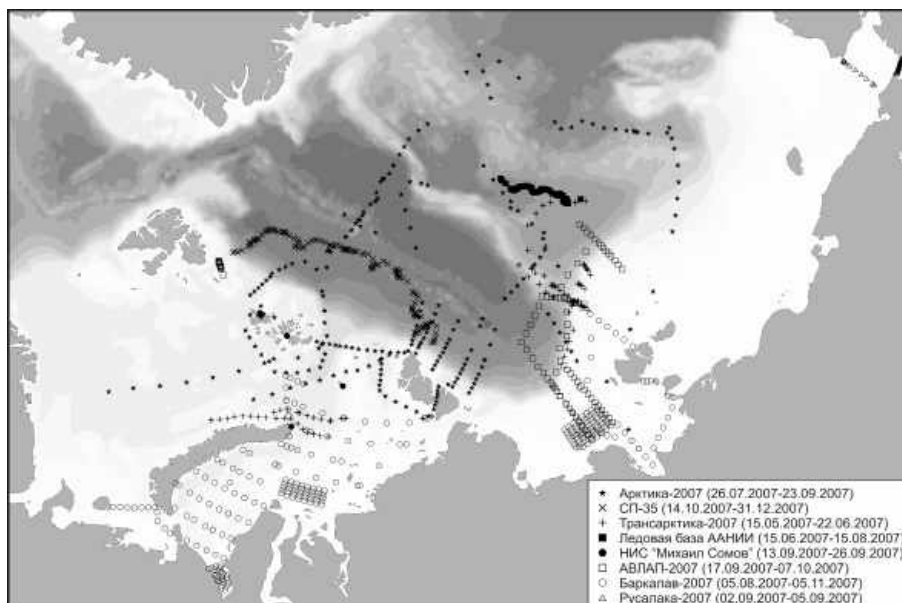


Рис. 2. Экспедиционная деятельность ААНИИ в 2007 г. на акватории Арктического бассейна и арктических морей

В период Международного полярного года 2007/08 [Фролов и др., 2008] российские научные организации при лидирующей роли ААНИИ приняли активное участие в обширных океанологических наблюдениях во многих морских отечественных и зарубежных экспедициях. Одним из наиболее ярких событий морских исследований высокоширотной Арктики в период МПГ стал рейс НЭС «Академик Федоров» 2007 г., в ходе которого, в частности, впервые в истории полярных исследований глубоководные обитаемые аппараты «Мир-1» и «Мир-2» совершили погружение в точке географического Северного полюса и установили там Государственный флаг РФ.

Всего за период Международного полярного года и в 2009 г. специалисты ААНИИ участвовали более чем в двадцати научно-исследовательских экспедициях, в большей части которых институт выступал в качестве главного организатора. В их числе, в первую очередь, следует отметить такие масштабные проекты, как продолжение гидрофизического мониторинга состояния вод Арктического бассейна при помощи дрейфующих станций «Северный полюс-36», «Северный полюс-37» и «Северный полюс-38». Кроме этого в рамках российской национальной программы проведения высокоширотных арктических экспедиций были осуществлены комплексные исследования на обширной акватории Арктического бассейна по программе «Арктика» и на акваториях морей Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского по программе «БАРКАЛАВ» в 2007–2009 гг. (рис. 2–4).

Участие специалистов ААНИИ в международных проектах позволяло осуществить в период проведения МПГ целый ряд достаточно дорогостоящих экспедиций в сотрудничестве с научно-исследовательскими институтами Германии (проект «Laptev Sea System», экспедиции ЛАПЭКС) и США (проект «Nansen and Amundsen Basins Observational System», экспедиции АВЛАП; проект «Russian American Long-term Census of the Arctic», экспедиции «Русалка»).

Общее число всех океанографических станций, выполненных в период МПГ силами сотрудников ААНИИ или при их участии, составило около двух с половиной тысяч. Информация, собранная на этих станциях, позволила получить новые пред-

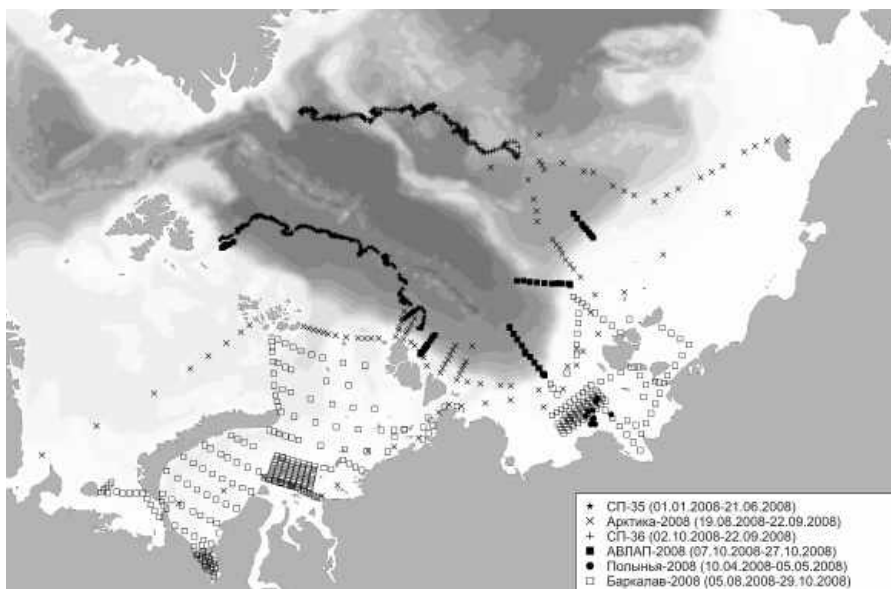


Рис. 3. Экспедиционная деятельность ААНИИ в 2008 г. на акватории Арктического бассейна и арктических морей

ставления о характере современных изменений термохалинного состояния морской среды северной полярной области и о ее связи с глобальными климатическими изменениями. При этом период проведения МПГ совпал с периодом резкого потепления в Арктике, что придает исключительную ценность собранным за это время материалам. Получение общей картины тенденций современных изменений в морской среде Арктики, связанных с этим фактом, во многом оказалось возможным именно благодаря усилиям института, направленным на исследования в Евразийской части СЛО.

Так, на основании обобщения российских и зарубежных материалов за период МПГ, удалось получить ряд новых и важных результатов, к числу которых можно, в первую очередь, отнести формирование в поверхностном слое СЛО обширных зон с аномальными значениями солёности. При этом общая картина аномалий представляет собой дипольную структуру, в которой отрицательные аномалии солёности с величинами, достигающими 2–4 промилле от среднемноголетних значений, были зарегистрированы на акватории Амеразийского суббассейна. В Евразийском суббассейне в это же время удалось зафиксировать положительные аномалии солёности величиной до двух промилле, формирующие зону раздела положительных и отрицательных аномалий между двумя суббассейнами, проходящую вдоль хребта Ломоносова. Результаты наблюдений в последующие годы показали, что контраст аномалий поверхностной солёности между Амеразийским и Евразийским суббассейнами несколько снизился по величине, хотя структурно положение аномальных зон не изменилось.

Также последние годы оказались аномально теплыми за всю историю наблюдений в поверхностном слое СЛО в прошедшем столетии и в начале XXI века. Так, в 2007 г. аномалии температуры воды, наблюдавшиеся на значительной части акватории Амеразийского суббассейна, достигали значений $+5^{\circ}\text{C}$. Последующие годы также можно отнести к аномально теплым, хотя величина аномалий по отношению к среднему многолетнему уровню была несколько меньшей и достигала до $+2^{\circ}\text{C}$ в море Бофорта, в южной части котловины Подводников и западной части Восточно-Сибирского моря.

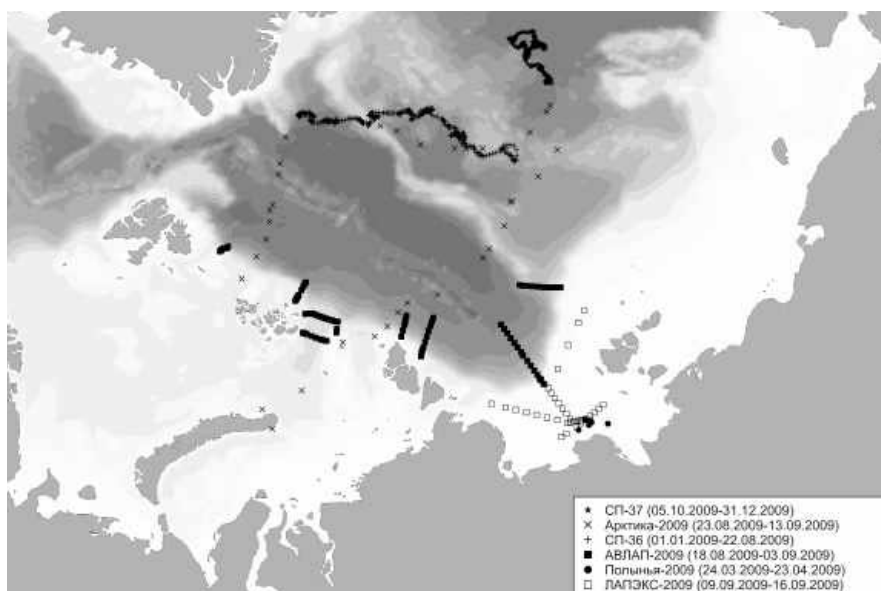


Рис. 4. Экспедиционная деятельность ААНИИ в 2009 г. на акватории Арктического бассейна и арктических морей

Изменения состояния термохалинной структуры коснулись не только поверхностного, но и более глубоководных слоев. При этом стадия очередного потепления слоя атлантических вод в Арктике в начале XXI века в значительной степени отличается от ранее наблюдаемых, как по величинам аномалий теплового состояния слоя, так и по площади акватории, на которой эта аномалия наблюдается. В 2007 г. в отдельных районах Арктического бассейна аномалии температуры атлантических вод достигали небывалых величин до $+1,5^{\circ}\text{C}$. В 2008–2009 гг. наметилась тенденция к незначительному уменьшению положительной аномалии максимальной температуры атлантических вод по сравнению с климатическими значениями на всей акватории Евразийского суббассейна, что дает основание предполагать начало возврата термохалинной структуры глубинных вод к среднему климатическому состоянию. Вместе с тем в районах Северной Атлантики в 2009 г. была отмечена очередная интенсификация теплого Северо-Атлантического течения через пролив Фрама, что может вызвать в ближайшие годы волну очередного повышения температуры глубинных атлантических вод в Арктике.

Заключительным этапом мероприятий в период МПГ 2007/08 стала Международная конференция «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08», проведенная ААНИИ 21–23 апреля 2010 г. Конференция была посвящена 100-летию со дня рождения академика Е.К.Федорова [Морские исследования..., 2010]. Из общего числа представленных на конференции научных докладов, 41 доклад был посвящен проблемам полярной океанологии [Морские исследования, 2010]. В целом в океанологических исследованиях СЛО в последние два десятилетия все более четко проявляются новые моменты, связанные с современной постановкой и методикой познания природных явлений.

Первым таким моментом можно считать обращение к тонким структурам океана, позволяющее расширить область познания природы океана, в частности расчет так называемого «пресного» резерва вод и льдов океана, использование данных о колебаниях уровня как суммарного показателя комплекса процессов, происходящих в океане, для океанического районирования его акваторий.

Второй новый момент — это создание специализированных баз натурной информации по температуре и солености воды, уровню моря (по береговым наблюдениям) и течениям за предыдущий период исследований, преимущественно с 1945 г. Специализированная база не только хранит массив натурной информации, но и выдает его в более упорядоченном виде, снимая фрагментарность наблюдений по акватории, неизбежную при изучении такой сложной системы, как море и океан. Собственно говоря, только наличие специализированных баз по температуре и солености воды, в сочетании с совершенствованием компьютерной техники, сделало возможным исследование тонких структур термохалинных характеристик вод Арктического бассейна и морей Сибирского шельфа — от Карского на западе до Чукотского на востоке.

Третьим новым моментом последнего десятилетия является стремление не только положить в основу исследования закономерностей такой бесспорный источник, как натурная информация, но также максимально использовать возможности численных методов расчета (математического моделирования), без применения которых результаты исследования не будут иметь законченного вида.

Летом 2010 г. состоялась крупномасштабная экспедиция по определению и обоснованию внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в СЛО (экспедиция «Шельф-2010»), проводившаяся на борту НЭС «Академик Федоров». Основными целями экспедиции были: получение дополнительных гидрографических данных для определения зоны юрисдикции Российской Федерации в соответствии с Конвенцией ООН по морскому праву 1982 года; формирование на основе съемки рельефа дна открытой цифровой базы батиметрических данных для предоставления в Комиссию ООН по континентальному шельфу.

В ходе экспедиционных работ всего выполнено 17079 погонных километров съемки рельефа дна, измерены глубины более чем в 822 млн точек, из них на участке работ более чем в 386 млн точек. В результате первичной обработки созданы grids 100×100 м, включающие более 4 млн точек глубин. Получен массив батиметрических данных в результате съемки рельефа дна многолучевым, однолучевым эхолотами и профилографом с опцией однолучевого эхолота. Получен массив данных по результатам гидрологических и попутных гидрометеорологических работ.

По объему работ, выполненных за один сезон в высоких широтах СЛО, объему полученной информации, отвечающей мировым стандартам качества, настоящая экспедиция значительно превышает показатели, достигнутые другими приарктическими государствами в ходе изучения Арктического бассейна. Впервые в мире была проведена съемка рельефа дна в тяжелых ледовых условиях по заранее намеченным прямолинейным батиметрическим профилям с отклонением от оси профиля не более полосы покрытия многолучевого эхолота.

Актуальность морских экспедиционных работ в Арктике обусловлена тем, что решающее значение для стабилизации и развития деятельности России в Мировом океане имеет возобновление национальных экспедиционных исследований в отечественных морях и на прилегающих акваториях Мирового океана. Такие исследования составляют основу изучения, мониторинга и освоения океана. Комплексные исследования российских арктических морей имеют особое значение в связи с потребностями растущего природопользования в Арктике и охраны ее окружающей среды. Важной частью исследований природопользования арктических морей является изучение взаимодействия транспортных средств и средств добычи полезных ископаемых с ледяным покровом, анализ эксплуатации оборудования при низких температурах.

Повышенное внимание к региону Арктического бассейна СЛО и арктическим морям обусловлено также тем, что они, обладая высоким биоресурсным потенциалом, в наибольшей степени подвержены антропогенной нагрузке (загрязнители, переносимые атлантическими водами, стоками Печоры, Оби, Енисея, Лены и других крупных рек, радиоактивные захоронения на шельфе). В связи с этим чрезвычайно своевременными являются надежные прогностические оценки экологического состояния региона в условиях ожидаемого увеличения антропогенной нагрузки. Такие оценки могут быть сделаны лишь на основе подробных натурных данных о современном экологическом состоянии основных компонентов биоты региона Арктического бассейна СЛО и морей Западного сектора Арктики.

Арктика привлекает все больше внимания приарктических государств и международных организаций и является ареной реализации национальных и многих международных программ, в которых необходимо участие России как самого крупного приарктического государства. Национальным интересам России наиболее соответствуют собственные российские исследования в зоне ее экономических и оборонных интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. М.: Изд-во МО СССР ВМФ, 1980. 190 с.
2. Баскаков Г.А. Съемка течений арктических морей в 1956–1960 гг. // Тр. ААНИИ. 1964. Т. 108. С. 7–23.
3. Баскаков Г.А., Кошелева Г.Ю., Жуков В.И. Непериодические течения юго-восточной части моря Лаптевых в летний сезон // Тр. ААНИИ. 1999. Т. 442. С. 84–99.
4. Березкин В.А., Ратманов Г.Е. Генеральная схема Северного Ледовитого океана и сопредельных морей. Л.: Изд. ГУ ВМФ, 1940.
5. Ведерников В.А. Гидрологический режим пролива Б.Вилькицкого. Л.: Изд-во «Морской транспорт», 1959. 92 с.

6. Данилов А.И., Фролов И.Е. Деятельность ААНИИ в 1996–2000 гг. // Проблемы Арктики Антарктики. 2000. Юбилейный вып. 72. С. 7–25.
7. Дмитриев А.А., Соколов В.Т. Хронология важнейших событий истории ААНИИ, Арктики и Антарктики в XX и в начале XXI века. СПб.: Гидрометеиздат, 2010. 96 с.
8. Долгин И.М. 100-летие Первого международного полярного года. 50-летие Второго международного полярного года и 25-летие международного геофизического года в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 63 с.
9. Евгенов Н.И., Купецкий В.Н. Научные результаты полярной экспедиции на ледоколах «Таймыр» и «Вайгач» в 1910–1915 годах. Л.: Изд-во «Наука», 1985. 184 с.
10. Записки по гидрографии. Приложение к номеру 220. Гидрографическая экспедиция Северного Ледовитого океана (К 75-летию открытия Северной Земли). М.: Изд. ГУНиО МО СССР, 1988. 52 с.
11. Константинов Ю.Б., Грачев К.И. Высокоширотные воздушные экспедиции «Север» (1937, 1941–1993 гг.). СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 176 с.
12. Коптева А.В. Приливо-отливные течения и дрейф льдов Карского моря // Тр. ААНИИ. 1958. Т. 89. 208 с.
13. Корт В.Г. Непериодические колебания уровня воды в арктических морях и способы их прогноза // Тр. ААНИИ. 1941. Т. 175. 105 с.
14. Кулаков М.Ю., Павлов В.К. Диагностическое моделирование циркуляции вод Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1991. Т. 424. С. 85–96.
15. Лактионов А.Ф. Северный полюс. М.: Изд-во «Морской транспорт», 1960. 525 с.
16. Максимов И.В. Атлас приливо-отливных и постоянных течений в проливе Карские Ворота. Л.: Изд. Главсевморпути, 1937. 99 с.
17. Мелешко В.П. Течения в проливе Б.Вилькицкого // Тр. ВАИ. 1937. Т. 88. С. 30–35.
18. Моделирование элементов гидрологического режима Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1988. Т. 413. 148 с.
19. Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08 // Прогр. и тез. докл. Международной конференции. СПб.: ААНИИ, 2010. 256 с.
20. Научные результаты экспедиции ЛАПЭКС–93. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 276 с.
21. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
22. Павлов В.К. Моделирование крупномасштабных циркуляций вод и переноса загрязнений Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1999. Т. 442. С. 53–77.
23. Покровский О.В., Тимохов Л.А. Реконструкция зимних полей температуры и солёности Северного Ледовитого океана // Океанология. 2002. Т. 42. № 6. С. 822–830.
24. Романов И.П., Константинов Ю.Б., Корнилов Н.А. Дрейфующие станции «Северный полюс» (1937–1991 гг.). СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 225 с.
25. Славин С.В. Планирование деятельности Главсевморпути и первые исследования по экономике Северного морского пути // Летопись Севера. 1975. Вып. VIII. С. 15–22.
26. Теория и методы расчета океанологических полей Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1991. Т. 424. 133 с.
27. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.
28. Топорков Л.Г. Режим непереродических течений в Беринговом проливе // Тр. ААНИИ. 1963. Т. 109. 107 с.
29. Трешников А.Ф. Арктический и антарктический научно-исследовательский институт. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 25 с.
30. Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 158 с.
31. Фролов В.В. Исследование Арктики на советском этапе // Проблемы Арктики. 1957. Вып. 2. С. 5–17.

32. Фролов И.Е. Основные итоги работы ААНИИ в 2000 году. СПб.: ААНИИ, 2001. 62 с.
33. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Радионов В.Ф., Тимохов Л.А., Широков А.В. Научные исследования в Арктике. Т. 1. Научно-исследовательские дрейфующие станции «Северный полюс». СПб.: Наука, 2005. 267 с.
34. Фролов И.Е., Соколов В.Т., Ашик И.М. Российские морские исследования ААНИИ в период МПГ 2007/08. // Прогр. и тез. докл. Международной конф. «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08». СПб.: ААНИИ, 2010. С. 25–27.
35. Timohov L.A., Tanis F., Karpiy V.Yu., Lebedev N.V., Sokolov V.T. Joint US Russian Atlas of the Arctic Ocean for winter period (1997) and summer period (1998) / Ed. By L.Timohov, F.Tanis, Environment Working Group, NSIDC, Boulder, Colorado.

I.E.FROLOV, I.M.ASHIK, G.A.BASKAKOV, S.A.KIRILLOV

THE RUSSIAN MARINE RESEARCH IN THE ARCTIC: THE PAST AND THE FUTURE

This paper highlights the Russian research activities in the Arctic Basin and marginal arctic seas. The information on the major marine expeditions carried out in the high latitudes since 17th century, their results and general conclusions are reported. The key attention is paid to the latest expeditions including those realized under the umbrella of International Polar Year 2007/08. The results obtained during IPY period is especially interesting since the drastic changes in physical, chemical and sea-ice environments are recently evident in the Arctic.

Keywords: Arctic Ocean, Arctic Seas, field researches, ice drift station, research vessel, International Polar Year, oceanology station, water temperature, water salinity, ice conditions, water circulation.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 91.(091); 91.(092)

Поступила 15 ноября 2011 г.

ЖИЗНЬ РУДОЛЬФА ЛАЗАРЕВИЧА САМОЙЛОВИЧА

К 130-летию со дня рождения

д-р геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН

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

В зале Арктического и антарктического научно-исследовательского института, где обычно происходят заседания Ученого совета, на одной из стен расположена портретная галерея директоров этого института. Начинается она с портрета Рудольфа Лазаревича Самойловича, который первым возглавил в 1920 г. Северную научно-промысловую экспедицию, преобразованную через пять лет в Институт по изучению Севера, а затем во Всесоюзный арктический институт (ВАИ).

Рудольф Лазаревич родился 1(13) сентября 1881 г. в посаде Азов (область Войска Донского) в купеческой семье, отец его руководил русско-греческой фирмой по торговле хлебом. В своей краткой автобиографии Рудольф Самойлович впоследствии писал: «Я родился в зажиточной и даже богатой семье. Поступив в гимназию, я рос тихим одиноким мальчиком, редко принимал участие в играх и проказах школьников — моим любимым занятием было читать Майн Рида, Жюль Верна, Фенимора Купера, Вальтера Скотта». По окончании гимназии любознательный и начитанный юноша поступил на физико-математический факультет Новороссийского университета. Там он вступил в подпольный революционный кружок и попал под надзор полиции. Чтобы избавить сына от неминуемого ареста, родители отправили его учиться в Германию, где он стал студентом прославленной Горной академии во Фрейбурге (Саксония), которую в свое время окончил Михаил Васильевич Ломоносов. Академия готовила горных инженеров разных специальностей, уделяя большое внимание практике. На практике на одной из шахт Вестфалии Рудольф осво-

ил сначала профессию рабочего-откатчика, затем — подносчика крепежного леса, и только потом — шахтера-забойщика.

Конец XIX и начало XX в. совпали с подъемом рабочего движения в европейских странах и распространением идей интернационализма. Увлёкся этими идеями и молодой Самойлович. Он присутствовал на съезде немецких социал-демократов в Дрездене, а с 1901 г. активно участвовал в доставке в Россию нелегальной литературы, включая газету «Искра».

В декабре 1904 г. Самойлович защитил дипломный проект на тему «Проходка водоносных слоев в шахте путем замораживания» и, получив диплом горного инженера, уже в январе 1905 г. был на родине, где его, как многих интеллигентов тех лет, увлекла революционная деятельность. Следствием ее были аресты, ссылки и побеги из них. Последним местом ссылки было село Пинега Архангельской губернии, где надзор за ссыльными был более строгим. Однако губернатор не отказал в просьбе дипломированному горному инженеру Самойловичу заняться исследованием реки Пинеги. Результатом стала первая научная работа о гипсовых пещерах Пинеги, опубликованная в архангельском научном журнале.

Летом 1910 г. Самойловичу разрешили переехать в Архангельск. Там он познакомился с другим ссыльным, впоследствии известным писателем Александром Грином. Вскоре Самойловича представили руководителю многих полярных экспедиций Владимиру Русанову. Знакомство быстро переросло в тесную дружбу. Они даже поселились в одном доме. Именно эта дружба привела к тому, что Рудольф Ла-

заревич на всю жизнь, как говорится, заболел Арктикой. Эрудиция Самойловича и его знание горного дела настолько покорили Русанова, что он пригласил его участвовать в возглавляемой им экспедиции. Архангельский губернатор не устоял перед просьбой Русанова и освободил Самойловича из-под надзора полиции. Экспедиция отправилась на остров Шпицберген, где Самойлович и Русанов провели обширные геологические исследования и открыли богатые месторождения каменного угля, которые разрабатываются и по сей день. Русанов оставил Самойловича на острове завершить исследования, а сам направился на восток. Экспедиция Русанова пошла на восток и бесследно пропала.

После октябрьского переворота Самойлович с присущей ему неукротимой энергией, талантом ученого и организатора вплотную занялся исследованием Арктики. Уже в 1918 г. он стал организатором комиссии Российской академии наук по исследованию естественных ресурсов Арктики. Через два года по его инициативе и под непосредственным руководством Самойловича стала работать Северная научно-промысловая экспедиция, объединившая все научно-промысловые работы на Русском Севере, важнейшими из которых были поиски природных ресурсов. В рамках работ этой организации Рудольф Лазаревич принял участие в пяти экспедициях на Новую Землю, собравших богатейший материал по геологии, метеорологии, зоологии и ботанике.

В 1924 г. Северная научно-промысловая экспедиция была преобразована в Институт по изучению Севера, а Самойлович был назначен его директором. Неоднократно в годы его директорства поднимали вопрос о вступлении в партию. Но неиз-



Р.Л.Самойлович. 1930-е гг.
Фото из архива РГМАА

менным был ответ: «Я служил партии в самые тяжелые для нее годы, сейчас при помощи партии делают карьеру, а моя карьера — Арктика». В 1927 г. он участвовал в обследовании наименее изученной, малодоступной северо-западной части Новой Земли. Эти работы, в результате которых были ликвидированы многие «белые пятна» на карте острова и созданы предпосылки для последующих теоретических разработок и обобщений, были заключительным аккордом ученого в изучении этой интереснейшей области Севера. Впереди его ждали новые исследования и открытия.

Самая знаменитая, оставившая заметный след в истории Арктики экспедиция пришла на 1928 г., когда Р.Л.Самойлович возглавил поход ледокола «Красин», выполнившего гуманную и благородную миссию по спасению экипажа дирижабля «Италия» под командой У.Нобиле, потерпевшего катастрофу у берегов Шпицбергена. Эта экспедиция показала высокий уровень подготовки полярников, моряков и летчиков нашей страны, их способность умело маневрировать на ледоколе среди льдов Арктики и решать важнейшие задачи по ее освоению, что имело большое значение для дальнейшего развития Северного морского пути. Роль Самойловича в решении этой задачи несомненна, ведь только после этого похода ледокол стал обслуживать Карские экспедиции, увеличив перевозки к устьям сибирских рек. Кроме того, поход «Красина» способствовал укреплению престижа нашей страны в глазах мировой общественности, сделал Самойловича и его коллег желанными гостями во многих странах мира.

Самойлович нашел и спас экспедицию и ее руководителя итальянского генерала Нобиле. За этот подвиг Рудольф Лазаревич был награжден орденом Трудового

Красного Знамени, высшей в то время наградой СССР за гражданские заслуги. С триумфом встречали Самойловича и красинцев не только на родине, но и во многих странах Европы. Благодарная Италия наградила Самойловича специальной, выбитой в его честь золотой медалью.

В последующий период в деле изучения Арктики появляются новые фигуры, кроме того происходит смена ориентации исследований Севера с ресурсного направления, представителем которого был Самойлович, на морское транспортное освоение, сторонником которого был О.Ю.Шмидт. Теперь уже он занимает положение лидера на арктическом небосклоне. Поэтому Р.Л.Самойлович, уже перешагнувший 50-летний юбилей, в экспедиции на Землю Франца-Иосифа на ледовом пароходе «Георгий Седов» для создания полярной станции в бухте Тихая, является уже не руководителем экспедиции, а заместителем О.Ю.Шмидта.

В 1930 г. Институт по изучению Севера преобразуется во Всесоюзный арктический институт (ВАИ), а Самойлович становится его первым директором. Задачи, стоявшие перед ВАИ, были обширны, однако в их осуществлении Рудольфу Лазаревичу опять отводилась вторая роль. Дело в том, что с марта 1931 г. в связи с разработкой планов в отношении Северного морского пути должность директора ВАИ переходит к О.Ю.Шмидту. Свой высокий пост О.Ю.Шмидт использует в полной мере для подготовки экспедиции на «Сибирякове» и создания Главного управления Северного морского пути, в подчинение которому переходит ВАИ. Поскольку О.Ю.Шмидт становится руководителем Главного управления, Р.Л.Самойловичу в 1932 г. возвращается пост директора Всесоюзного арктического института. Причем, хотя в общих чертах прежнее направление работы института сохраняется, свыше рекомендовано главным стержнем института считать не поиски природных ресурсов Арктики, а обслуживание ледовых операций на трассе Севморпути. Эта нечеткость в направлении деятельности ВАИ в эпоху бесконечных кадровых перестановок, интриг и аппаратных хитросплетений дает повод для довольно резких выпадов против деятельности возглавляемого Самойловичем института.

И хотя достижения ВАИ значительны, директору все труднее становится увязывать привычное ресурсное направление с новым прогнозным. Эта мысль отчетливо читается в статье Самойловича «Пятнадцать лет работы в Арктике». Кроме того он сам слишком честен, правдив и интеллигентен, чтобы одерживать верх в напаках на его институт.

В 1931 г. Рудольф Лазаревич возглавил научную часть международной воздушной экспедиции на борту дирижабля «Граф Цеппелин», и его грудь украсила высшая награда страны — орден Ленина. Заслугой Самойловича было то, что в процессе полета была получена масса конкретной природной информации, выполнено картографирование малодоступных участков суши, что явилось шагом в применении дистанционных методов, получивших дальнейшее развитие при картографировании Арктики в 50-е годы XX в.

Самойлович становится доктором географических наук, профессором, избирается вице-президентом Географического общества СССР и почетным членом Географических обществ ряда зарубежных стран. Организует при Ленинградском университете кафедру географии полярных стран, читает там лекции, пишет книги и статьи. В 1937—1938 гг. состоялась последняя экспедиция Самойловича, ставшая и его первой зимовкой. Вследствие тяжелой ледовой обстановки и из-за нераспорядительности московского руководства в Арктике впервые зазимовали 29 судов. Зимовка проходила сложно, но под руководством Самойловича прошла без единой потери. Более того, в ее период он сумел организовать исследования и собрать богатейший научный материал.

Значительные достижения института в геологических изысканиях на арктических островах, росте площадей топографических съемок, увеличении сети полярных станций на островах и побережье Северного Ледовитого океана, расширении геофизических и промыслово-биологических работ. Практически во всех областях изучения Арктики, в которой Самойлович был не только инициатором, но и непосредственным участником. Благодаря ему страна получила апатиты Хибин, нефть Ухты, уголь Воркуты, свинец и цинк, медь и молибден, асбест, горный хрусталь и другие полезные ископаемые. С 1929 по 1938 г. Рудольф Ла-

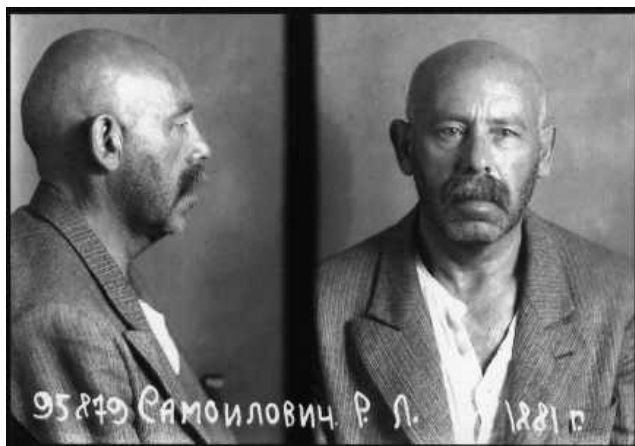
заревич почти ежегодно выходил в морские экспедиции в Северном Ледовитом океане. Он посетил все арктические моря, высокоширотные острова и архипелаги.

В связи с приближением Второго Международного полярного года (1932—1933 гг.) перед Институтом ставятся еще более грандиозные задачи, главными из которых было изучение арктических морей и создание на островах и побережье Северного Ледовитого океана новых станций. Особое внимание уделяется сооружению геофизической обсерватории на самом северном мысе материка — мысе Челюскин. Не случайно в распоряжение предстоящей экспедиции выделяется одно из лучших судов Севера — ледовый пароход «Владимир Русанов», а Р.Самойлович назначается руководителем комплексной океано-логической экспедиции 1932 г., ставшей одной из самых успешных по достигнутым результатам. Несмотря на необычайно тяжелые условия, строительные работы по созданию станции на мысе Челюскин были закончены 4 сентября 1932 г. Все станции, организованные по программе Второго МПГ, провели широкие исследования по многим дисциплинам, включая сейсмозондирование ледниковых покровов. Также в рамках проведения Второго МПГ планировалась советская антарктическая экспедиция. Ее должны были возглавить выдающиеся арктические исследователи Р.Л.Самойлович и М.М.Ермолаев. Предполагалось, что экспедицию доставит в Южный океан и на континент китобойная флотилия Акционерного Камчатского общества «Алеут». Но это мероприятие пришлось отменить из-за того, что власти Южно-Африканского Союза отказались по политическим соображениям предоставить флотилии топливо.

В навигацию 1934 г. Р.Л.Самойлович на экспедиционном судне «Георгий Седов» руководил крупнейшей в предвоенное время экспедицией по исследованию очень сложного по ледовому режиму Карского моря. Экспедиция выполнила 105 глубоководных станций, подняла 117 грунтовых колонок, выполнила множество гидрохимических анализов вод, выяснила в главных чертах картину динамики вод, доказала наличие на севере моря мелководья, отделяющего друг от друга две подводные долины с большими глубинами.

В 1936 г. Р.Л.Самойлович руководил Второй высокоширотной экспедицией на ледокольном пароходе «Садко», в задачи которой входило исследование наименее исследованного района к северу от Новосибирских островов, изучение проблемы проникновения атлантических вод на восток (вопрос о так называемой «сибирской полынье») и широкий круг наблюдений за природой высоких широт. Но экспедиции было не суждено выполнить всю научную программу, так как потребовалось участие л/п «Садко» в транспортных операциях по проводке судов Военно-морского флота с Балтики на Дальний Восток. И хотя обширный материал по разным отраслям науки все же был собран, на его обобщение у Самойловича не было времени, т. к. он направлялся руководителем Третьей высокоширотной экспедиции лета 1937 г. на л/п «Садко».

Сразу стоит сказать, что экспедиция проходила в сложнейших погодных условиях и была исключительно неудачной почти для всех судов, совершавших плавание в Арктике. Практическими задачами экспедиции были поиски легендарной Земли Санникова и высадка зимовщиков на остров Генриетты (о-ва Де-Лонга). Земля Санникова обнаружена не была, а высадка зимовщиков, происходившая в сложнейших условиях, затянулась до 5 сентября, что сказалось на дальнейшей судьбе экспедиции, которая была осложнена еще и длительным ожиданием угля в бухте Тикси. В это время на л/п «Садко» поступило указание двигаться к каравану ледокола «Ленин», застрявшему в море Лаптевых, по дороге соединившись с двумя ледовыми пароходами «Г.Седов» и «Малыгин». Но все три парохода, образовав «лагерь трех кораблей», попали в дрейф вблизи Новосибирских островов. Это был грандиозный провал навигации, в условиях которого Р.Самойловичу пришлось принять на себя ответственность за жизнь 217 человек, и в том, что все они вернулись живыми на Большую землю, была его огромная заслуга. В экстремальных условиях зимовки Рудольф Лазаревич показал себя блестящим руководителем по организации быта людей и продолжения научных наблюдений, особенно ценных, так как в результате их был получен уникальный материал о развитии природных процессов в условиях зимовки.



Фотокопия фотографии арестованного Р.Л.Самойловича
из материалов архивного уголовного дела № П-23041.

Фото из архивов ААНИИ

В это время на Большой Земле начинается компания по выявлению виновных в неудачах экспедиции и поиски вредителей, идут аресты. Вначале Р.Л.Самойловича не трогают, он благополучно возвращается в Ленинград и даже получает отпуск на Кавказ. Однако в печати появляется статья-донос, в которой Самойлович обвиняется в том, что «...являлся агентом германских и французских развед. органов, которым систематически передавал шпионские сведения... создал в институте вредительскую группу, с которой проводил подрывную работу в области освоения Севморпути...» (справка из Службы регистрации и архивных фондов ФСБ РФ). 24 июля 1938 г. его арестовали в санатории им. Горького в городе Кисловодске и направили в Москву в распоряжение НКВД СССР. 4 марта 1939 г. профессор Рудольф Лазаревич Самойлович был осужден по обвинению в измене Родине, создании в институте вредительской группы, с которой проводил подрывную работу в области освоения Севморпути, и в тот же день расстрелян в Москве.

И наступило забвение. Научные труды изъяты и направлены в «спецхран». В юбилейном сборнике статей «XXV лет научной деятельности Арктического института», выпущенном в 1945 г., имя основателя института отсутствует. Несмотря на реабилитацию Р.Л.Самойловича изменилось немного. Даже в очередном юбилейном издании в связи с 50-летием института, хотя и помещен портрет Самойловича,

но ничего не сказано о руководстве им Всесоюзным арктическим институтом. Почти 20 лет имя «врага народа» Самойловича было запрещено упоминать даже в научных ссылках. На карте Арктики было вымарано его имя. Но правда восторжествовала. В апреле 1957 г. Р.Л.Самойлович был посмертно реабилитирован, на карте Арктики снова появились названные в его честь ледник и пролив в архипелаге Земля Франца-Иосифа, залив у острова Новая Земля и остров в архипелаге Северная Земля. В знак признательности его заслуг в полярных исследованиях на шестом континенте в Антарктиде имя Самойловича присвоено горе, полуострову и мысу. Долгие годы моря и океаны бороздило научно-исследовательское судно «Профессор Самойлович». Были переизданы и мгновенно разошлись ряд его книг и книги о нем. На экранах многих стран мира прошел советско-итальянский фильм «Красная палатка», где одним из героев был Самойлович. Была создана в СССР и документальная лента «Подвиг во льдах». В ней можно было увидеть ледокол «Красин», членов его экипажа и энергичного, плотного человека в морской фуражке — начальника экспедиции, профессора Рудольфа Лазаревича Самойловича.

Этого яркого ученого и талантливого организатора науки, влюбленного в Арктику, мы запомним таким, каким описал его знаменитый полярный радист,



Почтовая марка, посвященная Р.Л.Самойловичу,
выпущенная в России в 2000 г.

Герой Советского Союза, папанинцев Э.Т.Кренкель: «Высокого роста. Фигура борца. Огромная физическая сила. Череп голый, как бильярдный шар. Остатки шевелюры тщательным образом выбриты. Большие круглые очки с очень сильными стеклами. Умница необычайный, с великолепным мягким характером».

Трагически сложилась и судьба родных Р.Л.Самойловича. Причем карающая волна коснулась и членов первой семьи Рудольфа Лазаревича, с которой он не жил более 20 лет.

Дочери Софье Рудольфовне предложили переменить место работы. Нелегко было потом устроиться, повсюду от нее отворачивались.

Мария Рудольфовна, авиаинженер по образованию, была уволена из авиационной

промышленности. Ей пришлось заново приобретать специальность в машиностроении.

Сын Р.Л.Самойловича от второго брака — Владимир Самойлович, врач по профессии, был участником Великой Отечественной войны, по доносу (анти-советские разговоры) был арестован летом 1945 г. и исчез в ГУЛАГе.

Елену Михайловну, вторую жену Р.Л.Самойловича, вместе с дочерью Наташей вывезли на Кубань, оттуда в годы войны они попали в немецкий концлагерь. В лагере Наташа познакомилась с сыном русских эмигрантов. Они полюбили друг друга и, не имея возможности вернуться в СССР, уехали за границу. В конце 1960-х гг., после смерти дочери, Елена Михайловна вернулась в Советский Союз и жила вместе со своим братом в Калининграде. Умерла она в начале 1980-х годов.

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

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

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

- Принимаются только черно-белые иллюстрации. Цветные изображения должны быть отредактированы авторами с учетом того, что цвет не является носителем информации, и проконвертированы в черно-белые (серые). Растровые иллюстрации должны иметь разрешение не менее 300 пикс/дюйм.

Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором исходя из размеров полосы верстки, которая не превышает 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подрисовочную подпись и легенду).

- Для иллюстраций в векторном формате (рисунок в формате Corel Draw, Adobe Illustrator, Microsoft Excel или файлы, экспортированные в формат *.wmf) необходимо использовать только стандартные шрифты Windows (Times New Roman, Symbol) или их аналоги Type-1. При использовании иных шрифтов они должны быть проконвертированы в кривые.
- Для оцифровки осей рисунков необходимо использовать только вышеуказанные шрифты НОРМАЛЬНОГО начертания, размером не более 10 пт. Десятичный знак при оцифровке осей – только ЗАПЯТАЯ.
- Все карты, схемы, диаграммы, рисунки должны быть на русском языке.

7. Требования к списку литературы:

- Список работ, на которые есть ссылки в тексте, формируется в алфавитном порядке по фамилии первого автора (при отсутствии автора используется первая буква названия работы). Сначала идет перечень публикаций на русском языке, далее – зарубежных публикаций также в алфавитном порядке. Все работы из списка оформляются в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5–2008.
- Ссылка на работу дается в тексте в формате [автор(ы), год издания].

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

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

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

Приносим извинения авторам и читателям за допущенные в предыдущем номере ошибки в статье Е.У.Миронова и В.С.Порубаева «Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря».

С. 52:

$$H = 2,8 \cdot h + 2,7 f(x) = \frac{1}{bx\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\ln x - a)^2}{2b^2} \right].$$

Должно быть:

$$f(x) = \frac{1}{bx\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\ln x - a)^2}{2b^2} \right].$$

С. 56:

$$M_{sn} = \rho_{sn} C_{sn},$$

Должно быть:

$$M_e = \rho_i C_e K_e,$$

Подписано в печать 28.11.2011
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 47

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38

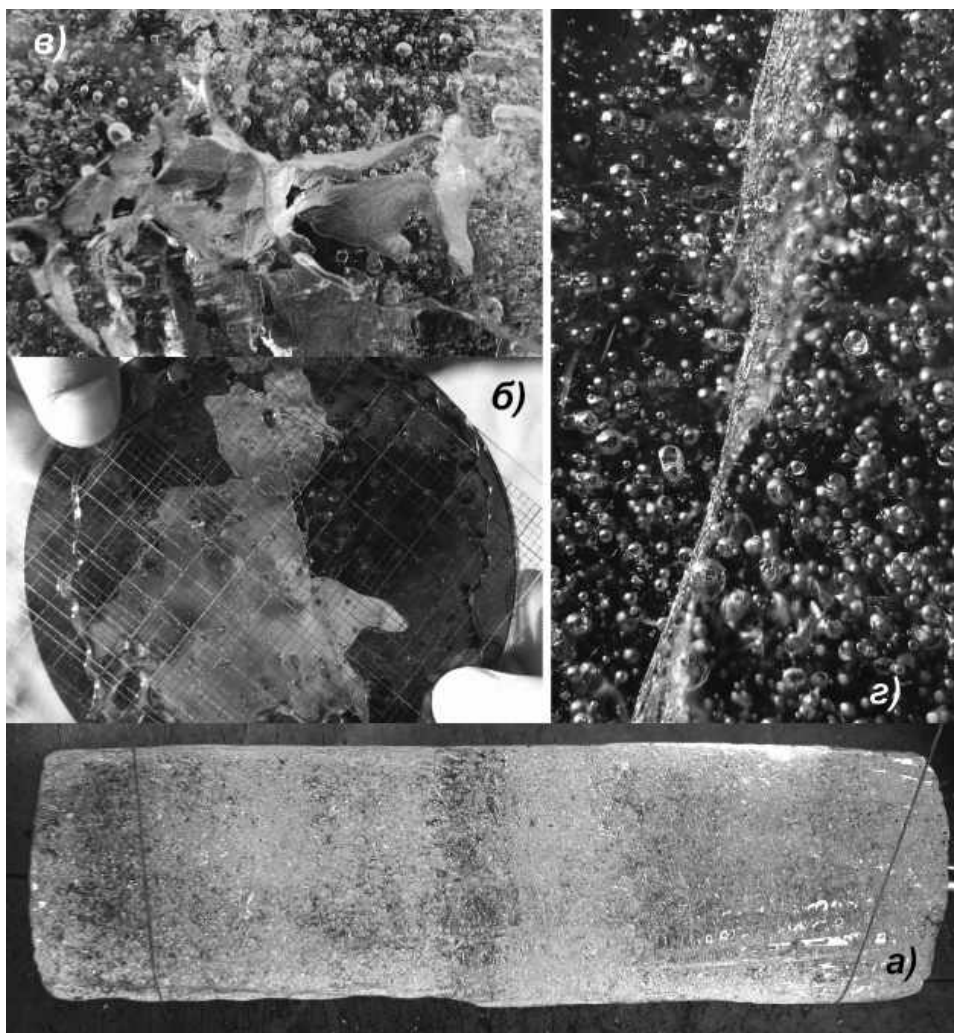


Рис. 1. Керн ледникового льда из абляционного слоя (диаметр 130 мм) со слоистостью, параллельной поверхности ледника, — *a*; шлиф — *б*; микроканалы — *в*; микротрещины — *г*. Масштаб: 5:1 (*в*); 3:1 (*г*).



Рис. 3. Фрагмент среза абляционного слоя высотой 36 см:
1 – дневная поверхность; 2 – вершина поперечной трещины