



ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (103)

2015 г.



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (103)

Издается с июня 1937 г.

Посвящается

95-летию

*Арктического и антарктического
научно-исследовательского института*

Санкт-Петербург
ААНИИ
2015

Главный редактор

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

Редакционная коллегия

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

канд. геогр. наук *И.В. Бузин*

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

А.А. Меркулов

(секретарь, тел. (812) 337-3135, e-mail: aam@aari.ru)

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

канд. физ.-мат. наук *Л.П. Бобылев* (Фонд Нансен-центр)

д-р геогр. наук *В.С. Вуглинский* (ГГИ)

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

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

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

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

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

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

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

д-р геогр. наук *Е.У. Миронов* (ААНИИ)

канд. биол. наук *А.В. Неелов* (ЗИН РАН)

д-р геогр. наук *А.Ю. Процутинский* (Woods Hole Oceanographic Institute, USA)

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

д-р философии *Д. Рэйно* (Centre National de la Recherche Scientifique, France)

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

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

д-р техн. наук *К.Г. Ставров* (ОАО «ГНИНГИ»)

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

д-р физ.-мат. наук *О.А. Трошичев* (ААНИИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (103)

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.

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

70279 — на год

48657 — для индивидуальных подписчиков (на полгода)

70278 — для предприятий и организаций (на полгода)

Редактор Е.В. Миненко

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2015

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С.В. Фролов.</i> Деятельность Арктического института в годы Великой Отечественной войны (К 95-летию ААНИИ и 70-летию Победы в Великой Отечественной войне)	5
<i>А.В. Клепиков, А.И. Данилов, В.Я. Липенков, Г.Л. Лейченков, А.В. Неелов.</i> Основные результаты научных работ по подпрограмме «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан»	19
<i>Г.В. Алексеев, В.Ф. Радионов, Е.И. Александров, Н.Е. Иванов, Н.Е. Харланенкова.</i> Изменения климата Арктики при глобальном потеплении	32
<i>И.М.Ашик, В.В. Иванов, Х. Кассенс, М.С.Махотин, И.В. Поляков, Л.А. Тимохов, И.Е.Фролов, Е. Хёлеманн.</i> Основные результаты океанологических исследований Северного Ледовитого океана в последнее десятилетие	42
<i>Е.У. Миронов, Ю.П. Гудошников, В.Н. Смирнов.</i> Современные методы ледовых исследований и изысканий на шельфе арктических морей.....	57
<i>Д.О. Владимирова, А.А. Екайкин, В.Я. Липенков, С.В. Попов, Ю.А Шибает.</i> Пространственная изменчивость скорости накопления и изотопного состава снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, включая район подледникового озера Восток.....	69
<i>О.А.Трошичев.</i> Мониторинг космической погоды и состояния магнитосферы по наземным данным о магнитной активности в полярных шапках (РС индекс)..	87
<i>Н.А. Крупина, В.А. Лихоманов, П.В. Максимова, П.М. Николаев, А.В. Савицкая, И.А. Свистунов, А.В. Чернов.</i> Итоги работы Большого ледового бассейна ААНИИ (к 25-летию со дня ввода в строй)	101

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

<i>С.Б. Лесенков, Р.Е. Власенков.</i> К 65-летию юбилею Полевой базы ААНИИ «Ладога»	111
---	-----

CONTENTS

<i>S.V. Frolov</i> . Activity of the Arctic Institute in the years of the Great Patriotic War (To the 95th anniversary of the AARI and the 70th anniversary of Victory in the Great Patriotic War)	5
<i>A.V. Klepikov, A.I. Danilov, V.Ya. Lipenkov, G.L. Leychenkov, A.V. Neelov</i> . The main results of scientific studies of the subprogram “Study and Research of the Antarctic” FTP “World Ocean”	19
<i>G.V. Alekseev, V.F. Radionov, E.I. Aleksandrov, N.E. Ivanov, N.E. Kharlanenkova</i> . Arctic climate change under global warming	32
<i>I.M. Ashik, V.V. Ivanov, H. Kassens, M.S. Makhotin, I.V. Polyakov, L.A. Timokhov, I.E. Frolov, J.A. Hoelemann</i> . Major results of oceanographic studies of the Arctic ocean during the last decade	42
<i>Ye.U. Mironov, Yu.P. Gudoshnikov, V.N. Smirnov</i> . Current methods of ice studies and explorations on the shelf of the Arctic seas	57
<i>D.O. Vladimirova, A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov, S.V. Popov, Yu.A. Shibaev</i> . Spatial variability of the accumulation rate and isotopic composition of the snow in Indian ocean sector of East Antarctica including the vicinity of subglacial lake Vostok.....	69
<i>O.A. Troshichev</i> . PC index as a new ground-based means for exploration of short-term changes in space weather and magnetosphere state.....	87
<i>N.A. Krupina, V.A. Likhomanov, P.V. Maksimova, P.M. Nikolaev, A.V. Savitskaya, I.A. Svistunov, A.V. Chernov</i> . Results of work of large ice tank of AARI (to the 25th anniversary of the commissioning)	101

PAGES OF HISTORY

<i>S.B. Lesenkov, R.E. Vlasenkov</i> . On the 65 anniversary of AARI’s field station “Ladoga” ...	111
---	-----

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ АРКТИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА В ГОДЫ ВЕЛИКОЙ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ВОЙНЫ

(К 95-ЛЕТИЮ ААНИИ
И 70-ЛЕТИЮ ПОБЕДЫ В ВЕЛИКОЙ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ВОЙНЕ)

зав. лаб. С.В. ФРОЛОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: svf@aari.ru

В статье освещена деятельность сотрудников Арктического научно-исследовательского института в годы Великой Отечественной войны. Основной задачей института в эти годы стало совершенствование методов сбора ледовой и гидрометеорологической информации и разработка новых методов составления метеорологических и ледовых прогнозов различной заблаговременности для обеспечения плавания транспортных и военных судов по трассе Северного морского пути. Показана роль сотрудников в работе Штабов морских операций, проведении ледовой авиационной разведки, экспедициях «Ледовый патруль», участии в боевых действиях. Особое внимание уделено научной деятельности института в эвакуации.

Ключевые слова: Великая Отечественная война, Арктический институт, Северный морской путь, ледовые и метеорологические прогнозы, ледовая авиационная разведка, «Ледовый патруль», научно-оперативное обеспечение мореплавания.

В 1940 г. приказом по Главному управлению Северного морского пути (ГУСМП) была произведена реорганизация Арктического научно-исследовательского института (АНИИ) (Реорганизация..., 1940). Геологические исследования, которые раньше производились институтом, и обработка материалов геологических экспедиций были переданы Горно-геологическому управлению ГУСМП. Арктический институт, сохраняя свое прежнее название, сосредоточивал свою деятельность на освоении трассы Северного морского пути (СМП). С этой целью и в соответствии с утвержденным ГУСМП положением об Арктическом научно-исследовательском институте последний получил следующую структуру:

- отдел ледовой службы и службы погоды (включая сектор информации ледовой службы и службы погоды в Москве);
- отдел морской гидрологии
- отдел геофизики.

На базе бывших групп земного магнетизма и атмосферного электричества, а также группы речной гидрологии и полярных станций созданы как самостоятельные единицы:

- сектор земного магнетизма;
- речной сектор;

– сектор научно-методического руководства полярными станциями, метеостанциями, станциями полярной авиации и другими опорными пунктами в Арктике.

Произведенная реорганизация должна была еще больше приблизить институт к разрешению практических задач арктического мореплавания.

Перед Великой Отечественной войной Арктическим научно-исследовательским институтом (АНИИ) вместе с изучением арктических морей и условий судоходства в них были развернуты исследования в Арктическом бассейне. В 1937–1938 гг. был организован и успешно проведен дрейф станции «Северный полюс»; в 1938–1940 гг. — дрейф во льдах Арктического бассейна ледокольного парохода «Георгий Седов». Весной 1941 г. проведена Высокоширотная воздушная экспедиция (ВВЭ) на самолете СССР Н-169 в район Полюса относительной недоступности, явившаяся прообразом и предтечей знаменитых послевоенных ВВЭ «Север». Был составлен план дальнейшего развития гидрометеорологических и геофизических исследований в высоких широтах, включая весь Арктический бассейн (Буйницкий, 1945; XXV лет..., 1945).

С самого начала Великой Отечественной войны Арктика стала театром военных действий.

В условиях военного времени роль Северного морского пути, обеспечивавшего важнейшие народнохозяйственные и военные перевозки, резко возросла. СМП стал транспортной коммуникацией, связывающей Северный фронт с предприятиями оборонного комплекса, месторождениями стратегически важных ископаемых Сибири и Дальнего Востока (Крутских, 1985).

Планы и программы научных и экспедиционных работ АНИИ были пересмотрены. Главной задачей исследований института стало совершенствование методов сбора надежной ледовой и гидрометеорологической информации и разработка новых, совершенствование существующих методик составления метеорологических и ледовых прогнозов различной заблаговременности (Воеводин, 1995; Волков, Макштас, 1985).

С первых дней Великой Отечественной войны многие сотрудники АНИИ были призваны в действующую армию и военно-морской флот, а также вступили в ряды народного ополчения, защищая блокадный Ленинград.

В.Х. Буйницкий, назначенный директором АНИИ в июне 1941 г., уже в сентябре направлен на службу на Краснознаменный Балтийский флот, потом служил в Беломорской флотилии, а затем на Северном флоте, был штурманом сторожевого корабля СКР-30, эскадренного миноносца «Урицкий», а затем флагманским штурманом специальной группы Штаба Северного флота, конвоировавшей караваны транспортов союзников (Дукальская, 2012).

И.В. Максимов 1 декабря 1941 г. был мобилизован в ряды Красной Армии и служил начальником отдела Государственного гидрологического института РККА (Ленинград), а 20 января 1942 г. переведен начальником сектора Морской обсерватории Управления гидрометеослужбы Архангельского военного округа (Саруханян, 2013).

М.М. Сомов в ноябре 1941 г. был назначен в Штаб Беломорской военной флотилии для научного гидрологического обеспечения беломорских ледовых операций, в том числе под руководством профессора Н.Н. Зубова — обеспечения ледовых переправ через Северную Двину и ее притоки (Сузюмов, 1985; Трешников, 1978).

В.В. Фролов в ноябре 1941 г. добровольно вступил в Военно-морской флот, где служил синоптиком при Штабе ледокольного отряда Беломорской военной флотилии.

Неоднократно лично участвовал в походах кораблей в Белом, Баренцевом и Карском морях. Участвовал в отражении вражеских атак самолетов и подводных лодок, действуя как расчетчик стрельбы и как центральный связной на мостике корабля.

В.С. Антонов в начале Великой Отечественной войны был направлен начальником гидрометеорологического отделения Штаба Карельского фронта, где создал разветвленную сеть гидрометотрядов и постов в армиях, дивизиях и полках. В конце 1942 г. его перевели в Главное управление Гидрометслужбы Красной армии и назначили начальником отдела по обеспечению гидрометеорологической информацией всех фронтов действующей армии. В 1943–1944 гг. В.С. Антонов служил заместителем начальника 3 управления Гидрометслужбы Красной армии. В 1944 г. он был командирован в Румынию в качестве уполномоченного Гидрометслужбы по обслуживанию войск Красной армии и войск союзников в их действиях на Балканском полуострове, на территориях Германии, Польши, Румынии и Чехословакии. Здесь же он выполнял задание Наркомата Морского флота СССР по проведению авиационных разведок р. Дунай с выявлением мест отстоя судов. В 1944–1946 гг. в звании инженер-полковника работал начальником учебного отдела и начальником кафедры Военного Гидрометинститута, одновременно являясь консультантом в АНИИ.

М.Е. Острекин выполнял различные спецзадания: начальник штаба МПВО Арктического института, сотрудник уполномоченного Государственного комитета обороны по Горьковской железной дороге, консультант при Наркоме Морского флота СССР.

Г.Я. Вангенгейм в период блокады Ленинграда возглавлял научно-оперативную группу по обслуживанию Ленинградского и Северо-Западного фронтов.

А.А. Гирс работал летом и осенью 1941 г. на оборонных работах в Ленинграде.

Ледовый разведчик Ю.М. Барташевич с начала войны и до 23 марта 1942 г. воевал на Ленинградском фронте (Бородачев, Шильников, 2002).

Гидролог В.И. Решеткин в октябре 1941 г. был призван в армию и назначен в оперативный отдел полевого управления штаба 23-й армии Ленинградского фронта (Бородачев, Шильников, 2002).

Гидролог П.А. Геворкянц в 1941 г. участвовал в строительстве оборонительных рубежей под Ленинградом, впоследствии являлся бойцом команды МПВО объекта АНИИ.

Заместитель начальника отдела морской гидрологии института В.И. Соколов из-за сильной близорукости призыву в армию не подлежал. Но он не хотел оставаться в тылу и в первый же день войны сумел доказать, что его место на фронте. Осенью 1941 г. В.И. Соколов пал смертью героя при защите Петродворца.

И.Д. Гатиев 11 июля 1941 г. добровольцем вступил в ряды народного ополчения, командовал саперной ротой. Погиб 30 ноября 1941 г. в дер. Бугры Ленинградской обл. (Аветисов, 2009; Полярники в Отечественной войне, 1945)

Н.Н. Мутафи 11 июля 1941 г. был зачислен в ряды народного ополчения, в составе которого прослужил месяц. Он вернулся в институт, ежедневно приходил на работу, продолжая исследования до 22 декабря 1941 г., когда он скончался от остановки сердца (Аветисов, 2009; Полярники в Отечественной войне, 1945).

Исследователь Хибин и Чукотки сотрудник АНИИ И.А. Скляр в первые дни боев за Ленинград ушел добровольцем в ряды народного ополчения и погиб, защищая город (Полярники в Отечественной войне, 1945).

А.И. Звездин перед войной руководил институтской аспирантурой и одновременно учился в ней по специальности «фотограмметрия». Защита его кандидатской диссертации была назначена на март 1942 г., но в июле 1941 г. он ушел добровольцем на фронт. Начальник штаба стрелковой дивизии майор А.И. Звездин погиб на Карельском перешейке в 1943 г. (Аветисов, 2009;)

Участник нескольких арктических экспедиций гидролог Ю.К. Чернявский в дни блокады Ленинграда ушел в партизанский отряд, руководил подрывной группой и погиб под Ленинградом (Полярники в Отечественной войне, 1945).

В начале Великой Отечественной войны, в июле 1941 г. А.Н. Золотов был вызван в Москву и 15 июля передан в распоряжение 5 отдела Краснознаменного Балтийского флота с зачислением на курсы переподготовки начальствующего состава запаса флота по специальности зенитная артиллерия. По окончании курсов в октябре 1941 г. А.Н. Золотов был откомандирован в сухопутные войска и зачислен в один из запасных полков Ленинградского фронта. По требованию Оперативного отдела штаба Ленинградского фронта был направлен воентехником в сектор гидрометеослужбы (Дорожкина, Саватюгин, 2010).

В боях с врагом пали смертью храбрых: начальник конструкторского бюро АНИИ В.А. Ноздрев, гидрологи А.И. Кулагин, Уралов, А.А. Сиверцев, Фильчаков, магнитологи В.А. Фриновский, И.Б. Канторович, биолог П.А. Рудаков, сотрудники института А.Ф. Боровков, П.Т. Бутенко, В.Б. Карузо, Д.Д. Примаков, И.Л. Рысюков, Н.М. Сторожев, И.И. Тамарский, А.Н. Тюмин, Б.Б. Чернышев.

Сотрудники АНИИ, оставшиеся в Ленинграде, дежурили в группах самозащиты, ликвидировали очаги пожаров при воздушных налетах, участвовали в строительстве оборонительных укреплений. Многие из сотрудников жили в здании института на Фонтанке, 34 и спасли научные фонды от огня и сырости.

Во время блокады Ленинграда институт потерял гидрохимиков С.К. Деменюк и Ю.Н. Дерюгина, гидробиолога Г.П. Горбунова, гидрологов С.К. Добронравова, М.И. Сперанского, И.Ф. Сарновского, А.К. Кюльвая, С.Ф. Лаврентьева, П.Н. Неволина, Самойленко, Тюртюбек, инженера Б.Ф. Архангельского, аэрологов И.М. Бушева и Арефьева, геодезиста Г.А. Войцековского, картографа Собенникова и других (Гаккель, 1945).

Осенью 1941 г. Государственным Комитетом обороны (ГКО) было принято решение об эвакуации организаций ГУСМП в Красноярск. В это период началась эвакуация и Арктического института. В Красноярске он был размещен по адресу ул. Маркса, 103 (рис. 1) (Андреев, Дукальская, Фролов, 2010).



Рис. 1. Здание АНИИ в Красноярске в 1941–1944 гг.

Арктический институт в течение первого полугодия 1942 г. не имел возможности развернуть научно-исследовательскую деятельность, т.к. в связи с военными условиями только небольшая группа работников института, в основном находившаяся на оперативной работе в Москве, была эвакуирована в Красноярск в 1941 г. Кроме того, сюда же были направлены состав экспедиции «Ледовый патруль» и участники экспедиции, работавшей в районе Новосибирских островов.

Такое же положение создалось и с научными материалами: небольшую часть материалов (фондов) институту удалось отправить из Ленинграда в Красноярск в конце июля 1941 г., причем эти материалы были первичными данными наблюдений. Сюда же прибыл материал московской опергруппы. Совершенно отсутствовала научная библиотека.

К началу 1942 г. в Красноярске оказался небольшой коллектив сотрудников института в составе 46 человек с очень ограниченным научным материалом. Среди них был и В.Ю. Визе с семьей. В.Ю. Визе и здесь выполнял функции председателя Ученого совета института, наряду с большой научной работой он принимал участие в работе краевых организаций — был заместителем председателя Научно-технического совета и председателем секции Крайнего Севера этого же Совета при Красноярском краевом исполнительном комитете (Трешников, 1978).

Только в начале февраля 1942 г. началась эвакуация из Ленинграда, которая длилась до июня, а в отдельных случаях и до августа, т.к. прибывающие из Ленинграда сотрудники долго задерживались на излечении в госпиталях и стационарах. Таким образом, первая половина года прошла в напряженной оргработе по эвакуации института из Ленинграда и созданию в Красноярске нормальных условий для работы всех отделов института.

Летчики полярной авиации (экипаж Г.К. Орлова: штурман В.И. Аккуратов, бортмеханик Н.Л. Кекушев, бортрадист С. Наместников, второй бортмеханик Н. Бак) в очень сложных условиях эвакуировали в Ярославль и Череповец больных сотрудников и их семьи из блокированного Ленинграда. Оттуда поездом они были переправлены в Красноярск. Одновременно с эвакуацией людей были вывезены материалы наблюдений полярных станций и более 150 научно-исследовательских арктических экспедиций. Экипаж Орлова и группа начальника Политуправления ГУСМП В.Д. Новикова разыскали и вывезли из Ленинграда более 600 человек (Аккуратов, 1984).

Учитывая важность научно-оперативного обеспечения морских операций в Арктике в период войны, Государственный Комитет обороны освободил работников Главсевморпути, в том числе и ученых института, от мобилизации. В Красноярске АНИИ был укреплен сотрудниками, возвратившимися из летних экспедиций, специалистами родственных институтов, эвакуированных в Сибирь из Москвы.

В этот сложный период директорами АНИИ были Л.Л. Балакшин (и.о., с 27 июня 1941 г. по 28 января 1942 г.), С.В. Славин (и.о., с 29 января 1942 г. по 19 апреля 1942 г.). В июне 1942 г. В.Х. Буйницкий был отозван из действующей армии в распоряжение Главсевморпути и вновь назначен директором Арктического института. Как отмечал В.Ю. Визе, высоко ценивший организационные и научные способности В.Х. Буйницкого, «благодаря ему, Арктический институт в тяжелые годы Великой Отечественной войны не только не прекратил научной работы, но, наоборот, развил ее» (Дукальская, 2012, с. 44).

После завершения эвакуации института его сотрудники активно включились в научную деятельность. В этот период были значительно расширены работы по

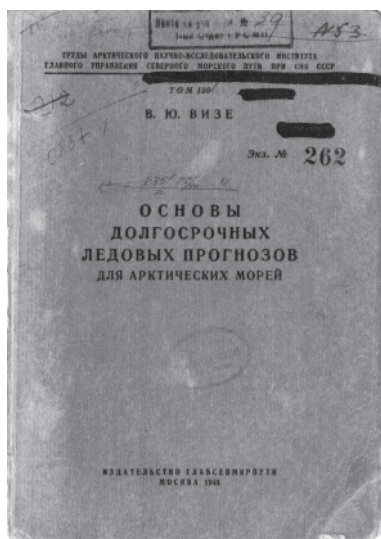


Рис. 2. Обложка монографии В.Ю. Визе «Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей».

совершенствованию методов долгосрочных ледовых прогнозов и синоптической метеорологии. Научный руководитель прогностических исследований В.Ю. Визе на основании собственных исследований и обобщения работ, выполненных в 1941–1943 гг. сотрудниками АНИИ Д.Б. Карелиным, Н.А. Волковым, М.М. Сомовым, И.Г. Овчинниковым и другими, подготовил и опубликовал в 1944 г. монографию «Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей», за которую в 1946 г. был удостоен Сталинской премии (рис. 2). Эти методические основы получили всеобщее признание и стали широко использоваться на практике (Волков, Макштас, 1985).

В предисловии к монографии В.Ю. Визе указывает, что в области методики долгосрочных ледовых прогнозов «удалось добиться существенных успехов, обязанных главным образом трудам молодых ученых, в основном работающих в Арктическом научно-исследовательском институте» (Визе, 1944, с. 4).

Кроме того, что В.Ю. Визе обобщил все имеющиеся прогностические связи и проанализировал их эффективность при составлении прогнозов за предшествовавшие годы, он обратил внимание и на то, что для дальнейшего развития методики ледовых прогнозов необходимо развивать методику метеорологических прогнозов, а также наладить более систематический сбор сведений о состоянии льда с помощью самолетов в течение всего года как в арктических морях, так и в Арктическом бассейне (Трешников, 1978).

В июне 1942 г. И.В. Максимов был переведен из Архангельска в АНИИ в Красноярск, а 1 апреля 1943 г. стал заместителем директора Арктического института по научной части. Кроме лежащей на нем ответственности, связанной с обеспечением нужд транспортного и Военно-морского флотов и выполнением заданий Главного морского штаба, И.В. Максимов продолжал научные исследования по изучению течений и приливов в арктических морях и проливах. В эти годы он обосновал необходимость новых подходов в дальнейшем изучении Арктики, в том числе в центральной части Арктического бассейна, разработал основы технологии использования данных по

приливо-отливным колебаниям уровня моря для оценки средней ледовитости морей Северного морского пути (Саруханян, 2013).

В годы войны в институте произошло становление школы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов (Г.Я. Вангенгейм, А.А. Гирс); С.Д. Лаппо в 1942 г. защитил кандидатскую диссертацию, в которой разработал новый метод прогнозирования ледовитости на основе осенних метеопризнаков; В.В. Фролов и К.И. Чуканин на основе большого опыта практической работы и учета особенностей условий арктических районов составили «Наставление по метеорологическому обеспечению действий полярной авиации», которое было принято как обязательное пособие на всех полярных бюро погоды.

Геофизиками института были разработаны теоретические основы методики прогнозов прохождения радиоволн на арктических линиях связи, под руководством И.В. Максимова и А.Ф. Лактионова составлены гидрометеорологические описания арктических морей и атласы течений в проливах, расширены работы по ледоведению; создана новая лаборатория для изучения физико-механических свойств льда и разработки методов активной борьбы со льдом (руководитель И.С. Песчанский) (Волков, Макштас, 1985).

В 1943 г. в Арктическом институте было положено начало систематическим работам по изучению изменчивости девиации магнитного компаса при плавании судов в высоких широтах. В навигацию этого года К.К. Федченко и профессором П.Д. Белоновским был собран обширный материал по девиации компаса на ледоколах «Красин», «А. Микоян» и ледорезе «Литке». В навигацию 1944 г. аналогичные работы были проведены Е.А. Залюм на борту парохода «Революционер».

Не был оставлен без внимания и научно-методический надзор за наблюдениями полярных станций. Так, в 1944 г. тремя сотрудниками Арктического института (Е.Н. Тихомировым, А.В. Бианки и С.А. Муравьевым) была осуществлена инспекция 14 полярных станций (Тихомиров, 1945).

Несмотря на тяжелые условия военного времени, нехватку научных материалов и потерю части квалифицированных специалистов, АНИИ успешно справлялся со всеми поставленными перед ним задачами. В годы войны в институте трудились ученые старшего поколения: В.Ю. Визе, Я.Я. Гаккель, А.Ф. Лактионов, И.В. Максимов, К.А. Гамаянов, В.Т. Тимофеев и другие.

В эти годы институтом изданы более пятидесяти монографий, сборников научных трудов, руководств и пособий, содержащих научные данные о природе арктических морей. Среди них — 14 выпусков из серии «Пособия и руководства», 24 тома Трудов Арктического института, подготовлено к печати и издано 8 выпусков сборника «Проблемы Арктики».

Ученые института внесли большой вклад в совершенствование системы сбора ледовой и гидрометеорологической информации, повышение качества ледовых и метеорологических прогнозов, развитие научно-оперативного обеспечения судоходства в морях.

В предвоенные и военные годы с полной отдачей и энтузиазмом начинали работу в Арктике молодые специалисты, ставшие впоследствии крупными полярными исследователями: В.Х. Буйницкий, А.Ф. Трёшников, В.В. Фролов, Е.И. Толстиков, М.М. Сомов, Н.А. Волков, П.А. Гордиенко, Д.Б. Карелин, А.Г. Дралкин, В.М. Иванов и многие другие.

В 1944–1945 гг. в Арктическом институте на основе работ, выполненных в предвоенные и военные годы, подготовили и защитили кандидатские диссертации Д.Б. Карелин, П.Г. Лобза, М.М. Сомов, Н.А. Лабзовский, А.А. Гирс, А.В. Коптева, З.М. Прик и другие (В Ученом совете Арктического института, 1945).

В Арктическом институте в период его пребывания в Красноярске работали многие сотрудники других научных учреждений Москвы и Ленинграда. Б.В. Штокман там начал разрабатывать методы анализа водных масс, расчетные методы прогноза температуры воды в океане, теорию полных потоков в динамике вод Северного Ледовитого океана; гидробиологи В.Г. Богоров, К.А. Бродский, М.А. Виркетис разработали систему гидробиологических показателей гидрологических и ледовых условий арктических морей (Трешников, 1975).

Не забывали в АНИИ и о подготовке молодых исследователей. Подготовка специалистов для обеспечения мореплавания по Северному морскому пути, выполнявшаяся в Гидрографическом институте, в связи с началом Великой Отечественной войны и блокадой Ленинграда прекратилась в сентябре 1941 г.

В 1943 г., в соответствии с решением ГУСМП, директору института было поручено произвести набор студентов в Гидрографический институт и организовать их обучение. Молодежь призывного возраста была в армии, поэтому среди студентов оказались юноши, не достигшие 18 лет, и девушки, всего удалось набрать 20–25 человек (Дубовцев, 2008).

Занятия были организованы в здании Арктического института. Читали лекции известные ученые-полярники: А.Ф. Лактионов, И.С. Песчанский, О.Г. Дитц и др.

Среди студентов этой группы были будущие известные сотрудники Арктического института: А.Л. Соколов, И.М. Кузнецов, В.Ф. Дубовцев, В.М. Коновалова, В.И. Задорина, а также Б.С. Майнагашев, ставший впоследствии капитаном дальнего плавания, начальником морских операций Западного района Арктики.

В связи с передачей сети полярных станций в ведение АНИИ, согласно решению коллегии Главсевморпути от 21 июля 1944 г., подготовку кадров для станций было решено проводить в Ленинграде под непосредственным наблюдением института. Для этого при Гидрографическом институте ГУСМП была организована школа метеорологии и связи. Из сотрудников Арктического института в организации школы приняли участие Н.А. Терлецкий и В.Т. Тимофеев. К преподаванию были привлечены А.В. Бианки, Н.А. Терлецкий, А.Ф. Трешников, М.В. Николаева, С.И. Петров и Г.С. Меламед. Всего в 1944 г. в школу было принято 195 человек — 69 мужчин и 126 женщин (Школа метеорологии и связи..., 1946).

Особо важное значение при проводке караванов судов на трассе СМП имела ледовая авиаразведка, объем которой в годы войны значительно возрос. В практику вошло выполнение ледовой разведки в несколько этапов: зимние разведки, преднавигационные, навигационные, осенние (Бородачев, Шильников, 2002). Выполнялись съемки ледяного покрова всех арктических морей и прилегающих районов Арктического бассейна. Усовершенствовались методы выполнения разведки — стало выполняться барражирование самолетами транспортных судов при прохождении сложных участков трассы и сброс с самолетов на суда вымпелов с ледовыми картами и рекомендованными курсами (впервые эта операция была выполнена сотрудником АНИИ Н.А. Волковым).

Наибольший вклад в производство ледовой разведки внесли ледовые разведчики АНИИ — гидрологи-бортнаблюдатели (Ледовые ежегодники 1940/1941; 1941/1942; 1942/1943; 1943/1944; 1944/1945):

- 1941 г.: Н.А. Волков, Д.Б. Карелин;
- 1942 г.: А.Н. Петриченко, Ю.М. Барташевич, П.А. Гордиенко, И.Г. Овчинников;
- 1943 г.: Д.Б. Карелин, П.А. Гордиенко, А.П. Шумский, А.Н. Смесов;
- 1944 г.: А.П. Шумский, Б.И. Иванов, В.С. Назаров, Ю.М. Барташевич, Н.Т. Субботин;

- 1945 г.: К.И. Ермак, М.М. Сомов, Н.Т. Субботин, А.П. Шумский, А.Г. Дралкин.

И.Г. Овчинников, гидролог Арктического института, специалист по ледовому режиму Баренцева и Карского морей, 23 августа 1942 г. летел в очередную разведку. В Усть-Таймыре самолет, готовившийся к взлету, был поврежден внезапным порывом ветра. Овчинников тут же пересел на другую машину (Si-43 СССР Н-207): нужно было лететь в район Диксона. Пилот И.Д. Черепков поднял самолет в воздух, но в пункт назначения так и не прибыл. К сожалению, поиски самолета и членов его экипажа к успеху не привели (Ледовый ежегодник 1941/1942, 1949; Полярники в Отечественной войне, 1945).

В годы войны коренным образом были усовершенствованы методы картирования льдов, разработана новая номенклатура морских льдов, введены новые пособия по производству авиационных наблюдений.

В результате обобщения созданных сотрудниками АНИИ вместе со штурманами и летчиками методов разведки и картирования льдов Д.Б. Карелиным, Н.А. Волковым, В.В. Жадринским, П.А. Гордиенко подготовлена к печати книга «Ледовая авиационная разведка» (рис. 3) (Карелин и др., 1946).

Военный период характеризовался широким развитием авиационных наблюдений над ледяным покровом не только арктических морей, но и Арктического бассейна. На авиацию пала честь уничтожения значительного числа «белых пятен» в эти годы. Большое значение имели высокоширотные осенние разведки. Они по-новому представили картину замерзающего моря и изменили представление о центрах замерзания ледяного покрова в Арктике. В результате авиационных ледовых наблюдений в науке о льдах появилось новое понятие — «ледовые массивы» (Гордиенко, 1946).

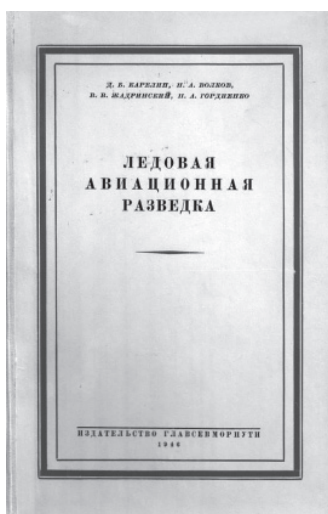


Рис. 3. Обложка книги Д.Б. Карелина, Н.А. Волкова, В.В. Жадринского, П.А. Гордиенко «Ледовая авиационная разведка».

Для улучшения гидрометеорологического обслуживания СМП в годы войны была значительно расширена сеть полярных станций в Арктике. Данные наблюдений за погодой и ледовыми условиями поступали в радиоцентр АНИИ, откуда направлялись в региональные бюро погоды на острове Диксон, на мысе Шмидта, в Тикси, Амдерме и Крестах Колымских, которыми руководили сотрудники института В.В. Фролов, Н.В. Шацилло, К.И. Чуканин, Е.И. Толстиков, Н.А. Волков, С.Т. Серлапов и др. Краткосрочные прогнозы погоды, составляемые синоптиками бюро погоды, высоко ценились моряками и летчиками (Гордиенко, 1975; 1979).

Все годы войны специалисты по метеорологическим и ледовым прогнозам (М.М. Сомов, В.В. Фролов, Н.В. Шацилло, Д.Б. Карелин, А.Ф. Трешников, А.Г. Дралкин, К.А. Сычев, Н.А. Волков, Е.И. Толстиков, П.А. Гордиенко и другие) на навигационный период выезжали в Штабы морских операций, на ледоколы, вылетали в ледовую разведку и на месте давали рекомендации по проводке караванов судов в сложившихся ледовых условиях.

В июне 1942 г. ГКО было принято решение о переброске Северным морским путем нескольких боевых кораблей с Дальнего Востока в поддержку СФ. 8 июня 1942 г. Нарком ВМФ адмирал Н.Г. Кузнецов подписал приказ № 0192 на переход Экспедиции особого назначения — ЭОН-18. В состав отряда боевых кораблей вошли: лидер «Баку», ЭМ «Разумный», «Разъяренный» и «Ревностный». Научное обеспечение кораблей гидрометеорологической информацией и прогнозами осуществляли сотрудники АНИИ гидрологи Н.А. Волков и М.М. Сомов, синоптики Е.И. Толстиков и В.В. Фролов, которые за эту операцию были награждены орденами Красной Звезды (Волков, Макштас, 1985).

На Дальнем Востоке обеспечением ледовыми и метеорологическими прогнозами зимних морских операций в проливе Лаперуза, Охотском и Японском морях занималась созданная институтом при Штабе морских операций научно-оперативная группа, в состав которой входили сотрудники АНИИ ледовый прогнозист Н.А. Волков и синоптик В.А. Аристов. В результате первого года работы группой было подготовлено и издано «Руководство для плавания во льдах пролива Лаперуза» (Волков, Макштас, 1985).

В Красноярске формировались экспедиции «Ледового патруля», которые на небольших моторно-парусных судах обследовали кромку льда в морях Баренцевом, Карском и Лаптевых. Эти суда не только собирали важную информацию о гидрометеорологических условиях, но и занимались также снабжением полярных станций, особенно тех, которые подверглись нападению вражеских подводных лодок (Дмитриев, Горбунов, 2013).

4 октября 1941 г. научно-экспедиционное судно Арктического института «Академик Шокальский» (начальник экспедиции П.А. Шумский, гидрологи Н.Т. Субботин, В.Б. Старков и Б.А. Любимцев) встретило фашистскую подводную лодку у северо-восточных берегов Новой Земли и вынуждено было уйти под защиту берегов (Сузюмов, 1985).

В июне 1942 г. по распоряжению члена ГКО, начальника Главсевморпути И.Д. Папанина, в Архангельск направили научно-оперативную группу сотрудников Арктического института для участия в работах «Ледового патруля» на г/с «Мурманец». В состав группы входили: начальник экспедиции А.П. Шумский, научный руководитель В.С. Назаров, гидрограф Б.Л. Лейкин, океанолог Н.В. Субботин, навигатор В.В. Дремлюг. Ледовому патрулю предстояло выполнить комплекс работ, связанных с обеспечением боевых и транспортных операций в Баренцевом и Карском морях.



Рис. 4. Научно-экспедиционное судно АНИИ «Академик Шокальский».

В период экспедиции судно приняло участие в спасении моряков конвоя «РQ-17». Всего на борт «Мурманца» с 13 по 17 июля подняли более 100 человек (Дремлюг, 2009а, 2009б).

В августе 1943 г. под обстрел вражеского самолета попала возглавляемая А.Ф. Трёшниковым экспедиция Арктического института на г/с «Мурманец», следовавшая к мысу Желания на помощь зимовщикам (Сузюмов, 1985).

27 июля 1943 г. в 15 милях к юго-востоку от мыса Спорый Наволок у северо-восточного побережья Новой Земли немецкой подводной лодкой было обстреляно и затонуло экспедиционное судно АНИИ «Академик Шокальский» (начальник экспедиции В.С. Большаков, рис. 4). Но подводная лодка не оставила в покое спасшихся. Подойдя еще ближе, она начала расстреливать их из пулеметов и орудий. Были убиты лежавшие на льдине две женщины, в том числе гидрохимик экспедиции, сотрудница АНИИ Б.И. Футерман и моторист, и ранен гидролог экспедиции А.В. Иванов.

2 и 3 августа 1943 г. м/б «Полярник» подобрал 15 оставшихся в живых из 27 членов экипажа и пассажиров «Академика Шокальского» и доставил их в порт Диксон (Большаков, 1945).

В июле и августе 1942 г., когда некоторые участки Карского моря очистились ото льда, гитлеровцы пытались блокировать восточную часть Баренцева моря и все Карское море. Для этого в Карское море был послан крейсер «Адмирал Шеер». Ледокольный пароход «А. Сибиряков» во время Великой Отечественной войны вошел в состав Беломорской военной флотилии под названием ЛД-6. Рейдер обнаружил его 25 августа в районе о. Белуха. После неравного боя, длившегося полчаса, «А. Сибиряков» был потоплен. Погибла большая часть экипажа, остальных взяли в плен. Среди пленных оказался сотрудник АНИИ А.Н. Золотов (Воеводин, 1995; Дорожкина, Саватюгин, 2010; Крутских, 1985).

27 августа 1942 г. «Адмирал Шеер» напал на радиоцентр и порт острова Диксон. Три батареи, установленные на острове, и находившийся в бухте ледокольный пароход «Дежнев» (СКР-19) ответили залпами своих орудий. Рейдер получил несколько попаданий и, прикрываясь дымовой завесой, ушел в открытое море. Большую роль в обороне острова сыграли противодесантные группы народного ополчения, в числе которых были сотрудники АНИИ В.В. Фролов, Н.В. Шацилло, М.М. Сомов, А.Г. Дралкин, К.А. Сычев и другие (Сузюмов, 1985; Трёшников, 1975).

Арктический институт работал в Красноярске до 1944 г., затем вернулся в Ленинград. Координация деятельности института в это период значительно осложнялась тем, что в 1943 г. часть его оперативных подразделений была эвакуирована в Москву и лишь по завершении навигации 1945 г. вернулась в Ленинград.

Для переезда в Ленинград был выделен специальный эшелон (поезд). Для перевозки имущества института было организовано две бригады, одной из них руководил А.Ф. Трёшников, другой — гидролог В. Бирюков.

После возвращения в Ленинград сотрудники института своими руками восстанавливали здание АНИИ, чтобы как можно скорее продолжить исследовательскую работу (Андреев, Дукальская, Фролов, 2010).

Родина высоко оценила труд сотрудников Арктического института в годы Великой Отечественной войны. Указом Президиума Верховного Совета Союза ССР от 3 декабря 1945 г. за успешное выполнение заданий Правительства и самоотверженную работу по освоению Северного морского пути в дни Отечественной войны награждены орденами и медалями работники Главсевморпути.

В Арктическом институте были награждены следующие сотрудники (О награждении..., 1947):

- орденом Ленина — В.Ю. Визе;
- орденом Отечественной войны I степени — В.Х. Буйницкий;
- орденом Отечественной войны II степени — И.В. Максимов;
- орденом Трудового Красного Знамени — Д.Б. Карелин, Л.И. Леонов, Е.А. Леонтьева, М.Е. Острекин, С.В. Славин, Е.И. Тихомиров;
- орденом Красной Звезды — В.В. Аристов, В.Е. Благодаров, Н.А. Волков, Я.Я. Гаккель, К.А. Гомоюнов, П.А. Гордиенко, А.Г. Дралкин, Н.М. Жемчугов, А.И. Зубков, В.Н. Кошкин, А.Ф. Лактионов, А.П. Никольский, Е.И. Толстиков, В.В. Фролов, К.А. Радвиллович, М.М. Сомов;
- орденом Знак Почета — В.М. Бессуднов, Г.Я. Вангенгейм, К.Д. Егоров, А.И. Ионов, А.П. Кибалин, С.Д. Лаппо, В.С. Назаров, Н.П. Осипов, Г.М. Силин, Г.П. Смирнов, И.М. Суслов, И.Д. Тельнов, В.Т. Тимофеев, П.Е. Терлецкий, В.А. Трапновская, А.Ф. Трёшников, К.К. Федченко, И.Л. Фрейдин, А.А. Храпаль, К.И. Чуканин, В.Н. Янкович;
- медалью «За трудовую доблесть» — М.Ю. Берман, М.А. Богуславская, Т.В. Николаева, З.И. Павлова, З.М. Прик, Е.Н. Седова, Н.Д. Травин, Н.В. Шацилло;
- медалью «За трудовое отличие» — А.В. Бианки, В.П. Богомолова, А.А. Гирс, Е.П. Комарова, М.И. Комиссаров, Е.И. Курженкова, В.Ф. Рудич, Е.А. Сеницына, Т.И. Чельшева.

Сотрудники АНИИ внесли достойный вклад в Победу над врагом своим самоотверженным трудом по гидрометеорологическому обеспечению арктической навигации, действий военно-морского флота и авиации в Арктике и непосредственным участием в боевых операциях на северном театре военных действий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аветисов Г. П. Имена сотрудников НИИГА–ВНИИОкеангеология на картах Арктики и Антарктиды // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (82). С. 153–166.

Аккуратов В.И. Лед и пепел. Записки штурмана. М.: Современник, 1984. 334 с.

- Андреев А.О., Дукальская М.В., Фролов С.В. Страницы истории ААНИИ // Проблемы Арктики и Антарктики. № 1 (84). 2010. С. 7–25.
- Большаков В.С. Гибель экспедиционного судна «Академик Шокальский» // Проблемы Арктики. 1945 (1944). № 1. С. 157–159.
- Бородачев В.Е., Шильников В.И. История ледовой авиационной разведки в Арктике и на замёрзших морях России (1914–1993 гг.) / Под ред. Ю.А. Горбунова. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 442 с.
- Буйницкий В.Х. Основные итоги и перспективы научно-исследовательских работ Арктического института / Доклады юбилейной сессии: XXV лет 1920 – 1945 / Под ред. А.И. Минеева. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 14 с.
- В Ученом совете Арктического института // Проблемы Арктики. 1946 (1945). № 4. С. 106.
- Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. М., 1944. 272 с.
- Воеводин В.А. Арктический институт в годы Великой Отечественной войны: к 50-летию Победы в Великой Отечественной войне // Проблемы Арктики и Антарктики. 1995. № 70. С. 50–57.
- Волков Н. А., Макитас А.П. Полярники Арктического научно-исследовательского института в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг. (40 лет Великой Победы) // Павильон «Гидрометеорология и контроль природной среды». Гидрометеиздат, 1985. 4 с.
- Гаккель Я.Я. За четверть века: обзор деятельности Арктического института Главсевморпути за 25 лет (с 1920 по 1945 г.). М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 108 с.
- Гордиенко П.А. Полярные гидрометеорологические станции в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг. // Метеорология и гидрология. 1975. № 8. С. 110–113.
- Гордиенко П.А. Рекогносцировка «белых пятен» Полярного бассейна за годы войны // Проблемы Арктики. 1946 (1945). № 1. С. 92–94.
- Гордиенко, П. А. Полярные гидрометеорологи: Воспоминания о Великой Отечественной войне 1941–1945 гг. // Человек и стихия-80. Л.: Гидрометеиздат, 1979. С. 113–114.
- Дмитриев А. А., Горбунов Ю.А. Ледово-гидрологические патрули в российских арктических морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 4 (98). С. 104–115.
- Дорожкина М.В., Саватюгин Л.М. Имена сотрудников ААНИИ на географических картах. Анатолий Николаевич Золотов, Вера Михайловна Коновалова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 114–116.
- Дремлюг В.В. Военное лихолетье // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009а. № 2 (82). С. 167–175.
- Дремлюг В.В. Ледовые патрули в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009б. № 3 (83). С. 154–157.
- Дубовцев В.Ф. Заметки из прошлого: страницы истории // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3 (80). С. 156–159.
- Дукальская М.В. Виктор Харлампиевич Буйницкий. К 100-летию со дня рождения // Российские полярные исследования. 2012. № 1 (7). С. 43–45.
- Карелин Д.Б., Волков Н.А., Жадринский В.В., Гордиенко П.А. Ледовая авиационная разведка. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1946. 156 с.
- Крутских Б.А. Полярники в годы Великой Отечественной войны // Метеорология и гидрология. 1985. № 5. С. 48–52.
- Ледовый ежегодник 1940/1941. Наблюдение над состоянием льда в арктических морях за зиму 1940/1941 года и в навигацию 1941 года / Под редакцией А. Ф. Лактионова. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1948. 264 с.
- Ледовый ежегодник 1941/1942. Наблюдение над состоянием льда в арктических морях за зиму 1941/1942 года и в навигацию 1942 года. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1949. 288 с.

Ледовый ежегодник 1942/1943. Наблюдение над состоянием льда в арктических морях за зиму 1942/1943 года и в навигацию 1943 года / Под редакцией А.Ф. Лактионова. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1949. 252 с.

Ледовый ежегодник 1943/1943. Наблюдение над состоянием льда в арктических морях за зиму 1943/1944 года и в навигацию 1944 года / Под редакцией А.Ф. Лактионова. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1950. 296 с.

Ледовый ежегодник 1944/1945. Наблюдение над состоянием льда в арктических морях за зиму 1944/1945 года и в навигацию 1945 года / Под редакцией А.Ф. Лактионова. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1951. 288 с.

О награждении работников Арктического института орденами и медалями // Проблемы Арктики. 1947 (1945). № 5/6. С. 131–132.

Полярники в Отечественной войне / Под ред.: М. Черненко, Т. Селявиной. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 258 с.

Реорганизация Арктического института // Проблемы Арктики. 1940. № 7–8. С. 106–107.

Саруханян Э.И. Игорь Максимов. Их именами названы корабли науки. СПб.: ГеоГраф, 2013. 272 с.

Сузюмов Е.М. Полярники в Великой Отечественной войне / Советские географы — фронту и тылу (1941–1945 гг.) // Вопросы географии. 1985. Сб. 128. С. 163–169.

Тихомиров Е.И. Инспекция полярных станций в 1944 году // Проблемы Арктики. 1946 (1945). № 2. С. 127.

Трешников А.Ф. Арктический институт в Великой Отечественной войне // Метеорология и гидрология. 1975. № 5. С. 53–54.

Трешников А.Ф. Их именами названы корабли науки. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 192 с.

Школа метеорологии и связи Управления учебных заведений Главсевморпути // Проблемы Арктики. 1946 (1945). № 2. С. 128.

XXV лет научной деятельности Арктического института / Под ред. В.Х. Буйницкого. Л.; М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 400 с.

S.V. FROLOV

ACTIVITY OF THE ARCTIC INSTITUTE IN THE YEARS OF THE GREAT PATRIOTIC WAR

**(TO THE 95TH ANNIVERSARY OF THE AARI AND THE 70TH ANNIVERSARY OF
VICTORY IN THE GREAT PATRIOTIC WAR)**

The article covers the activity of specialists of the Arctic and Antarctic Research Institute in the years of the Great Patriotic War. The main task of the Institute in these years was improvement of methods for collection of ice and hydrometeorological information and development of new methods of preparation of meteorological and ice forecasts with a different period in advance for support of navigation of transport and naval ships along the Northern Sea Route. The role of specialists in the work of the Headquarters of Marine Operations, in performing airborne ice reconnaissance, in the “Ice Patrol” expeditions and participation in military operations are shown. Special attention is given to scientific activity of the Institute during the evacuation period.

Keywords: Great Patriotic War, Arctic Institute, Northern Sea Route, ice and meteorological forecasts, airborne ice reconnaissance, “Ice Patrol”, scientific-operational support of navigation.

**ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАУЧНЫХ РАБОТ
ПО ПОДПРОГРАММЕ «ИЗУЧЕНИЕ И ИССЛЕДОВАНИЕ
АНТАРКТИКИ» ФЦП «МИРОВОЙ ОКЕАН»**

канд. физ.-мат. наук А.В. КЛЕПИКОВ¹, канд. физ.-мат. наук А.И. ДАНИЛОВ¹,
канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ¹, д-р геол.-минерал. наук Г.Л. ЛЕЙЧЕНКОВ^{2,3},
канд. биол. наук А.В. НЕЕЛОВ⁴

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: kler@aari.ru

² – ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, e-mail: german_l@mail.ru

³ – Санкт-Петербургский государственный университет

⁴ – Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, e-mail: smiris@zin.ru

В статье приводится обзор основных научных результатов, полученных в ходе выполнения подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан». Это результаты российских исследований океана, атмосферы, подледниковых озер, литосферы и экосистем Антарктики.

Ключевые слова: Антарктика, климат, литосфера, подледниковое озеро, экосистемы, Южный океан.

В 2013 г. завершились работы по подпрограмме «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан», начатые в 1999 г. За пятнадцатилетний период подпрограмма стала координирующей основой российских научных антарктических исследований, обусловила межведомственный характер исследований, объединила главные направления деятельности России в Антарктике, способствовала сохранению сложившихся за годы научных коллективов.

За эти годы получены новые данные о состоянии природы региона, определены параметры современного климата Антарктики, исследован видовой состав, таксономическая и трофическая структура морских, пресноводных и наземных биоценозов Антарктики, созданы геолого-геофизические карты. К наиболее важным результатам можно отнести итоги комплексных исследований подледникового озера Восток, включая первое проникновение в озеро, которое рассматривается научной общественностью как географическое открытие начала XXI века. Ниже кратко обобщены самые важные результаты по основным направлениям научных работ по подпрограмме.

Проблема исследования современного климата Антарктики связана с редкой сетью метеостанций, расположенных крайне неравномерно. Из анализа многолетних (более 30 лет) рядов приземных наблюдений следует, что среди 24 антарктических станций с такими рядами наблюдений только 9 станций демонстрируют статистически значимые изменения приземной температуры воздуха. Все эти тренды являются положительными.

ми. Абсолютный максимум аномалии среднегодовой температуры воздуха в Южном полушарии расположен над Антарктическим полуостровом в результате роста ночных значений температуры воздуха в зимний сезон (Лагун и др., 2010). Несмотря на уменьшение скорости повышения температуры в последние 10 лет на ряде станций в северной части полуострова, рост приземной температуры воздуха в этом регионе в несколько раз выше среднеглобального значения. Формирование климатической изменчивости Антарктики наряду с явлением Эль-Ниньо связано с колебаниями крупномасштабной атмосферной циркуляции — Антарктической круговой модой (АКМ). Фаза АКМ определяет степень изоляции воздуха Антарктиды от воздушных масс умеренных широт и зависит от содержания стратосферного озона. Низкий уровень озона способствует усилению западного переноса и циркумполярного вихря (положительная фаза АКМ) и похолоданию, а повышение содержания озона способствует ослаблению западного переноса и потеплению (отрицательная фаза АКМ). Особенности межрегионального массо- и энергообмена в атмосфере южной полярной области определяет Антарктическая дипольная структура в виде крупномасштабных квазистационарных волн в полях приповерхностной температуры, атмосферного давления, скорости ветра, осадков и облачности. В средней тропосфере над Антарктидой зафиксировано наибольшее на планете региональное потепление, а в нижней стратосфере — выраженное похолодание. Причиной указанных противоположных тенденций является, по-видимому, изменение содержания озона и рост концентрации парниковых газов в атмосфере Антарктики, поскольку максимум концентрации углекислого газа и метана приходится на толщу тропосферы (Данилов и др., 2011).

Анализ актинометрических данных и значений аэрозольной оптической толщины атмосферы показал, что в многолетней изменчивости потоков суммарной солнечной радиации в Антарктиде отсутствуют статистически значимые положительные или отрицательные тренды за 55-летний период. Наблюдаются лишь отличия в межгодовых изменениях суммарной солнечной радиации на каждой из станций. Следует отметить, что даже после мощных извержений вулканов (Агунг в 1963 г., Эль-Чичон в 1983 г. и Пинатубо и Хадсон в 1991 г.), приведших к значительному снижению прозрачности атмосферы, в Антарктиде не отмечено существенных изменений суммарной радиации. Уровень аэрозольного замутнения антарктической атмосферы за последние 25 лет остается одним из самых низких на Земле (Радионых и др., 2011).

По данным измерений общего содержания озона (ОСО) в толще атмосферы Антарктики определены тенденции и механизмы изменений в озоновом слое. Одной из причин появления «озоновой дыры» был выброс в атмосферу фреонов — веществ антропогенного происхождения. Условия для протекания озоноразрушающих реакций с участием фреонов реализуются в Антарктике ежегодно каждую зиму. Низкие температуры приводят к образованию стратосферных полярных облаков, на поверхности которых и происходят химические реакции разрушения озона. Данные измерений ОСО на станциях Восток, Мирный и Новолазаревская и других, а также спутниковые данные позволяют говорить о некотором уменьшении размеров ежегодно образующейся над Антарктикой озоновой дыры, степени разрушения озонового слоя в последние несколько лет и стабилизации проявления озоновой аномалии над Антарктикой за более чем десятилетний период (Сибир, Радионых, 2011).

В процессе спектральных зенитных наблюдений атмосферы на станции Новолазаревская, обработки спутниковых данных по наблюдениям характеристик мезо-

сферы, а также данных по радиоизлучению Солнца с мировых обсерваторий исследованы связи пространственно-временных изменений мезосферного озона и уровня мезопаузы в интервалах полярного лета Антарктики. По совокупности полученных результатов определена роль солнечных факторов, участвующих в формировании условий состояния верхней мезосферы и общего содержания озона. Особую роль занимают радиоизлучение Солнца в диапазоне 245–8800 МГц и потоки солнечных космических лучей с энергией до 100 МЭВ. Выявлена тесная широтная зависимость атмосферных и солнечных факторов, которая формируется корреляцией по стадиям 11-летнего цикла солнечной активности. Согласно результатам Фурье-анализа данных по интенсивности ультрафиолетовой (УФ) радиации в диапазоне 297–330 нм, наряду с солнечным радиоизлучением и солнечными космическими лучами, важное значение в природе неизученных кратковременных изменений озона имеет энергия, передаваемая в мезосферу и стратосферу магнитозвуковыми колебаниями Солнца (5–100 мин) посредством потока УФ-радиации. Полученные выводы свидетельствуют о прямом воздействии широкого диапазона солнечной энергии на показатели верхней и средней атмосферы (Габис, Трошичев, 2011; Шаповалов, Трошичев, 2011).

В океанографических исследованиях антарктических вод с борта НЭС «Академик Федоров» и «Академик Трёшников» получена уникальная информация о структуре вод в области Антарктического склонового фронта, который играет важнейшую роль в климатообразующих процессах в океане, в том числе в перемешивании водных масс различного происхождения, вентиляции глубинных слоев океана и формировании антарктических донных вод (АДВ) в результате опускания холодных шельфовых вод по склону. Получено экспериментальное подтверждение факта формирования в море Содружества антарктической донной воды (Антипов, Клепиков, 2011). Определено положение и некоторые характеристики фронтов и границ Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) и примыкающих циркуляционных систем (субполярного круговорота Уэдделла и течения Агульяс). Получены оценки временной изменчивости положения основных фронтов и границ АЦТ, установлено, что более устойчиво положение полярного фронта и южного фронта АЦТ, менее устойчиво — субтропического и субантарктического (Клепиков и др., 2011).

Анализ результатов полевых работ последних лет и архивных данных показал, что важным для процесса склоновой конвенции является наличие на шельфе антарктической шельфовой воды, обладающей высокой плотностью и температурой вблизи точки замерзания. Ее образование связано с зимней конвекцией, возникающей вследствие процессов ледообразования. Для формирования донных вод требуются дополнительные условия: достаточно широкий шельф, наличие стационарных полыней, наличие впадин на шельфе. Все это ведет к образованию и накоплению больших объемов шельфовой воды, обладающей достаточной соленостью, чтобы создать в районе края шельфа плотные смеси, способные опускаться по материковому склону. Такие условия имеют место в морях Уэдделла, Росса, заливе Прюдс, где зафиксировано образование донных вод (рис. 1 цв. вклейки).

Одним из условий формирования шельфовой воды является отсутствие на шельфе прослойки соленой циркумполярной глубинной воды (ЦГВ), которая ограничивает глубину конвекции, вызванной ледообразованием. Такие условия обнаружены нами в море Амундсена и у западного берега Антарктического полуострова. В этих районах шельфовая вода не обнаружена, а ниже слоя поверхностных вод здесь распростра-

ется ЦГВ. Следствием этого является таяние шельфовых ледников, ведущее к распреснению верхнего слоя и уменьшению его плотности, что создает дополнительные препятствия для образования шельфовой воды. Отсутствие шельфовой воды на западе Антарктического полуострова, видимо, связано с отсутствием кatabатических ветров. Отметим важность этого процесса не только для циркуляции океана, но и для устойчивости антарктического ледникового щита. Таяние основы шельфовых ледников является важным процессом уменьшения массы континентального льда Антарктиды (Клепиков, Антипов, 2014).

В 1970 г. учеными ААНИИ и Ленинградского горного института были начаты работы по бурению ледника на станции Восток с целью получения палеоклиматической информации. К 1989 г., за неполные двадцать лет был приобретен огромный опыт бурения в ледниковой толще в сухих и залитых скважинах с применением как теплового, так и электро-механического способов бурения. В 1989 г. совместными усилиями советских, французских и американских ученых началось бурение скважины 5Г. Этот проект подарил миру данные, определившие направления исследований на десятилетия вперед. Скважина 5Г, пробуренная на станции Восток, является в настоящее время самой глубокой из пробуренных когда-либо в ледниковых покровах Гренландии и Антарктиды.

По ледяному керну, поднятому из скважины 5Г, были впервые реконструированы временные палеоклиматические ряды, охватывающие последние 420 тыс. лет (Petit et al., 1999). Таким образом, керн со станции Восток дал возможность детально восстановить историю климата и атмосферы Земли на протяжении последних четырех ледниковых периодов и пяти межледниковий, включая полностью 11 морскую изотопную стадию, которая является «орбитальным аналогом» голоцена (Raynaud et al., 2005) — межледниковья, в котором мы живем, и поможет дать ответ на вопрос о дальнейших естественных тенденциях в изменении климата.

В 1996 г. (Kapitsa et al., 1996) было подтверждено открытие крупнейшего на нашей планете подледникового водоема — озера Восток. После того, как было открыто озеро Восток, у международного научного сообщества возникли опасения загрязнения воды озера заливочной жидкостью, которая представляет собой смесь керосина и фреона. В итоге на заседании Международного комитета по исследованию Антарктики (SCAR) в Кембридже в 1996 г. было рекомендовано приостановить бурение на 25–50 м от нижней границы льда, пока не будет найдено инженерное решение проникновения в озеро. В то же время исключительный интерес международной научной общественности к исследованию озера Восток нашел отражение в решении SCAR создать в рамках этой организации координационную научную программу по исследованию подледниковых озер Антарктиды (Subglacial Antarctic Lake Environments — SALE) и рекомендовать данное направление научной деятельности в Антарктике в качестве приоритетного для программы Международного полярного года 2007/08 (МПГ). Непосредственное отношение к проводимым исследованиям имели два проекта российской программы МПГ: «Гляцио-геофизические исследования вдоль линий тока льда, проходящих через подледниковое озеро Восток» и «Экологически чистое проникновение и комплексные исследования подледникового озера Восток».

К 2002 г. совместными усилиями специалистов ААНИИ и Горного института была разработана технология экологически чистого бурения и проникновения в озеро

Восток (Verkulich et al., 2002). Бурение было возобновлено в 2005 г. после восьмилетнего перерыва. При бурении льда вблизи границы с озером, где температура льда близка к точке плавления, а ледяные кристаллы имеют очень большие размеры (порядка 1–1,5 м), возникло множество технических проблем. Для их решения впервые в мире были разработаны и запатентованы уникальные технологии и технические средства бурения.

С 1999 г. все работы по исследованию ледяного керна станции Восток и по исследованию озера Восток выполнялись в рамках подпрограммы. В результате выполнения работ по этим проектам получен бесценный опыт взаимодействия научных коллективов из семи научно-исследовательских организаций: ААНИИ (исследования керна, палеоклимата, изотопного и газового режимов озера, моделирование циркуляции), Горный институт (разработка технологий и средств бурения льда и проникновения в подледниковые водоемы, внедрение, реализация), ПМГРЭ (дистанционные наземные геофизические исследования), ВНИИОкеангеология (исследования минеральных включений, изучение геологической истории озера), ИГ РАН (дистанционные спутниковые исследования), ИНМИ РАН (микробиологические исследования), ПИЯФ РАН (молекулярно-биологические исследования). РАЭ осуществляла логистическое обеспечение полевых работ.

Начиная с 1995 г. проводились работы по сейсмическому, а с 1998 г. и по радиолокационному зондированию озера Восток. В результате этих работ и с использованием данных американской аэрогеофизической съемки сезона 2000/01 г., было выполнено картирование береговой линии озера (рис. 2 цв. вклейки) и установлены его основные параметры (Попов и др., 2011). По уточненным данным площадь озера без островов составила около 15500 км², а площадь островов — около 360 км². Протяженность береговой линии озера — порядка 1030 км, включая 70 км, приходящиеся на острова. Средняя глубина водного слоя — 400 м, максимальная — 1200 м.

Бурение скважины 5Г позволило достичь границы атмосферного и конжеляционного (озерного) льда на глубине 3538 м, образовавшегося в результате намерзания воды озера на нижнюю поверхность ледника. Таким образом, начались косвенные исследования озера Восток, его свойств и характеристик, закономерностей формирования льда. Керна, поднятый с глубины 3607–3608 м, содержал в себе значительное количество видимых минеральных включений размером до 14 мм. Наличие этих минеральных включений позволило сделать предположение, что на пути течения ледника выше по его линии тока располагается остров.

В период выполнения работ по подпрограмме возникло понимание необходимости создания в России лаборатории международного уровня, которая позволила бы обрабатывать огромное количество отбираемых образцов ледяных кернов для получения новой информации об озере Восток, а также о климатических изменениях в Центральной Антарктиде. В период МПГ эта идея была реализована за счет средств проектов МПГ, ААНИИ и Росгидромета. В 2010 г. в ААНИИ была открыта Лаборатория изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС). В 2012 г. в ЛИКОС был выполнен анализ изотопного состава озерного льда, который позволил подтвердить ранее сделанные предположения о наличии в озере гидротермальных источников (Екайкин и др., 2012).

Первое вскрытие озера Восток было осуществлено 5 февраля 2012 г. в скважине 5Г-2 (рис. 3). Озерная вода первоначально поднялась на высоту 382 м от поверхности

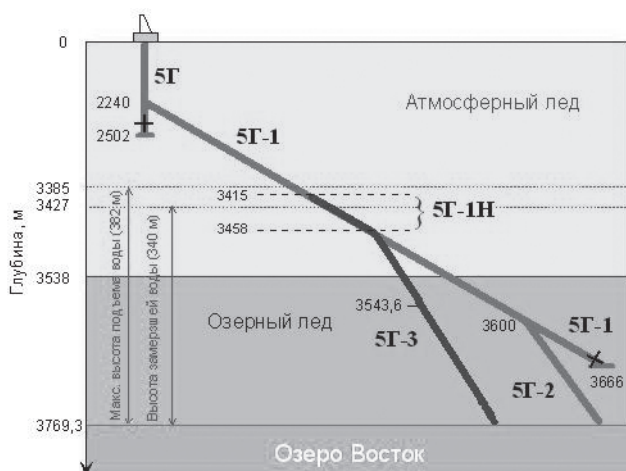


Рис. 3. Схематическое изображение стволов глубокой скважины на станции Восток (состояние на февраль 2014 г.).

озера. Затем уровень воды понизился, и окончательное замерзание ее произошло при высоте столба 340 м от поверхности озера. Факт проникновения в озеро обратил на себя внимание ведущих мировых изданий. Исследователи, принимавшие участие в работе по проекту, получили высокие государственные награды «за большой личный вклад в организацию и осуществление проекта проникновения в подледниковое озеро Восток (Антарктида) в рамках ФЦП “Мировой океан”».

В декабре – январе 2012/13 г. было осуществлено повторное бурение скважины, что позволило получить керн замершей воды озера в интервале глубин 3415–3458 м (скважина 5Г-1Н). Затем снаряд отклонился от первоначальной скважины; новый ствол (начиная с 3458 м) получил название 5Г-3.

Работы по этой тематике были продолжены после завершения работ по подпрограмме. 25 января 2015 г. состоялось второе вскрытие озера скважиной 5Г-3 с поддержанием параметров давления и уровня заливочной жидкости в скважине. В результате изучения химического состава озерного льда показано, что содержание растворенного углерода в озерном льду, не содержащем минеральные частицы, не превышает 10 ppb, а общее содержание ионов (65 ppb) в несколько раз ниже, чем в атмосферном льду. С биологической точки зрения озерный лед — в целом исключительно чистый: фактически он не содержит микроорганизмов (бактерий) и характеризуется очень малой и неравномерно распределенной биомассой. Так, измеренные клеточные концентрации микроорганизмов в озерном льду до отметки 3659 м не превышают 12 клеток/мл, что близко к уровню привнесенного загрязнения. Все это косвенно свидетельствует, что и вода озера (по крайней мере ее поверхностный слой) должна характеризоваться очень бедным микробным сообществом и низкой концентрацией химических примесей.

России принадлежит серьезный вклад в накопление знаний о геологическом строении и перспективах полезных ископаемых Антарктики и формировании современных представлений об эволюции ее литосферы. Отечественные геолого-геофизические исследования в этом регионе Земли развернулись в 1956 г. и с тех пор систематически проводятся в составе САЭ и РАЭ.

В результате проведенных работ изучена большая часть обнаженных районов материка и составлены их геологические карты; проведены разномасштабные аэро-геофизические съемки на площади более 6,5 млн км²; в окраинных морях Антарктиды получено около 98 000 км морских многоканальных сейсмических и более 115 000 км магнитометрических и гравиметрических профилей; выполнены детальные наземные геофизические исследования подледникового озера Восток.

Следует, однако, отметить, что огромный массив геолого-геофизических данных, накопленный за долгие годы, во многом оставался неосвоенным в контексте решения фундаментальных проблем геологических наук, так как финансирование, выделяемое на проведение геолого-геофизических работ Агентством «Роснедра» Минприроды РФ, не предусматривает серьезной научно-исследовательской деятельности по обобщению и интерпретации геолого-геофизических материалов.

Подпрограмма оказала очень важную поддержку в проведении фундаментальных исследований, и полученные результаты позволили сохранить ведущие позиции российских ученых в изучении геологии Антарктики. Основная цель исследований по геологическим проектам подпрограммы состояла в изучении строения, фундаментальных закономерностей эволюции и особенностей минерализации антарктической литосферы. В ходе научно-исследовательских работ проводилась углубленная научная проработка результатов отечественных экспедиционных исследований и их интеграция с достижениями антарктических служб других стран, на основании которой затем делалось обобщение всех доступных геолого-геофизических материалов по Антарктике в контексте фундаментальных проблем современной геологии и под углом зрения ресурсных задач, формулируемых программой.

В процессе исследований были созданы банки данных, которые включают в себя геологическую информацию, полученную за весь период отечественных работ в Антарктике, и доступные материалы зарубежных экспедиций; составлены обзорные карты Антарктики геолого-геофизического содержания (Golynsky et al., 2013); разработаны модели земной коры и палеотектонические реконструкции, отражающие строение, геодинамику и историю развития антарктической литосферы (Mikhalsky et al., 2001; Leitchenkov et al., 2010; Лейченко и др., 2014), выявлены обстановки накопления осадков в индоокеанском секторе Южного океана (Лейченко и др., 2012); получены новые данные об изменениях природной среды Антарктики в позднем эоцене (45–35 млн лет) и динамики ледникового покрова в позднем кайнозое на протяжении последних 35 млн лет (Лейченко, 2014); выполнена оценка перспектив обнаружения полезных ископаемых на антарктическом континенте и в окраинных морях Антарктики (Грикуров и др., 2010). В рамках подпрограммы было выполнено три проекта МПГ.

Одним из наиболее значимых результатов исследований по подпрограмме явилось составление тектонической карты Антарктики масштаба 1 : 10 000 000, в которой были обобщены геолого-геофизические материалы САЭ/РАЭ и зарубежных экспедиций, в первую очередь результаты изотопно-геохимических исследований горных пород антарктического материка и интенсивного геофизического изучения его континентальной окраины. Эта карта была опубликована в 2012 г. международной Комиссией ЮНЕСКО по геологической карте Мира и получила высокую оценку специалистов (Grikurov, Leychenkov, 2012). Упрощенная версия этой карты представлена на рис. 4.

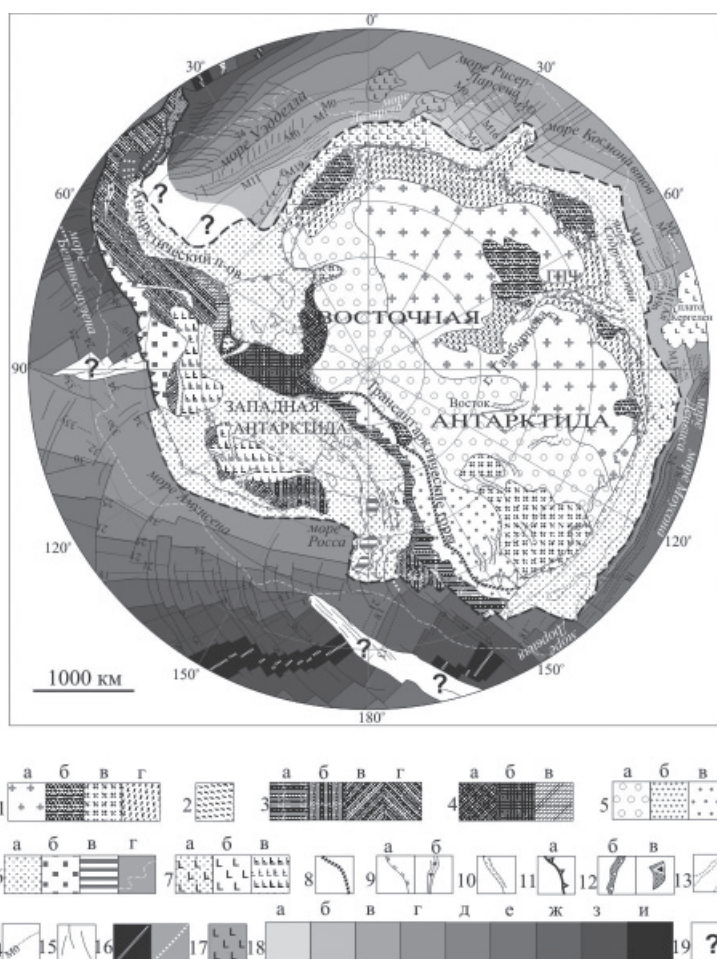


Рис. 4. Тектоническое строение Антарктики.

1 — докембрийский фундамент Восточной Антарктиды: (а) нерасчлененный под ледовым куполом, (б) архейские ядра, (в) архейско-палеопротерозойские массивы, (г) мезопротерозойский подвижный пояс; наклонной штриховкой показаны зоны интенсивной переработки фундамента вблизи рубежа докембрия и палеозоя. 2–4 — фанерозойские складчатые пояса Трансантарктических гор и Западной Антарктиды: 2 — выступ докембрийской инфраструктуры; 3 — тихоокеанские аккреционно-коллизонные орогены: (а) эокембрийско(?)–раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген), (б) ранне(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Трансантарктических гор и западной части Земли Мэри Бэрд (борхгревинкский ороген), (в) палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена (амундсенский ороген), (г) мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова (андский ороген, или Антарктанды); 4 — внутриплитные складчатые зоны: (а) эокембрийско(?)–раннепалеозойская, (б) позднепалеозойско-(?)раннемезозойская, (в) поздне-мезозойская. 5 — платформенные чехлы: (а) нерасчлененный (нео?)протерозойско-палеозойский, предполагаемый на равнинных участках и в депрессиях подледного ложа Восточной Антарктиды, (б) рифейский, (в) среднепалеозойско-раннемезозойский (биконский). 6 — мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: (а) рифтовые внутриматериковые и на континентальной окраине, (б) молассовые, (в) выступы фундамента рифтовых бассейнов, (г) изопакта 1 км, принимаемая за границу области распространения кластического осадконакопления на океанической коре. 7 — вулканические провинции: (а) юрская и раннемеловая на пассивной окраине Восточной Антарктиды, (б) раннемеловая в пределах плато Кергелен, (в) позднекай-

Главной целью будущих исследований является развитие знаний о строении, истории геологического развития и минерализации антарктической литосферы и реконструкция природной среды Антарктики в различные периоды геологического времени.

Изучение фаунистического и флористического состава морской, ледовой и наземной антарктической биоты, включая пресноводные (озерные) экосистемы и микробиоту, отечественными биологами было начато в 1956 г. в составе 1-й КАЭ и продолжалось затем в составе САЭ и РАЭ вплоть до настоящего времени. При этом в девяностые годы прошлого века биологические работы практически прекратились.

С началом работ по подпрограмме биологические исследования были активно возобновлены сначала на суше, а затем и на море. Наземные, в первую очередь флористические, и пресноводные исследования с 51-й РАЭ (2005 г.) стали ежегодными и приобрели фактически циркумантарктический масштаб. В лишено- и бриологическом отношении были исследованы практически все оазисы и многие нунатаки Антарктиды, а также ряд островов Западного сектора Антарктики. Одновременно изучали, по возможности, альго- и бриофлору пресноводных озер и их бактериопланктон. Важным открытием здесь было обнаружение живых растений водного мха на глубине 35 м в озере Глубоком оазиса Ширмахера. Было начато активное изучение беспозвоночных животных комменсалов мхов и лишайников — нематод и тихоходок, с обращением особого внимания на их роль в процессах почвообразования в условиях Антарктики (Андреев, 2013; Александров и др., 2012; Kurbatova, 2012).

С 51-й РАЭ были начаты круглогодичные работы по исследованию динамики видового состава и количественного представительства отдельных видов зоопланктона в пелагиали бухты Ардли залива Максвелла у станции Беллинсгаузен (о. Кинг-Джордж). Мониторинговые исследования сезонной и межгодовой таксономической и количественной динамики планктона в прибрежной пелагической экосистеме этого региона Южного океана были продолжены в 52–56-й РАЭ.

Эти исследования показали, что никакого однонаправленного межгодового тренда ни в гидрологических условиях, ни в структуре планктона пелагиали этого района Антарктики, находящегося под значительным влиянием потепления, нет. Было отмечено четкое сезонное изменение в количественных показателях отдельных видов, без существенной при этом изменчивости качественной, т.е. видовой структуры планктонного сообщества, фактически остававшейся одинаковой во все сезоны и годы проведенных наблюдений и насчитывавшей в своем составе до 32 видов и родов различных групп зоопланктона и 8 более крупных таксономических групп планктона, включая личинок (Усов и др., 2012). Вместе с тем количественные характеристики численности и биомассы зоопланктона пелагиали бухты Ардли претерпевали значи-

нозойские щелочные и толентовые платобазальты Западной Антарктиды. 8 — предполагаемое положение границы росского орогена под биконским чехлом. 9 — структуры растяжения: (а) границы окраинно- и внутриматериковых рифтов, предвзвяхших распад Гондваны, (б) зона зарождающегося спрединга. 10 — грабенообразные депрессии в рельефе коренного ложа. 11 — зоны палеосубдукции. 12 — вулканические дуги: (а) неогеновая(?) вулканическая дуга Джейн, (б) современная вулканическая дуга Южных Сандвичевых островов. 13 — зона разрыва консолидированной коры на позднем этапе рифтогенеза и проникновения мантии в основание осадочного чехла. 14–19 — структуры и возраст океанической коры: 14 — магнитные аномалии и их номера; 15 — трансформные разломы; 16 — оси спрединговых хребтов (а) активных, (б) отмерших; 17 — позднелюрско-раннемеловые океанические плато (пунктиром показано плато, погребенное под осадочным чехлом мощностью более 2 км); 18 — кора, возникшая в течение (а) юры, (б) берриас-аланжина, (в) готерив-альба, (г) позднего мела, (д) палеоцена, (е) эоцена, (ж) олигоцена, (з) миоцена, (и) плиоцен-голоцена; 19 — зоны неустановленной структуры и возраста.

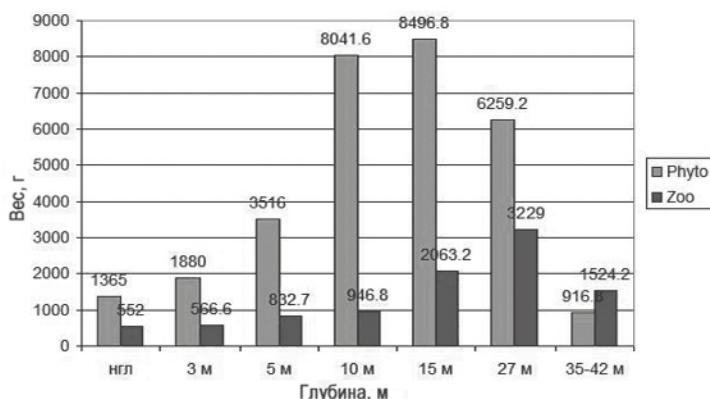


Рис. 5. Результаты гидробиологических исследований на станции Беллинсгаузен.

Проведен анализ распределения биомассы на трех разрезах. Наибольшая биомасса (10560 г/м^2) отмечена для разреза I на глубине 15 м. На всех разрезах до глубины 30–35 м основную биомассу формируют водоросли. Глубже 35 м биомасса животных превышает биомассу водорослей.

тельные изменения от года к году, четко зависящие от конкретных гидрологических условий данного года — теплый он был или холодный (рис. 5).

В составе сезонного отряда 52-й РАЭ (2005 г.) после длительного перерыва гидробиологи Зоологического института РАН (ЗИН) снова приступили к исследованиям прибрежных мелководий с помощью акваланга. Группа биологов ЗИН из пяти человек под руководством Б.И. Сиренко провела сезонные водолазные работы в бухте Нелла залива Прюдс в районе станции Прогресс и вблизи китайской станции Зонгсан в западной части залива Прюдс. Специалистами ЗИН в 54-й РАЭ (2007 г.) в бухте Нелла были заложены пять мониторинговых разрезов до глубины 43 м, на которых методом количественного учета было сделано около 50 бентосных гидробиологических станций, с одновременным сбором животных и водорослей для оценки биоразнообразия донных биоценозов прибрежных экосистем залива. Одновременно проводились исследования ледовой и подледной экосистем залива с оценкой их сезонной изменчивости (Сиренко, Гагаев, 2011). Исследования были повторены в летний сезон 59-й РАЭ. При этом особое внимание было обращено на качественный сбор представителей флоры и фауны для более точного выявления биоразнообразия района. В полевой сезон в составе 56-й РАЭ аналогичные водолазные гидробиологические работы после длительного перерыва (последний раз в 13-й САЭ) были проведены в заливе Ардли острова Кинг-Джордж.

Особое значение для сравнительного исследования особенностей морской биоты Восточной и Западной Антарктики являются гидробиологические исследования в тихоокеанском секторе Южного океана, проведенные в первом рейсе НЭС «Академик Трёшников» в составе 58-й РАЭ и продолженные в циркумантарктическом рейсе в 59-й РАЭ на НЭС «Академик Федоров».

Итогом всех этих работ стало описание отечественными учеными нескольких сотен новых для науки видов животных и растений, ревизии многих групп флоры и фауны, фаунистические, экологические и биологические обобщения, характеризующие особенности и адаптационные возможности представителей антарктической биоты. В частности, И.А. Мельниковым была открыта и описана уникальная морская ледовая экосистема Антарктики. Все полученные в Антарктике материалы по мере их

изучения включаются в компьютерную базу данных «ЭКОАНТ» и информационно-поисковую систему «ОКЕАН», разработанные в ЗИН РАН.

Современное состояние изученности биоты Антарктики и ее экосистем, несмотря на многолетние плодотворные исследования, требует в перспективе развития комплексных мониторинговых работ, что возможно только в кооперации на антарктических станциях разных стран.

Авторы являлись руководителями пяти проектов подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики». Авторы признательны Н.Н. Антипову, А.В. Козачек, В.Е. Лагуну, В.В. Лукину, В.Ф. Радионову, О.А. Трошичеву, Ю.А. Шибяеву за предоставленные материалы, иллюстрации и полезные обсуждения. Работа выполнена в рамках темы 1.5.6.1 Плана НИОКР Росгидромета на 2014–2016 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров В.Я., Андреев М.П., Курбатова Л.Е. Увеличение площади расселения злака *Deschampsia antarctica* в окрестностях российской антарктической станции Беллинсгаузен (о-ва Кинг-Джордж и Нельсон, Южные Шетландские о-ва) в связи с общим потеплением климата в регионе // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 72–84.

Андреев М.П. Лишайники оазиса Молодежный (Земля Эндерби, Антарктида) // Новости сист. низш. раст. 2013. Т. 47. С. 167–178.

Антипов Н.Н., Клепиков А.В. О взаимодействии вод шельфа и глубокого океана над материковым склоном Антарктиды // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Океанография и морской лед / Под ред. И.Е. Фролова. М.: Paulsen, 2011. С. 291–305.

Габис И.П., Трошичев О.А. Исследование изменчивости циркуляции и содержания озона в южной полярной области с учетом вариаций УФ излучения Солнца // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011. С. 306–330

Грикуров Г.Э., Лейченко Г.Л., Михальский Е.В. Тектоническая эволюция Антарктики в свете современного состояния геодинамических идей // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2011. С. 91–110.

Данилов А.И., Клепиков А.В., Лагун В.Е. Современные изменения климата Антарктики // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011. С. 29–48.

Екайкин А.А., Липенков В.Я., Козачек А.В. Изотопный режим подледникового озера Восток по данным исследования глубокого ледяного керна // Лед и снег. 2012. № 4 (120). С. 78–85.

Клепиков А.В., Антипов Н.Н. Особенности формирования и распространения водных масс на шельфе и материковом склоне вокруг Антарктиды // Лед и снег. 2014. № 4 (128). С. 81–94.

Клепиков А.В., Реснянский Ю.Д., Антипов Н.Н., Данилов А.И., Казко Г.В. Особенности океанографических процессов в антарктических водах // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. С. 306 – 318.

Лагун В.Е., Клепиков А.В., Данилов А.И., Коротков А.И. О потеплении в районе Антарктического полуострова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 90–101.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла индоокеанской акватории Антарктики и реконструкция природной среды в геологическом прошлом // Разведка и охрана недр. 2012. № 8. С. 21–28.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.

- Лейченко Г.Л. Изменения климата и природной среды Антарктики в геологическом прошлом // Лед и снег. 2014. № 4 (128). С. 107–116.
- Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В. Озеро Восток, Восточная Антарктида: мощность ледника, глубина озера, подледный и коренной рельеф Восток // Лед и снег. 2011. № 1 (113). С. 25–35.
- Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В., Попков А.М. Отечественные сейсмические, радиолокационные и сейсмологические исследования подледникового озера Восток // Лед и снег. 2012. № 4 (120). С. 31–38.
- Радионон В.Ф., Русина Е.Н., Сакерин С.М., Сибир Е.Е., Смирнов А.В. Составляющие радиационного баланса и аэрозольно-оптические параметры атмосферы в Антарктике в период МПГ на фоне их многолетней изменчивости. // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011. С. 158–169.
- Сибир Е.Е., Радионон В.Ф. Общее содержание озона в Антарктике в период Международного полярного года 2007/08. // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011. С. 178–186.
- Сиренко Б.И., Гагаев С.Ю. Предварительные результаты работ Зоологического института РАН, полученные в течение МПГ // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Наземные и морские экосистемы. М.: Paulsen, 2011. С. 60–70.
- Усов Н.В., Неелов А.В., Поважный В.В., Сёмин В.Л., Тихоненков Д.В. Сезонная и межгодовая динамика видового состава и обилия зоопланктона в бухте Ардли (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 51–65.
- Шановалов С.Н., Трошичев О.А. Исследование импульсных сигналов в фототоке и спектре зенита атмосферы на ст. Новолазаревская // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011. С. 331–346.
- Grikurov G.E., Leychenkov G. Tectonic Map of Antarctica (Scale 1:10 M). Commission for Geological Map of the World (CGMW). Paris, 2012.
- Golynsky A.V., Ivanov S.V., Kazankov A.Ju., Jokat W., Masolov V.N., von Frese R.R.B., the ADMAP Working Group. New continental margin magnetic anomalies of East Antarctica // Tectonophysics. 2013. Vol. 585. P. 172–184.
- Kapitsa A.P., Ridley J.R., Robin G. de Q., Siegert M.J., Zotikov I.A. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // Nature. 1996. Vol. 381. P. 684–686.
- Kurbatova L.E., Ochyra R. Two noteworthy additions to the moss flora of the Schirmacher Oasis in the continental Antarctic // Cryptogamie, Bryology. 2012. Vol. 33 (2). P. 159–167.
- Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Grikurov G., Kristoffersen Y., Sand M., Golynsky A., Aleshkova N. Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies // Mar. Geophys. Res. 2008. Vol. 29. P. 135–158.
- Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Tingey R.J., Thost D.E., Kamenev E.N., Fedorov L.V. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO — Geoscience Australia Bulletin. 2001. Vol. 247. 209 p.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. Vol. 399. № 6735. P. 429–436.
- Raynaud D., Barnola J.M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.R., Duval P., Lipenkov V.Ya. The record for marine isotopic stage 11 // Nature. 2005. Vol. 436, July 7. P. 39–40.
- Verkulich S.R., Kudryashov B.B., Barkov N.I., Vasiliev N.I., Vostretsov R.N., Dmitriev A.N., Zubkov V.M., Krasilev A.V., Talalay P.G., Lipenkov V.Ya., Savatyugin L.M., Kuz'mina I.N. Proposal for penetration and exploration of sub-glacial Lake Vostok, Antarctica // Mem. Natl. Inst. Polar Research. 2002. Vol. 56. P. 245–252.

**THE MAIN RESULTS OF SCIENTIFIC STUDIES OF THE SUBPROGRAM
“STUDY AND RESEARCH OF THE ANTARCTIC” FTP “WORLD OCEAN”**

This article provides an overview of the main scientific results obtained during the impementation of the subprogram “Study and Research of the Antarctic” of Federal Targeted Program “World Ocean”. These are the results of Russian studies of the ocean, atmosphere, subglacial lakes, lithosphere and Antarctic ecosystems.

Keywords: Antarctica, climate, lithosphere, subglacial lake, ecosystem, Southern Ocean.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА АРКТИКИ ПРИ ГЛОБАЛЬНОМ ПОТЕПЛЕНИИ

*д-р геогр. наук Г.В. АЛЕКСЕЕВ, канд. геогр. наук В.Ф. РАДИОНОВ,
канд. геогр. наук Е.И. АЛЕКСАНДРОВ, науч. сотр. Н.Е. ИВАНОВ,
науч. сотр. Н.Е. ХАРЛАНЕНКОВА*

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

В статье представлены оценки изменений климата Арктики в период развития современного глобального потепления и рассмотрена роль различных факторов в арктическом усилении. Показано, что в 1990-х гг. начался рост приповерхностной температуры воздуха, достигший максимума в 2012 г. Одновременно происходило ускоренное сокращение арктического морского ледяного покрова в конце летнего периода, завершившееся самым глубоким минимумом в сентябре 2012 г. Зимой на изменения площади льда влияют приток теплой и соленой атлантической воды и смещения границы ее распространения в приатлантической Арктике, особенно заметные в Баренцевом море. Предполагается, что наибольший вклад в потепление арктического климата вносит атмосферный перенос тепла по направлению к полюсу.

Ключевые слова: Арктика, глобальное потепление, арктическое усиление.

ВВЕДЕНИЕ

Климат Арктики формируется в условиях значительно меньшего притока тепла от Солнца, чем климат неполярных областей. Отчасти дефицит восполняется внутренними термодинамическими процессами, протекающими как в климатической системе в целом, так и в морской Арктике. Наибольший вклад в потепление арктического климата по сравнению с гипотетическим климатом при неподвижной и прозрачной атмосфере вносит перенос тепла по направлению к полюсу. Благодаря этому процессу климат Арктики в районе Северного полюса «теплеет» почти на 60 К по сравнению с климатом при отсутствии адвекции, в то время как парниковый эффект атмосферы повышает приповерхностную температуру воздуха здесь на более чем в два раза меньшую величину (Алексеев, 2014а; Алексеев, Подгорный, 1991).

В морской Арктике, составляющей часть Северного Ледовитого океана, покрываемую льдом зимой (Алексеев и др., 2012; Алексеев и др., 2009), изменения климата усиливаются обратными связями, среди которых особое внимание привлекает деградация морских льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО), остро реагирующих на изменения климата. Анализ исторических данных о морских арктических льдах обнаруживает значительные изменения в распространении льдов. В.Ф. Захаров (Захаров, 2004) выделяет в XX в. четыре стадии в развитии морских арктических льдов: две стадии разрастания (1900–1918 и 1938–1968 гг.) и две стадии сокращения ледяного покрова (1918–1938 и 1968–1999 гг.), выраженные на фоне векового

сокращения площади арктических льдов. Обобщение данных инструментальных наблюдений за морскими льдами со спутников после 1978 г. показывает сокращение их протяженности, ускорившееся за последние два десятилетия (Алексеев, 2014а; Алексеев и др., 2009; Алексеев и др., 2015; Иванов и др., 2013; Фролов и др., 2007; Comiso et al., 2008; Johannessen et al., 2004; Kwok, Rothrock, 2009; Stroeve et al., 2011; Stroeve et al., 2007).

В.Ю. Визе (Визе, 1937) первым указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину арктического потепления в 1930–1940-е гг. и, как следствие, сокращения морского ледяного покрова в приатлантической Арктике зимой и в Баренцевом и Карском морях летом. Очевидно, что причина наблюдаемого в настоящее время сокращения количества арктических льдов также связана с потеплением климата.

Влияние атмосферной циркуляции на изменения климата в Арктике подтверждается расчетами вклада атмосферных переносов в формирование ее энергетического баланса. Как показывают оценки (Марчук и др., 1988; Хрол, 1992; Nakamura, Oort, 1988; Serreze et al., 2007), меридиональный перенос в атмосфере составляет основную приходную часть энергетического баланса для системы Земля — атмосфера в высоких широтах Северного полушария. Поэтому увеличение атмосферного переноса должно сопровождаться повышением температуры воздуха в Арктике и наоборот.

ИЗМЕНЕНИЯ В АРКТИЧЕСКОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Приповерхностная температура воздуха (ПТВ) используется как один из основных показателей изменения климата в высоких широтах Северного полушария. Метеорологические наблюдения здесь начались еще в XIX в. на нескольких станциях, расположенных севернее 60° с.ш. (Александров, Дементьев, 1995). Однако достаточно надежная оценка средней ПТВ в этой области стала возможной с начала XX в., когда число станций увеличилось. На рис. 1 показаны средние ПТВ по данным наблюдений на 32 станциях в зимние и летние месяцы. Прослеживается развитие потепления в 1910–1940 гг., прерванное глубоким понижением ПТВ до 1970-х гг., после которого началось современное потепление. Эти три стадии эволюции ПТВ образуют колебание с периодом около 60 лет, проявляющееся на станциях в приатлантической части области от западной Гренландии до Баренцева моря (Алексеев и др., 2011), в изменениях площади морских арктических льдов (Miles et al., 2014), которые связаны с Атлантической междесятилетней осцилляцией, (Chylek et al., 2009; Enfield et al., 2001)).

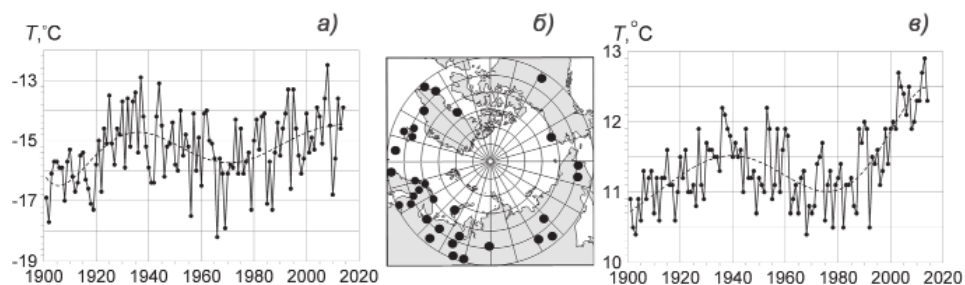


Рис. 1. Средняя ПТВ на 32-х станциях к северу от 60° с.ш. (б); зимой (декабрь–февраль, а) и летом (июнь–август, в) в 1901–2014 гг. Пунктир — полином 6-й степени.

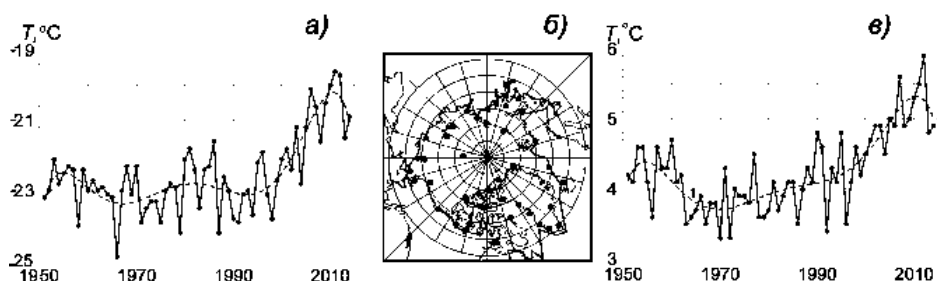


Рис. 2. Изменения средней температуры воздуха в морской Арктике в 1951–2014 гг. *а* — зимой, *в* — летом, *б* — положение станций. Пунктир — полином 6-й степени.

Можно заметить на рисунке (*а*), что ПТВ в первое потепление зимой была практически одинаковой с ПТВ при современном потеплении, в то время как летом (*в*) ПТВ в современное потепление значительно превысила летнюю ПТВ в потепление 1930–1940-х гг.

Изменения температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана, представляют особый интерес, поскольку в первую очередь влияют на летнее таяние и зимнее разрастание ледяного покрова в СЛО. На рис. 2 видно, что быстрое повышение зимней температуры началось после 1998 г., а быстрый рост летней температуры — после 1996 г. с абсолютным рекордом в 2012 г. После 2012 г. температура начала понижаться в оба сезона.

Сокращение площади морского льда (ПМЛ) является наиболее обсуждаемым проявлением глобального потепления в Арктике. Современный период сокращения ПМЛ хорошо документирован по данным измерений со спутников. Произведенные на их основе комплекты ледовых карт и временные ряды различных характеристик морского ледяного покрова показывают изменения площади, занятой льдами в Арктике. В последние полтора десятилетия происходило ее быстрое сокращение в конце летнего периода, завершившееся самым глубоким минимумом в сентябре 2012 г. (3,37 млн км² при среднем значении более 6 млн км²). Подобного сокращения площади льдов не только не наблюдалось ранее за период инструментальных измерений, но и не отмечалось при случайных и попутных наблюдениях в предшествующих (в течение нескольких веков) путешествиях и исследованиях в высоких широтах Арктики.

Очевидно, что причина резкого сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода связана с потеплением климата. Чтобы количественно оценить эту связь, рассчитана корреляция между летней приповерхностной температурой воздуха в морской Арктике и площадью, занятой морским льдом в сентябре. Коэффициент корреляции по данным за 1979–2014 гг. составил $-0,93$, что свидетельствует о почти функциональной зависимости между летней ПТВ и сентябрьской ПМЛ (см. рис. 3).

В зимний сезон многолетнее уменьшение ПМЛ в Арктике значительно меньше по сравнению с его летним сокращением. Одна из причин этого заключается в том, что арктические моря каждую зиму полностью покрываются льдом, поэтому изменения максимальной зимней ПМЛ в Арктике связаны только с изменениями положения кромки морского льда в ее приатлантической части. Здесь максимальное распространение льда определяется границей между распресненной водой арктического происхождения и соленой и теплой атлантической водой (Захаров, 1978, 1981).

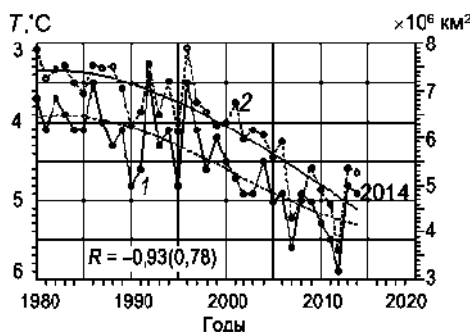


Рис. 3. Средняя приповерхностная температура воздуха в июне–августе в морской Арктике и площадь, занятая морским арктическим льдом в сентябре.

1 — температура воздуха; 2 — площадь, занятая льдом по данным NSIDC (<http://www.nsidc.colorado.edu>). Пунктир — полиномы 3-й степени. R — коэффициент корреляции между (1) и (2) за 1980–2014 гг., в скобках — то же между отклонениями от соответствующих полиномов.

Соответственно изменчивость максимальной ПМЛ в Арктике наряду с короткопериодными колебаниями, связанными с воздействием атмосферной циркуляции, содержит составляющую, определяемую колебаниями притока теплой и соленой атлантической воды и смещениями границы ее распространения.

Влияние этой составляющей на зимнюю ПМЛ хорошо заметно в Баренцевом море, где имеются данные о морских льдах с 1928 г. (данные ААНИИ) и о температуре воды на разрезе по Кольскому меридиану с 1900 г. (данные ПИНРО: <http://www.pinro.ru/n22/index/phpstructure/labs/labhidro>). Корреляция между изменениями среднемесячной ПМЛ в Баренцевом море и изменениями температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану достигает наибольшего значения 0,86 в мае, когда площадь ледяного покрова максимальна.

Такое распределение связи между температурой воды на разрезе и площадью льда объясняется тем, что в начале зимы лед в Баренцевом море начинает формироваться в северной его части под существенным влиянием атмосферной циркуляции. Это приводит к значительным межгодовым колебаниям площади льда в этот период. В то же время теплая вода, поступающая в южную часть моря, препятствует распространению льда на юг. Тем самым усиление или ослабление притока теплой воды, распространяющейся по акватории моря, влияет на положение южной границы льдов в Баренцевом море.

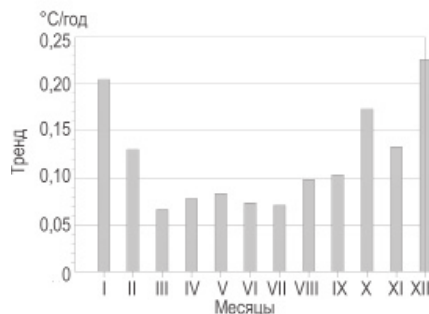


Рис. 4. Коэффициенты линейного тренда приповерхностной среднемесячной температуры воздуха в морской Арктике за 1993–2012 гг.

Одна из обратных связей, усиливающих потепление в Арктике в результате сокращения морского ледяного покрова, проявляется в ускорении роста температуры воздуха поздней осенью и в начале зимы (см. рис. 4). В этот период, начинающийся переходом температуры воздуха к отрицательным значениям, в атмосферу поступает тепло, накопленное в освободившихся в течение лета ото льда акваториях, площадь которых растет по мере развития потепления. Дополнительный вклад в усиление потепления вносит повышение содержания водяного пара в нижней тропосфере, сопровождающееся увеличением нисходящей длинноволновой радиации. Максимальные тренды ПТВ приходятся на декабрь и январь, их превышение над фоновым значением за февраль–сентябрь соответствует 75 % вкладу в тренд увеличения температуры поздней осенью и в начале зимы.

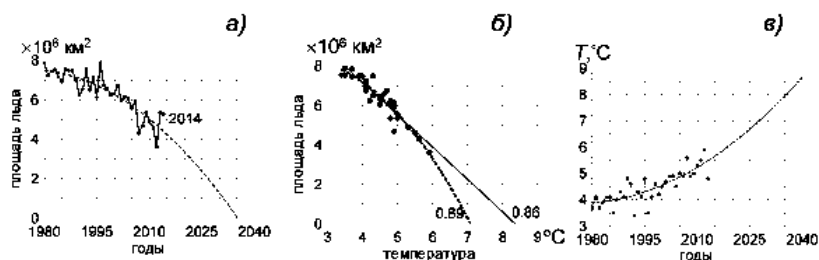


Рис. 5. Оценки эволюции площади льда в сентябре на основе ее связи с летней температурой воздуха и путем экстраполяции наблюдаемого ее сокращения.

а — экстраполяция площади льда полином 2-й степени (коэф. детерминации 0,78) в сентябре до ее исчезновения около 2035 г.; *б* — линейная (к-т детерминации 0,85) и квадратичная (коэф. 0,89) экстраполяция зависимостей между летней температурой и площадью льда в сентябре, показывающая температуру, при превышении которой лед может исчезнуть (около 8,5 и 7 $^{\circ}\text{C}$); *в* — квадратичная экстраполяция (коэф. детерминации 0,65) летней температуры воздуха, указывающая на увеличение температуры до значений 7 и 8,5 $^{\circ}\text{C}$ к концу 2020-х и 2030-х гг. соответственно.

Тесная связь между повышением температуры воздуха летом и сокращением площади льда в сентябре позволяет выполнить экстраполяцию эволюции площади льда в сентябре, используя статистическую модель этой зависимости. Наряду с этим приемом можно экстраполировать и наблюдаемую площадь льда в сентябре, что повышает достоверность экстраполяции при совпадении результатов обоих методов. Рис. 5 показывает результаты применения обоих методов экстраполяции и подтверждает их идентичность в указании на возможное исчезновение льда в сентябре к середине 2030-х годов. Это укладывается в диапазон оценок сроков исчезновения льда в расчетах по глобальным моделям климата (Павлова, Катцов, 2013; Overland, Wang, 2013).

ОЦЕНКА РОЛИ МЕРИДИОНАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА В АТМОСФЕРЕ В УСИЛЕНИИ ПОТЕПЛЕНИЯ В АРКТИКЕ

Влияние меридиональной составляющей переносов тепла на формирование климата и его изменений рассматривалось многими исследователями (см. обзор в ст. (Алексеев, 2014а)). В работах (Алексеев, Подгорный, 1991; Алексеев и др., 1990) была показана возможность использования величины температурного контраста между низкими и высокими широтами в качестве индикатора меридионального переноса в атмосфере и предложен индекс, характеризующий неоднородность распределения ПТВ вдоль меридиана от экватора до полюса:

$$D_M = \left\langle \left(T_\phi - \langle T_\phi \rangle \right)^2 \right\rangle_\phi, \quad T_\phi = \langle T_{\phi\lambda} \rangle_\lambda, \quad \langle T_\phi \rangle = \langle T_\phi \rangle_\phi.$$

Угловые скобки обозначают осреднение по широте (ϕ) или долготе (λ). Следует отметить, что средние квадраты отклонения ПТВ от соответствующих средних входят в определение доступной потенциальной энергии в атмосфере (Ван Мигем, 1977; Лоренц, 1970).

В табл. 1 представлены коэффициенты корреляции между индексом D_M и средней температурой высоких широт Северного полушария в разные сезоны года и в среднем за год. Они показывают сильную обратную зависимость между неоднородностью распределения среднезональной температуры вдоль меридиана и средней температурой высоких широт. Эта обратная связь усиливается весной и осенью, что может объясняться ослаблением влияния зонального контраста температуры между сушей и океаном в эти сезоны.

Таблица 1

Корреляция между индексом D_M и средней температурой в области $67,5^\circ$ – $87,5^\circ$ с.ш. по данным NCEP за 1948–2010. Макс R^2 — эффективность максимальной корреляции

Сезон	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Макс R^2
Год	–0,88	–0,67	–0,65	–0,25	–0,77	0,77
Зима	–0,68	–0,79	–0,45	0,03	–0,49	0,62
Весна	–0,83	–0,59	–0,90	–0,34	–0,62	0,81
Лето	–0,65	–0,37	–0,50	–0,67	–0,61	0,45
Осень	–0,82	–0,55	–0,54	–0,22	–0,86	0,74

Высокие значения коэффициентов корреляции сохраняются и в случаях сопоставления значений D_M со средней температурой воздуха на всем Северном полушарии и на Земле в целом (см. рис. 6). Это можно рассматривать как подтверждение гипотезы динамического усиления глобальных изменений температуры воздуха.

В пространственном распределении коэффициента корреляции между средними за зиму D_M и температурой на Северном полушарии, заданной в узлах регулярной сетки (см. рис. 7 на цв. вклейке) выделяется оппозиция между потеплением в Арктике и умеренных широтах с максимумом над Евразией и похолоданием в субтропическом поясе с экстремумом над Северной Африкой. Также заметно понижение температуры в области Эль-Ниньо, в районе Северо-Западной Атлантики и прилегающей к ней части Северной Америки.

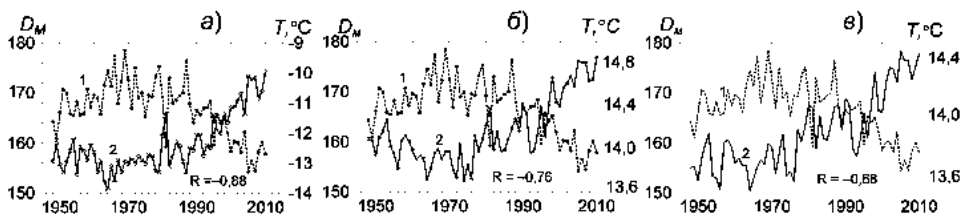


Рис. 6. Изменения индекса D_M (1) и средней годовой температуры воздуха (2) в высоких широтах ($67,5$ – $87,5^\circ$ с.ш., а), в Северном полушарии (б) и на Земле в целом (в), рассчитанные по данным NCEP. R — коэффициент корреляции.

Используя связь между индексом меридионального переноса и средней температурой разных областей, оценим вклад переноса в потепление этих областей после 1969 г. В этот год были отмечены самые низкие средние температуры в зимний период в средних широтах Северного полушария, после чего началось повышение температуры воздуха.

Индекс D_M отражает меридиональный перенос тепла (явного и скрытого) циркуляцией атмосферы, влияющий на изменения межширотного контраста температуры воздуха. Кроме того, некоторый вклад в формирование изменений температурного контраста вносит перенос тепла океанской циркуляцией и обратные связи, возникающие при усилении или ослаблении переносов. Поскольку вклад обратных связей в формирование контрастов также является следствием усиления переносов, то можем считать индекс обобщенным показателем влияния переносов на среднюю температуру рассматриваемых областей.

Оценки влияния меридионального переноса на величину тренда средней температуры могут быть получены в соответствии с формулами

$$T_M = \beta_{DT} D_M, \quad T_M = \beta_{DT} (\alpha_M t + D'_M), \quad \alpha_{MT} = \beta_{DT} \alpha_M, \quad \alpha_T = \alpha_{MT} + \alpha_{RT},$$

где T_M — часть изменений температуры, определяемая переносом, β_{DT} — коэф. регрессии, α_M — коэф. тренда D_M , α_{MT} — тренд температуры, связанный с D_M , α_{RT} — с другими причинами. Вклад переноса в тренд температуры определен как $C_M = \alpha_{MT} / \alpha_T \cdot 100 \%$. Результаты расчета C_M представлены на рис. 8.

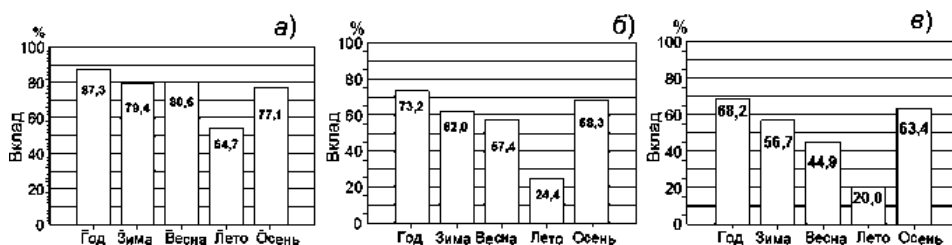


Рис. 8. Вклад (%) усиления меридионального переноса в тренд средней температуры воздуха в 1969–2008 гг. в высоких широтах (67,5°–87,5°с.ш., а), на Северном полушарии (б), на Земле в целом (в), рассчитанный по данным реанализа NCEP.

Из рисунка видно, что рост индекса меридионального переноса в Северном полушарии вносит основной вклад в тренд средней температуры в высоких широтах, составляющий около 80 % во все сезоны, кроме лета, и почти 90 % в тренд средней за год температуры. Этот вклад составляет большую часть трендов средней за сезоны (кроме лета) и за год температуры Северного полушария и более половины тренда глобальной температуры средней за год, зиму и осень.

ВЫВОДЫ

Изменения приповерхностной температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана, характеризуются повышением зимних температур после 1998 г. и ростом летних температур после 1996 г. с абсолютным максимумом в 2012 г.

В последние 15 лет происходило ускоренное сокращение площади арктического морского ледяного покрова в конце летнего периода, завершившееся самым глубоким ее минимумом в сентябре 2012 г.

В значениях летней приповерхностной температуры воздуха в морской Арктике интегрируется влияние разных факторов на сокращение площади льда. Изменения температуры и изменения площади льда в сентябре согласованы с коэффициентом корреляции равным $-0,93$.

Квадратичная и линейная модели связи между изменениями температуры и площади льда объясняют почти 90 % изменчивости площади льда в Арктике в сентябре за 1980–2014 гг. Обе модели указывают на период 2030–2040 гг., когда может произойти исчезновение льда в конце летнего сезона при сохранении наблюдаемых темпов потепления.

На изменения площади арктического морского льда зимой также влияют приток теплой и соленой атлантической воды и смещения границы ее распространения в приатлантической Арктике, особенно заметные в Баренцевом море. Это объясняется тем, что теплая атлантическая вода поступает в южную часть моря и зимой препятствует распространению льда к югу.

Рост меридионального переноса в атмосфере вносит основной вклад в тренд средней температуры в Арктике за 1969–2008 гг., составляющий около 80 % во все сезоны, кроме лета, и почти 90 % в тренд средней за год температуры. Этот вклад определяет и большую часть трендов средней за сезоны (кроме лета) и за год температуры Северного полушария и более половины тренда глобальной температуры, средней за год, зиму и осень.

В статье использованы результаты исследований, выполненных при поддержке Минобрнауки (соглашение № 14.610.21.0006, ИД RFMEFI61014X0006), гранта РФФИ 15-05-03512 и ЦНТП Росгидромета (темы 1.3.1.1, 1.5.3.7). Данные реанализа NCEP обеспечены NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA (URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). Данные о площади, занятой морским льдом на Северном полушарии, обеспечены NSIDC (URL: <http://www.nsidc.colorado.edu>). Данные о температуре воды на разрезе по Кольскому меридиану обеспечены ПИНРО (URL: <http://www.pinro.ru/n22/index/phpstructure/labs/labhidro/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Е.И., Дементьев А.А. База приземных метеорологических данных полярных районов и ее использование // Формирование базы данных по морским льдам и гидрометеорологии. СПб.: Гидрометеиздат, 1995. С. 67–75.
- Алексеев Г. В., Данилов А. И., Смоляницкий В. М. Летнее сокращение морских льдов в Арктике в 2012 г. // Российские полярные исследования. 2012. № 3 (9). С. 11–13.
- Алексеев Г.В. Динамическое усиление глобального потепления // Труды международной конференции памяти академика А.М. Обухова. М.: ГЕОС, 2014а. С. 290–306.
- Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лед и снег. 2014б. № 2. С. 53–68.
- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия АН. Серия ФАО. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
- Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Смоляницкий В.М., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В. Эволюция площади морского ледяного покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2 (в печати).
- Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века // Метеорологические и геофизические исследования. М.: Европейские издания, 2011. С. 3–25.

Алексеев Г.В., Подгорный И.А. Роль адвекции и других факторов в формировании полярного климата // Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. / Под ред. Б.А. Крутских. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. С. 4–18.

Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н. Адвективно-радиационные колебания климата // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 824–827.

Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы / Под ред. Л.Т. Матвеева. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 327 с.

Визе В.Ю. Причина потепления Арктики // Советская Арктика. 1937. № 1. С. 1–7.

Захаров В.Ф. Мировой океан и ледниковые эпохи плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 64 с.

Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 136 с.

Захаров В.Ф. Внутривековые изменения в распространении морских арктических льдов в XX столетии // Формирование и динамика современного климата Арктики / Под ред. Г.В. Алексеева. СПб: Гидрометеиздат, 2004. С. 112–159.

Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.

Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 259 с.

Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли: ключевые аспекты. М.: Наука, 1988. 216 с.

Павлова Т.В., Катцов В.М. Площадь ледяного покрова Мирового океана в расчетах с помощью моделей CMIP5 // Тр. ГГО. 2013. Т. 568. С. 7–35.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.

Хрол В.П. Атлас энергетического баланса северной полярной области. Л.: Гидрометеиздат, 1992. 52 с.

Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36. L14801, doi:10.1029/2009GL038777.

Comiso J. C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 2008. Vol. 35. L01703, doi:10.1029/2007GL031972.

Enfield D. B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. // Geophys. Res. Lett. 2001. № 28. P. 2077–2080.

Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle H.P. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea ice variability // Tellus. 2004. Vol. 56A. P. 328–341.

Kwok R., Rothrock D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36. L15501, doi:10.1029/2009GL039035.

Miles M. W., Divine D.V., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E.J. A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice // Geophys. Res. Lett. 2014. Vol. 41. Doi:10.1002/2013GL058084.

Nakamura N., Oort A.H. Atmospheric heat budgets of the polar regions // Journ. Geophys. Res. 1988. Vol. 93(D8). P. 9510–9524.

Overland J. E., Wang M. When will the summer Arctic be nearly sea ice free? // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. P.2097–2101. Doi:10.1002/grl.50316.

Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Steele M., Zhang J., Trenberth K.E. The large-scale energy budget of the Arctic // Journ. Geophys. Res. 2007. № 112. D11122. Doi:10.1029/2006JD008230.

Stroeve J.C., Maslanik J., Serreze M.C., Rigor I., Meier W., Fowler C. Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010 // *Geophys. Res. Lett.* 2011. № 38. L02502. Doi:10.1029/2010GL045662.

Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophys. Res. Lett.* 2007. Vol. 34. L09501. Doi:10.1029/2007GL029703.

G.V.ALEKSEEV, V.F.RADIONOV, E.I. ALEKSANDROV, N.E. IVANOV, N.E. KHARLANENKOVA

ARCTIC CLIMATE CHANGE UNDER GLOBAL WARMING

The paper presents the evaluation of climate change in the Arctic during the development of the global warming, and considers the role of various factors in their Arctic amplification. It is shown that increase of surface air temperature began in the 1990s and reached its peak in 2012. Rapid reduction of the Arctic sea ice cover at the end of the summer occurred concurrently and reached the deepest minimum in September 2012. The inflow of warm and salty Atlantic water and displacement limits of its distribution in the sub Atlantic Arctic impacts on changes of sea ice extent in winter, especially noticeable in the Barents Sea. It is proposed that the greatest contribution to amplified warming of the Arctic climate belong the poleward atmospheric transport of heat.

Keywords: Arctic, global warming, arctic amplification.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В ПОСЛЕДНЕЕ ДЕСЯТИЛЕТИЕ

канд. геогр. наук И.М. АШИК¹, д-р физ.-мат. наук В.В. ИВАНОВ^{1,2},
д-р Х. КАССЕНС³, рук. лаборатории М.С. МАХОТИН¹,
д-р физ.-мат. наук И.В. ПОЛЯКОВ², д-р физ.-мат. наук Л.А. ТИМОХОВ¹,
д-р геогр. наук И.Е. ФРОЛОВ¹, д-р Е. ХЁЛЕМАНН^{3,4}

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: ashik@aari.ru

² — Международный центр исследований Арктики, университет Аляски, Фэрбенкс, Аляска, e-mail: vladimir.ivanov@aari.ru, igor@iarc.uaf.edu

³ — Институт морских наук им. Лейбница при Кильском университете (IFM-GEOMAR), Киль, Германия, e-mail: hkassens ifm-geomar.de

⁴ — Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI), Германия, e-mail: Jens.Hoelemann@awi.de

В статье приводится обзор деятельности Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) в области океанологических исследований за последние семь лет. Дается краткое описание экспедиционных работ. Освещаются наиболее важные исследования океанологических процессов, таких как адвекция и трансформация атлантических вод в Евразийском бассейне и прилегающих к нему арктических морей, интрузии и каскадинг на шельфе и континентальном склоне Земли Франца-Иосифа, процессы в придонной части моря Лаптевых. В последнем разделе анализируются межгодовые изменения ключевых характеристик Северного Ледовитого океана (СЛО) последнего десятилетия в сопоставлении с историческим периодом 1948–1993 гг., приводятся новые сведения об изменении уровня арктических морей и динамической топографии океана, термохалинных характеристик СЛО и их сопряженности с изменениями внешних факторов. Высказывается положение, что возврат состояния СЛО к климатическому среднему прошлого века или переход к новому состоянию климатической системы (например, термохалинных полей и циркуляции океана, макроструктуры и дрейфа ледяного покрова) будет зависеть от тенденций изменения глобального климата.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, океанологические исследования, атлантические воды в Арктическом бассейне, интрузии, каскадинг, холодные шельфовые воды, тихоокеанские воды, межгодовые изменения ключевых характеристик СЛО, уровень арктических морей, динамическая топография океана, долгопериодные изменения термохалинных характеристик.

ВВЕДЕНИЕ

Океанологические исследования Северного Ледовитого океана (СЛО) стали особенно актуальными в связи с быстрыми изменениями климата Арктики и структурными преобразованиями океана, которые произошли в последние десятилетия.

Аномальные изменения термохалинной структуры СЛО в период и после Международного полярного года (МПГ) 2007/08 (Фролов и др. 2009; Woodgate et al., 2010; Timokhov et al., 2012) и содержания пресных вод в Канадском бассейне (McPhee et al., 2009; Timokhov et al., 2012), сокращение площади льдов летом в 2007 и 2012 гг. до исторических минимумов дают основание полагать, что термохалинная структура и циркуляция СЛО перешли в новую фазу климатического состояния. В связи с этим важность и актуальность мониторинга акватории СЛО, выполнения исследований океанологических процессов и поиска закономерностей долгопериодных изменений гидрологического режима СЛО в новых климатических условиях не вызывают сомнения.

В настоящей статье дается краткий обзор последних натурных исследований и перечень основных результатов изучения океанологических процессов. В последнем разделе анализируются межгодовые изменения ключевых характеристик СЛО последнего десятилетия в сопоставлении с историческим периодом 1948–1993 гг. и обсуждается сопряженность долгопериодных колебаний элементов гидрологического режима СЛО и внешних гидрометеорологических факторов.

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

На протяжении последних лет основные работы, связанные с мониторингом гидрологического режима СЛО, выполнялись в рамках таких проектов, как дрейфующие станции «Северный полюс» (СП), работы по определению и обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ), российско-германская программа «Система моря Лаптевых», российско-американская программа долговременного мониторинга состояния вод бассейнов Нансена и Амундсена (АВЛАП/NABOS), Арктический плавучий университет и ряда других.

В период 2002–2009 гг. ААНИИ совместно с Международным арктическим научно-исследовательским центром (США) участвовал в программе долговременного мониторинга состояния вод бассейнов Нансена и Амундсена АВЛАП/NABOS. В 2013 г. эти исследования были продолжены, прошла первая из трех планируемых арктических экспедиций в рамках проекта NABOS.

Экспедиционные исследования являются важной составляющей российско-германской программы «Система моря Лаптевых». По инициативе научных учреждений России (ААНИИ) и Германии (АВИ, ИФМ-ГЕОМАР) в рамках Соглашения между Россией и Германией в 2013 г. был выдвинут проект «Трансполярная система СЛО: прошлое, настоящее и будущее» (ТРАНСДРИФТ). В рамках этого проекта в 2013 и 2014 гг. летом были проведены две морские экспедиции.

Большой объем данных о состоянии вод Арктического бассейна СЛО был получен в результате наблюдений на дрейфующих станциях СП-37 — СП-40, работавших в период с 2009 по 2013 г. На регулярной основе оперативно поступают данные зондирования дрейфующих буев типа ИТР (Ice-Tethered Profiler), что в некоторой степени восполняет отсутствие в настоящее время информации дрейфующих станций.

Хотя основными целями экспедиций, проводившихся в 2010, 2011 и 2014 гг. на борту НЭС «Академик Федоров», были определение и обоснование внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в СЛО, в ходе исследований был получен обширный объем данных о природных условиях Арктического бассейна СЛО как к востоку, так и к западу от хребта Ломоносова. С 2012 г. на протяжении трех последних лет Северный Арктический федеральный университет (САФУ, г. Архангельск) совместно с Росгидрометом при поддержке Русского географического общества (РГО)

осуществляют научно-образовательный проект «Арктический плавучий университет». Основными объектами исследований являются природные системы Белого, Баренцева, Гренландского и Карского морей. Всего было проведено 4 морские экспедиции.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Адвекция атлантических вод в Арктическом бассейне

Наблюдения, выполненные экспедициями АВЛАП/NABOS в 2002–2009 и 2013 гг., оказались уникальными. На основе полученной информации удалось не только зафиксировать сам факт значительного потепления атлантических вод Евразийского бассейна, но и получить оценки скорости распространения атлантических вод, установить характерные сроки фазового запаздывания тепловых волн, распространяющихся из района Северной Атлантики, и выделить характеристики сезонного цикла в ряде ключевых районов.

Первые признаки новой волны тепла атлантических вод в Евразийском суббассейне были отмечены в конце января 2004 г. на дрейфующей станции СП-32 при подходе к проливу Фрама вдоль хребта Гаккеля. Здесь была зарегистрирована максимальная температура атлантических вод $+1,98^{\circ}\text{C}$, что значительно выше ранее наблюдавшихся значений. В ходе морской экспедиции АВЛАП/NABOS-2004 по наблюдениям на разрезе по 126° восточной долготы было установлено, что температура атлантических вод в этом районе значительно выросла по сравнению с летом 2003 г. Наблюдения в других частях Северного Ледовитого океана показали, что причиной потепления явилось интенсивное поступление теплых и соленых вод через пролив Фрама. Экстремальное потепление глубинных атлантических вод выглядело как новый шаг к потеплению Арктики (Polyakov et al., 2005). По оценке (Polyakov et al., 2005) аномалия атлантической воды распространяется от Фареро-Шетландского пролива до пролива Фрама примерно за год, а от пролива Фрама к центральной части моря Лаптевых время адвекции атлантической воды составляет 4–5 лет. В работе (Dmitrenko и др., 2008) выполнен анализ данных наблюдений экспедиций АВЛАП/NABOS 2002–2005 гг., а также экспедиции на НЭС «Академик Федоров» в 2005 г. Данные наблюдений, включая серии наблюдений на подводных буйковых станциях, позволили получить оценки скорости распространения атлантических вод вдоль материкового склона Евразийского суббассейна. От пролива Фрама до северной части моря Лаптевых средняя скорость распространения атлантических вод составляет 2,3–2,5 см/с. Вдоль хребта Ломоносова средняя скорость распространения вод атлантического происхождения составила около 2 см/с.

Трансформация атлантических вод в Евразийском суббассейне

Одной из главных целей программы NABOS является исследование роли процессов трансформации атлантических вод (АВ) на материковом склоне по пути их следования от пролива Фрама к морю Лаптевых в формировании современных климатических изменений в Арктике. В.В. Иванов и Е.О. Аксенов (2013) на основании данных наблюдений, выполненных на НЭС «Академик Федоров» (ААНИИ) и л/к «Поларштерн» (института им. Альфреда Вегенера, AWI) в июле–сентябре 2007 г., и моделирования исследовали процесс трансформации атлантической воды, распространяющейся вдоль материкового склона Евразии (рис. 1). Структура переноса АВ вдоль евразийского континентального склона оказалась более сложной, чем считалось ранее.

Интенсивное взаимодействие между отдельными ветвями атлантической воды на участке от зоны их слияния (к северу от желоба Св. Анны) до центральной части

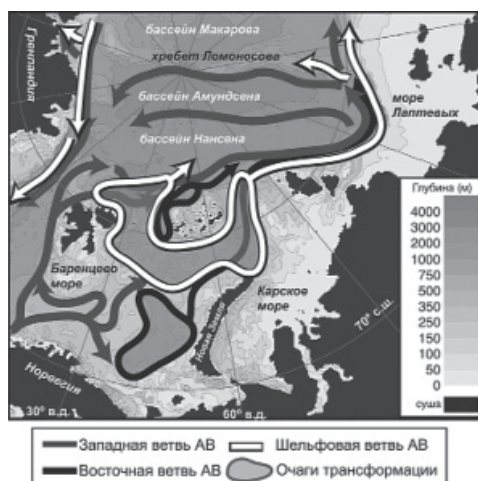


Рис. 1. Схема распространения атлантических вод в приатлантической Арктике (Иванов, Аксенов, 2013).

моря Лаптевых приводит к изменению переноса и трансформации термохалинных характеристик водных масс. Наблюдаемой трансформации также способствует перемешивание с уплотненными водами, формирующимися на шельфе архипелага Северная Земля. Важнейшим результатом этого сложного взаимодействия является формирование новой водной массы, основными компонентами которой являются Фрамовская и Баренцевоморская ветви атлантической воды. Эта водная масса охватывает диапазон глубин от 200 до 1000 м и имеет положительную температуру.

Наблюдаемое с конца XX в. сокращение летнего арктического ледяного покрова способствует усилению влияния атлантических вод на тепловой режим Арктического бассейна. При значительном уменьшении летнего ледяного покрова Фрамовская ветвь и Баренцевоморская ветвь атлантических вод будут медленнее терять тепло в силу того, что потери тепла на таяние льда от этого источника уменьшатся. При этом увеличится прогрев поверхностного слоя воды в летний период, что также может способствовать меньшей диссипации тепла вод атлантического происхождения. В результате параметры ветвей атлантической воды в зоне слияния могут заметно измениться в сторону возрастания температуры. Следствием этого может стать более интенсивный адвективный приток тепла в Арктический бассейн и, соответственно, продвижение зоны атлантического влияния в направлении Канадского сектора Арктического бассейна — так называемая «атлантификация» («Atlantification») Арктики — процесс, документированный в настоящее время в Баренцевом море (Årthun et al., 2012). Но эта гипотеза нуждается в проверке.

Интрузии в СЛО

Экспедиционные исследования 2007–2009 гг. дали возможность углубить знания о распространенности в СЛО интрузионного расслоения океана в районах, прилегающих к материковому склону Евразийского суббассейна. Анализ материалов наблюдений показал присутствие зон повышенной интенсивности тонкоструктурных аномалий на вертикальных профилях температуры и солёности. Свидетельством интрузионной природы тонкой вертикальной структуры является высокая про-

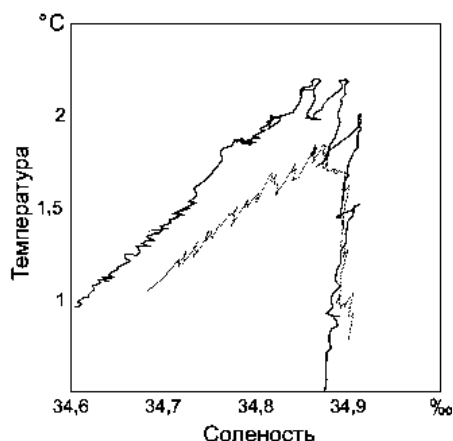


Рис. 2. *TS*-кривая, полученная в результате изопикнического осреднения всех CTD-наблюдений, выполненных в 2007–2009 гг. к северу от Земли Франца-Иосифа в радиусе 250 км от точки с координатами 45° в.д., 85° с.ш. (сплошная линия); и *TS*-кривая, построенная для этого же района по данным CTD-наблюдений, выполненных до 2003 г. (пунктирная линия) (Кириллов, Тимохов, 2011).

странственная когерентность наблюдаемых неоднородностей в вертикальном распределении температуры и солености вдоль изопикнических поверхностей (рис. 2).

Было установлено, что интенсивность развития термохалинных интрузий на боковых границах струи атлантических вод тесно связана с ее термохалинными характеристиками. В работе (Кириллов, Тимохов, 2011) сделан вывод о том, что интрузионное расслоение является механизмом обратной связи и способствует усилению отдачи тепла и соли на боковой границе АВ в случае увеличения их температуры и солености. Дальнейшая потеря тепла и соли в интрузионных прослойках, радиально распространяющихся от струи АВ, по всей видимости, имеет место в районах выхода интрузий в шельфовые районы СЛО. Это происходит вследствие разрушения системы регулярных интрузионных прослоек за счет интенсификации процессов вертикального обмена над континентальным склоном. В то же время авторы отмечают, что вопрос о трансформации интрузионных структур над континентальным склоном и связанных с этим потерях тепла и соли продолжает оставаться открытым.

Каскадинг на шельфе и континентальном склоне Земли Франца-Иосифа

Формирование уплотненных вод на арктических шельфах и последующее гравитационное стекание этих вод вдоль континентального склона (каскадинг) является важным структурообразующим процессом в Северном Ледовитом океане. В условиях сильной вертикальной стратификации, типичной для глубоководных бассейнов СЛО, зимняя термохалинная конвекция ограничена пикноклином, оставляя каскадингу роль основного механизма обновления промежуточных и глубинных вод. Прямые наблюдения каскадинга в Арктике крайне редки. В.В. Иванов (2011) выполнил сравнительное описание наблюдаемых случаев каскадинга на склоне Земли Франца-Иосифа по данным экспедиций на ледоколах «Полярштерн» (2007) и «Капитан Драницын» (2009). В 2007 г. холодная и распресненная (по сравнению с атлантической водой) водная масса занимала придонный слой от бровки шельфа (200 м) до глубины 500 м. В 2009 г. аналогичный разрез, с детальным разрешением на шельфе, указывает на источник

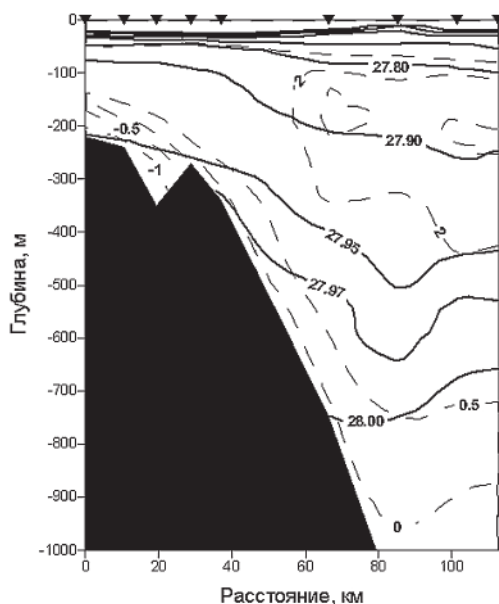


Рис. 3. Распределение потенциальной плотности (сплошные линии) и температуры (пунктирные линии) на гидрологическом разрезе в рейсе л/к «Капитан Драницын» в августе 2009 г.

уплотненной воды на шельфе с температурой $-1,5^{\circ}\text{C}$ и соленостью 34,80 ‰ (рис. 3). На мелководном шельфе к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа существуют благоприятные условия для формирования уплотненных вод и их стекания в котловину Нансена. Данные гидрологических наблюдений летом 2007 и 2009 гг. позволяют заключить, что наиболее интенсивное формирование уплотненной воды происходит в зимний сезон при открытии заприпайной полыни. В то же время поднимающаяся близко к поверхности атлантическая вода способна дополнительно усиливать каскадинг в летний сезон, благодаря поддержанию резких горизонтальных градиентов. Максимальная глубина проникновения шельфовой воды составляет 700 м. По данным более ранней работы (Walsh et al., 2007) глубина проникновения шельфовой воды зимой 1979/80 г. достигала 1000 м. Обусловленные каскадингом потоки тепла и соли приводят к охлаждению и распреснению атлантической воды, распространяющейся вдоль континентального склона котловины Нансена.

Процессы в придонной части шельфа моря Лаптевых

В работе (Hoelemann et al., 2011), были проанализированы данные наблюдений двух донных станций к северу от дельты реки Лены на глубинах 43 и 32 м за период с сентября 2007 по сентябрь 2009 г. Анализ серий наблюдений позволил установить потепление и распреснение придонного слоя и выявить причины изменений.

Летом 2013 г. российско-германская экспедиция «ЛАПЭКС-2013/TRANSDRIFT-XXI», применив новую технологию зондирования, получила детальную картину мезомасштабного распределения температуры и солености на океанографических разрезах в море Лаптевых. Полученные данные предоставили возможность исследовать состояние шельфовых вод и получить оценки элементов структуры холодных шельфовых вод в летний период. Холодные шельфовые воды составляют значитель-

ную часть термохалинной структуры моря. Они выполняют важную роль в процессе вентиляции и обновления придонного слоя арктических морей, а также занимают важное место в проблеме взаимодействия арктических морей и Арктического бассейна. В результате анализа температурных разрезов были получены оценки характеристик слоя холодных шельфовых вод.

Распространение летних тихоокеанских вод в Арктическом бассейне

Летние тихоокеанские воды (ЛТВ) поступают на шельф Чукотского моря в летний период. Дойдя до кромки шельфа, ЛТВ, обладая более высокой соленостью по сравнению с поверхностными водами СЛО, заглубляются и в Арктическом бассейне выделяются по наличию локального максимума температуры, расположенного под верхним перемешанным слоем. Распространяясь по Арктическому бассейну, ЛТВ отдают свое тепло ниже- и верхнележащим слоям, оказывая влияние на температуру поверхностного слоя и толщину ледяного покрова. В работе (Махотин, 2011) рассматриваются особенности распространения ЛТВ в Арктическом бассейне. Впервые для периода 1950–1989 гг. показано распространение среднего и максимального положения границ, теплосодержания, глубин залегания слоя ЛТВ. Согласно полученным данным, в 2008–2009 гг. в Арктическом бассейне наблюдалось аномальное положение границ распространения ЛТВ по сравнению с периодом 1950–1989 гг.

Одним из факторов, способных оказывать влияние на распространение ЛТВ, является атмосферная циркуляция над Арктическим регионом. Особенности рас-

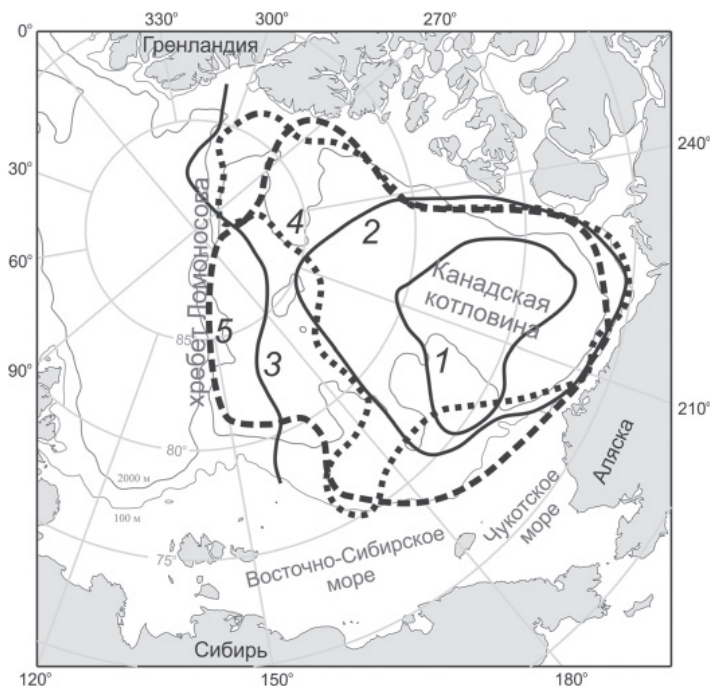


Рис. 4. Распространение летних тихоокеанских вод в Арктическом бассейне СЛО: 1 — граница распространения в 1984 г.; 2 — медиана распространения в период 1950–1989 гг.; 3 — граница максимального распространения в период 1950–1989 гг.; 4 — граница распространения в зимний период 2007–2008 гг.; 5 — граница распространения в зимний период 2008–2009 гг. (адаптировано из (Махотин, 2011)).

пространения ЛТВ в 2008 и 2009 гг. подтверждают высказанное предположение. Так, в 2008 г. ЛТВ были широко вытянуты вдоль островов Канадского Арктического архипелага и не распространялись севернее хребта Менделеева (рис. 4). Среднегодовой индекс АО (Арктическая осцилляция) в этот период был положительным и составлял 0,18 (0,22 — среднее за два года). В 2009 г., когда ЛТВ распространились далеко на север, а западная граница была не так сильно вытянута, как в 2008 г., среднегодовой индекс АО был отрицательным и составил –0,33 (–0,08 — среднее за два года) (Махотин, 2011).

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛЮЧЕВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Уровень арктических морей и динамическая топография океана

Денивелизация уровня океана в центральной его части и в береговой зоне является важным показателем динамического состояния океана. Уровень арктических морей чутко отреагировал на изменения режима атмосферной циркуляции и состояния СЛЮ в конце 1980-х г. Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 г. носили стационарный характер и линейный тренд уровня практически отсутствовал (табл. 1). Его значение составляло от 0,006 до 0,030 см/год при среднем значении 0,016 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,071$ см/год. После 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (рис. 5): в 1985 г. начался резкий подъем уровня моря, и в конце 1980-х – начале 1990-х гг. его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня моря, и во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним значениям. Однако в конце 1990-х – начале 2000-х гг. уровень моря вновь стал повышаться и в 2005–2009 гг. достиг наблюдавшихся ранее максимумов и даже превысил их.

Величина тренда за период 1984–2014 гг. для различных районов арктических морей составила от 0,022 до 0,441 см/год при среднем значении тренда 0,244 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,097$ см/год. При этом наиболее значительный тренд был зафиксирован в юго-западной части Карского моря.

Таблица 1

Линейный тренд уровня (см/год) по районам арктических морей, определенный для трех периодов

Район	Период, гг.		
	1950–2014	1950–1986	1984–2014
Юго-запад Карского моря	+0,286 $\pm$ 0,029	+0,006 $\pm$ 0,054	+0,441 $\pm$ 0,080
Восток Карского моря	+0,122 $\pm$ 0,033	+0,012 $\pm$ 0,078	+0,022 $\pm$ 0,090
Новосибирские острова	+0,215 $\pm$ 0,039	+0,030 $\pm$ 0,080	+0,270 $\pm$ 0,120
Среднее	+0,208 $\pm$ 0,034	+0,016 $\pm$ 0,071	+0,244 $\pm$ 0,097

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере Северного полушария. Увеличение повторяемости и интенсивности циклонов, проходящих над акваторией арктических морей, приводит к усилению циклонической циркуляции, характерной для этих морей, и, следовательно, к понижению уровня моря в центре циркуляции и повышению вдоль побережий. Иными словами, основная причина повышения уровня имеет динамический характер.

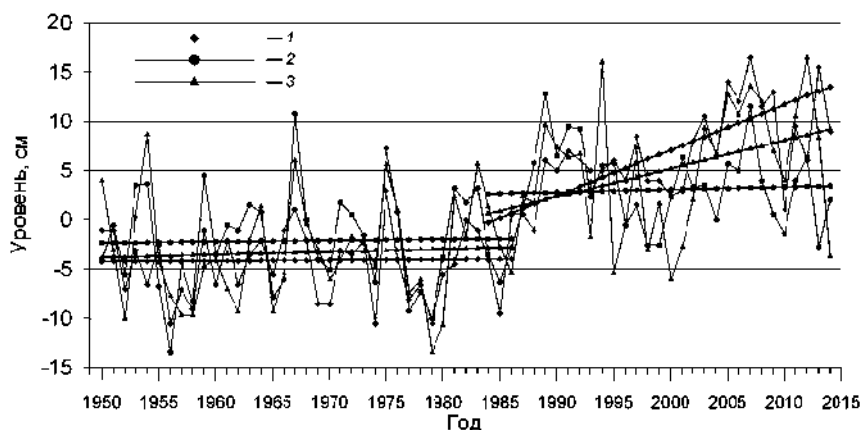


Рис. 5. Аномалии среднегодового уровня моря, осредненные по районам арктических морей: 1 — юго-запад Карского моря; 2 — восток Карского моря; 3 — Новосибирские острова. Прямыми линиями показаны линейные тренды.

После понижения среднего уровня моря в 2010 г. (рис. 5), отмечавшегося практически на всей акватории арктических морей, следовавшего за ним повышения среднего уровня в 2011 г. и сохранения повышенного фона в 2012 г. и в 2013 г., в 2014 г. произошло некоторое снижение фона колебаний уровня моря, особенно существенное в районе Новосибирских островов, где уровень впервые после 2001 г. опустился ниже средних отметок.

Кроме того необходимо отметить существенные нарушения сезонного хода уровня на станциях арктических морей. Как правило, сезонные колебания уровня арктических морей отличаются хорошо выраженным годовым ходом, характеризующимся минимумом весной (март–май) и максимумом осенью (сентябрь–ноябрь). В последние годы наиболее существенные сгонно-нагонные колебания наблюдались преимущественно в ноябре–январе или июле–августе, то есть отмечается сдвиг пика сгонно-нагонных колебаний от осени к началу зимы и весне. Отмечается также и понижение абсолютных значений экстремальных сгонов и нагонов и, как следствие, величин колебаний уровня в целом.

В статье (Тимохов и др., 2012) показано, что крупномасштабные особенности динамической топографии океана с хорошим приближением моделируются аномалиями динамических высот относительно 200 дб поверхности. Изменение контраста динамической топографии между Амеразийским и Евразийским суббассейнам сопровождается трансформацией поверхностной геострофической циркуляции. В качестве показателя контраста динамической топографии нами введена величина d_DH , численно равная разности между средними величинами аномалии динамических высот в зимний период для Амеразийского $[ADH]_A$ и Евразийского $[ADH]_E$ бассейнов: $d_DH = [ADH]_A - [ADH]_E = [DH]_A - [DH]_E$. Одновременно была рассчитана разность уровня моря Δh на береговых станциях восточной и западной частей Российской Арктики: между уровнем моря на станциях Певек и Известия ЦИК. На рис. 6 приведены графики межгодовой вариации величины контраста динамической топографии d_DH и контраста уровня в прибрежной зоне. Как видно из рисунка, межгодовые флуктуации Δh и d_DH не всегда совпадают. Это свидетельствует о сложной динамике диневиляции уровня в центральной части Арктического бассейна и на периферии СЛО в арктических морях.

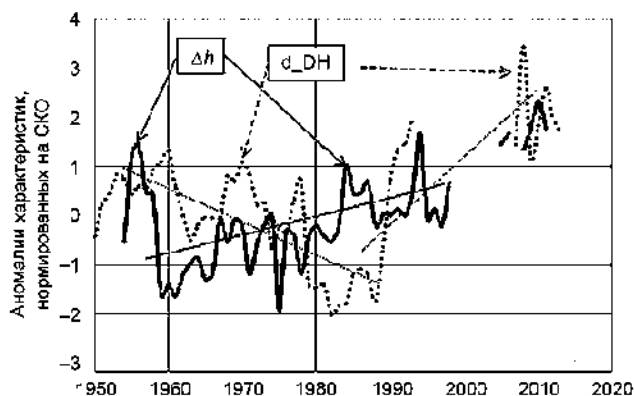


Рис. 6. Временной ход аномалий контраста динамической топографии Арктического бассейна d_DH и аномалий разности уровня моря Δh на станциях Певек и Известия ЦИК. Для сравнимости аномалии контраста динамической топографии и разности уровня моря были пронормированы на среднее квадратическое отклонение каждой характеристики.

Вместе с тем общая тенденция изменения контраста динамической топографии и разности уровня моря между востоком и западом совпадает. До 1980-х гг. контраст уменьшался, что сопровождалось ослаблением поверхностной геострофической циркуляции, а после 1980-х гг. контраст увеличивался, что сопрягается с усилением интенсивности геострофической циркуляции.

Долгопериодные изменения термохалинных характеристик СЛО

В поверхностном и верхнем слоях самые большие изменения термохалинных характеристик в период и после МПГ 2007/08 произошли в Амеразийском суббассейне. На рис. 7 приведены средние величины солёности верхнего слоя для суббассейнов в зимний период, показывающие, что с 2007 по 2013 г. величина средней солёности в Амеразийском суббассейне значительно уменьшилась по сравнению с периодом

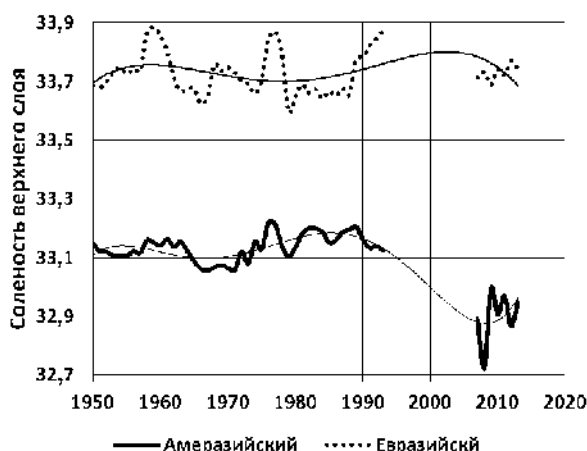


Рис. 7. Межгодовые изменения средней солёности верхнего слоя в зимний период в Амеразийском и Евразийском суббассейнах. Тонкими линиями показаны полиномиальные кривые шестой степени.

1950–1993 гг. и в 2008 г. достигла исторического минимума. В то же время флуктуации средней солености верхнего слоя Евразийского суббассейна не выходили за пределы амплитуды периода 1950–1993 гг. Следствием экстремального изменения распределения солености и, следовательно, поля плотности верхнего слоя океана стала аномальная перестройка структуры поверхностной геострофической циркуляции, как это было показано выше.

Какие же причины могли вызвать столь радикальные изменения термохалинной структуры верхнего слоя? Нами был выполнен корреляционный анализ связи средней солености с различными гидрометеорологическими показателями и климатическими индексами. В качестве показателя таяния льда нами использована величина площади открытой воды летом в арктических морях, учитывая, что положение кромки льда зависит не только от таяния, но и от дрейфа льда. На рис. 8 приведены кривые межгодовой изменчивости аномалии средней солености верхнего слоя Амеразийского суббассейна в зимний период, аномалии годового расхода воды через Берингов пролив (аномалия приведена со знаком минус), аномалии площади открытой воды в августе в морях Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское (аномалия приведена со знаком минус) и аномалии трехлетнего скользящего значения индекса атмосферной циркуляции АО (арктическая осцилляция). В масштабе десятилетий видим тесную сопряженность изменения анализируемых характеристик. Именно усилившееся поступление тихоокеанских вод, увеличение объема пресных вод вследствие таяния льда летом, влияние режима атмосферной циркуляции (здесь мы ограничились только одним индексом) стали главными причинами изменения термохалинной структуры верхнего слоя СЛО, прежде всего Амеразийского суббассейна. Отметим, что таяние льда в арктических морях зависит от потоков атмосферного тепла, солнечной радиации, а также воздействия ветра. В 2007 г. аномально большие потоки тепла и импульса с юга стали факторами, которые сформировали аномальное таяние льда и быстрое отступление кромки льдов на север, создав беспрецедентное сокращение площади льдов в СЛО.

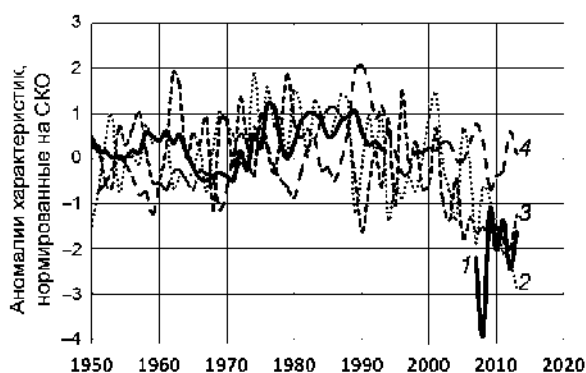


Рис. 8. Межгодовая изменчивость аномалии средней солености верхнего слоя Амеразийского суббассейна в зимний период, годового расхода воды через Берингов пролив, площади открытой воды в августе в морях Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское (аномалия приведена со знаком минус) и трехлетнего скользящего значения индекса атмосферной циркуляции АО. 1 — солёность верхнего слоя Амеразийского суббассейна; 2 — расход воды через Берингов пролив со знаком минус; 3 — площадь открытой воды в августе в восточных морях со знаком минус; 4 — трехлетний скользящий индекс атмосферной циркуляции АО.

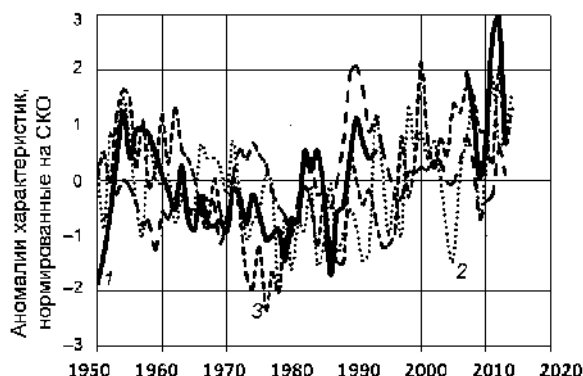


Рис. 9. Аномалии температуры атлантической воды в Евразийском суббассейне, расхода воды через Берингов пролив с временным лагом — 4 года, среднего годового индекса АМО со сдвигом — 6 лет и трехлетнего скользящего индекса АО.

1 — температура атлантической воды в Евразийском суббассейне; 2 — расход воды через Берингов пролив с лагом — 4 года; 3 — средний годовое АМО с лагом — 6 лет.

Изменения температуры атлантической воды в Евразийском суббассейне (рис. 9) происходят, прежде всего, вследствие вариаций теплового состояния Северной Атлантики (индекс АМО, Atlantic Multidecadal Oscillation) с запаздыванием на 6 лет. Но изменение температуры атлантической воды в Евразийском бассейне также коррелирует с атмосферной циркуляцией над СЛО (аномалия трехлетнего скользящего индекса АО) и поступлением тихоокеанской воды через Берингов пролив с временным лагом — 4 года. Заметим, что корреляция температуры атлантической воды с затоком тихоокеанской еще не значит, что между ними существует прямая физическая связь. Управляющим фактором кажущейся связанности может быть цепочка сложного взаимодействия слоев атлантической и тихоокеанской воды или какой-то глобальный процесс.

Результаты корреляционного анализа показали тесную связь между температурой в слое атлантической воды и придонном слое. Подтверждается вывод Е.Г. Никифорова и А.О. Шпайхера (1980), что увеличение температуры атлантических вод сопровождается увеличением температуры придонного слоя.

Проведенное исследование показывает, что в долгопериодном плане между ключевыми характеристиками СЛО и индексами теплового состояния Атлантики и Тихого океана, а также индексами атмосферной циркуляции наблюдается когерентность. Главными причинами изменения состояния СЛО по-прежнему являются взаимодействие его с Атлантикой и Тихим океаном и атмосферные процессы. Учитывая, что состояние вод Атлантического и Тихого океанов не остается постоянным вследствие воздействия изменяющегося глобального климата и обратного влияния изменений СЛО, задача моделирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима СЛО вырастает в проблему создания репрезентативных глобальных моделей Мирового океана, атмосферы и криосферы в их взаимодействии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. ААНИИ в последнее десятилетие выполнял обширные экспедиционные исследования Северного Ледовитого океана. В ряду других выполняющихся ААНИИ программ, таких как дрейфующие станции «Северный полюс», расстановка дрейфующих

бует ИТР, научно-исследовательский стационар «Ледовая база “Мыс Баранова”», особую важность имеют российско-американский проект «Система наблюдений в бассейнах Нансена и Амундсена» (NABOS) и российско-германский проект «Транспольярная система Северного Ледовитого океана» (ТРАНСДРИФТ). Натурные исследования по международным проектам внесли весомый вклад в изучение океанических процессов СЛО. Многие результаты опубликованы как в российских, так и зарубежных изданиях. Учитывая выигрыш российской стороны от сотрудничества и заинтересованность американской и германской сторон в продолжении совместных работ в СЛО, представляется целесообразным продолжить совместные российско-американские и российско-германские исследования, направленные на изучение изменений состояния СЛО в эпоху быстрых изменений климата в Арктике и получение новых знаний об океанических процессах и макромасштабных вариациях гидрологического режима как основы развития теории и моделирования изменений СЛО. Полученные в экспедициях данные наблюдений, а также океанографические наблюдения зарубежных экспедиций и наблюдательских программ дополнили базу океанографических данных ААНИИ. Данные используются для решения практических и научных задач, направленных, в том числе, на внедрение в оперативную работу моделей и технологий расчетов гидрометеорологических параметров, развитие баз данных гидрологических и гидрохимических характеристик по акваториям арктических морей. Пополнение базы данных гидрологических характеристик и удлинение ряда наблюдений дает возможность исследовать отклик морских экосистем на происходящие глобальные климатические изменения и прогнозировать их развитие в будущем.

2. Основные закономерности долгопериодной изменчивости СЛО и главные причины крупномасштабных колебаний его гидрологического режима, установленные в прошлом столетии (Никифоров, Шпайхер, 1980), не изменились и в современную эпоху аномальных изменений климата Арктики. Главными причинами происходящих трансформаций термохалинной структуры и циркуляции СЛО по-прежнему являются атмосферные процессы и взаимодействие его с Атлантикой и Тихим океаном, роль которых особенно возросла в последние десятилетия. В этот период атлантические воды, вторгающиеся в Арктический бассейн через пролив Фрама и Баренцево море, вызвали экстремальное потепление атлантического слоя в Арктическом бассейне и перестройку термохалинной структуры СЛО. Усилилось поступление теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив в СЛО, которые также оказали влияние на термохалинную структуру морей Чукотского и, частично, Бофорта, а также Арктического бассейна. Наконец, значительный вклад внесли атмосферные процессы, режим которых значительно отличался от режима атмосферной циркуляции предыдущей климатической стадии. Возвратится ли состояние СЛО к климатическому среднему прошлого века или произойдет переход климатической системы, включающей термохалинные поля и циркуляции океана, макроструктуру и дрейф ледяного покрова, к новому, ранее не наблюдавшемуся, состоянию, во многом будет зависеть от тенденций изменения глобального климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Иванов В.В. Наблюдения каскадинга на шельфе и континентальном склоне Земли Франца-Иосифа // Вклад России в МПГ 2007/08. Океанография и морской лед / Под ред. И.Е. Фролова. М.: Paulsen, 2011. С. 178–195.

Иванов В.В., Аксенов Е.О. Трансформация атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики, 2013. № 1 (95). С. 72–87.

Кириллов С.А., Тимохов Л.А. Тонкая термохалинная структура интрузионного происхождения в атлантических водах Арктического бассейна // Вклад России в МПГ 2007/08. Океанография и морской лед / Под ред. И.Е. Фролова. М.: Paulsen, 2011. С. 157–168.

Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане (2007–2014) / Под ред. И.Е. Фролова. СПб.: ААНИИ. URL: <http://www.aari.ru/main.php> [дата обращения 03.03.2015].

Л.А.Тимохов, Н.В. Лебедев, В.Ю. Карний, Е.Г. Никифоров. Динамическая топография океана и поверхностная геострофическая циркуляция в Арктическом бассейне в период 2007–2011 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (91). С. 89–102.

Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // ДАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.

Årthun, M.A., Eldevik T., Smedsdrud L.H., Skagseth O., Ingvaldsen R.B. Quantifying the influence of Atlantic heat on the Barents Sea ice variability and retreat // Journ. Clim. 2012. Vol. 25. P. 4736–4743.

Holemann J.A., Kirillov S., Klagge T., Novikhin A., Kassens H., Timokhov L. Near-bottom water warming in the Laptev Sea in response to atmospheric and sea-ice conditions in 2007 // Polar Research. 2011. Vol. 30. doi: 10.3402/polar.v30i0.6425.

Dmitrenko I., Polyakov I.V., Kirillov S.A., Timokhov L.A., Frolov I.E., Sokolov V.T., Simmons H.L., Ivanov V.V., Walsh D. Toward a warmer Arctic Ocean: Spreading of the early 21st century Atlantic Water warm anomaly along the Eurasian Basin margins // Journal of Geophysical Research. 2008. Vol. 113. c05023, doi:10.1029/2007JC004158.

McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J.H., Steele M., Alkire M.B. Rapid change in freshwater content in the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36. L10602, doi:10.1029/2009GL037525.

Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V., Jonson M., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K., Schauer U., Smmons H., Skagseth O., Sokolov V., Steel M., Timokhov L., Walsh D., Walsh J.E. One more step toward a warmer Arctic // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32. P. 1–4. L17605, doi:10.1029/2005GL0237402005.

Timokhov L., Ashik I., Dmitrenko I., Hoelemann J., Kassens H., Kirillov S., Polyakov I., Sokolov V. Extreme changes of the Arctic Ocean during and after IPY 2007/2008 // Polarforschug. 2011 (erschienen 2012). Vol. 81 (2). P. 85–102.

Walsh D., Polyakov I., Timokhov L., Carmack E. Thermohaline structure and variability in the eastern Nansen Basin as seen from historical data // Journal of marine research. 2007. Vol. 65. № 5. P. 685–714(30). doi: 10.1357/002224007783649466.

Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37. L01602, doi:10.1029/2009GL041621.

I.M. ASHIK, V.V. IVANOV, H. KASSENS, M.S. MAKHOTIN, I.V. POLYAKOV,
L.A. TIMOKHOV, I.E. FROLOV, J.A. HOELEMANN

MAJOR RESULTS OF OCEANOGRAPHIC STUDIES OF THE ARCTIC OCEAN DURING THE LAST DECADE

An overview of the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) oceanographic studies over the last seven years is presented. A brief description of expedition activities is given. The most

important studies of the oceanographic processes such as advection and transformation of Atlantic waters in the Eurasian Basin and marginal arctic seas, intrusions and cascading on the shelf and continental slope of Franz Joseph Land, near-bottom processes in the Laptev Sea are highlighted. The last section is devoted to interannual changes of the key characteristics of the Arctic Ocean during the last decade relative to historical period of 1948-1993; new information about changes of sea level in the Arctic seas and dynamic ocean topography, the thermohaline characteristics of Arctic Ocean and their correspondence to changes of external factors is provided. It is hypothesized that the return of the Arctic Ocean to its climatic mean state observed in the last century or the beginning of irreversible reconstruction of the structure of climatic system (e.g. thermohaline fields, oceanic circulation, macrostructure and drift of the sea ice cover) will depend on tendencies driven by global climate change.

Keywords: The Arctic Ocean, oceanographic studies, Atlantic waters in the Arctic basin, intrusions, cascading, cold shelf waters, Pacific waters, interannual changes of key characteristics of the Arctic Ocean, sea level of the Arctic seas, dynamic topography of the ocean, long-term variability of thermohaline characteristics.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ЛЕДОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИЗЫСКАНИЙ НА ШЕЛЬФЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

*д-р геогр. наук Е.У. МИРОНОВ, канд. геогр. наук Ю.П. ГУДОШНИКОВ,
д-р физ.-мат. наук В.Н. СМИРНОВ*

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: mir@aari.ru

Рассматриваются современные методы наблюдений и измерений морфометрических, физико-механических и динамических характеристик ледяных полей, гряд торосов, стамух и айсбергов. Эти методы широко использовались в последние годы при проведении ледовых исследований и изысканий на российском арктическом шельфе.

Ключевые слова: морфометрия, физико-механические свойства, динамика, ледяные образования, арктические моря.

ВВЕДЕНИЕ

Освоение шельфовых месторождений в Арктике является стратегическим направлением деятельности ведущих российских нефтяных и газодобывающих компаний. По своему совокупному нефтегазовому потенциалу акватории российского арктического шельфа сравнимы с крупнейшими нефтегазовыми районами мира (Дмитриевский и др., 2007). Более 100 лицензионных участков на акваториях арктических морей в последние годы было распределено между государственными компаниями ОАО «НК «Роснефть»» и ОАО «ГАЗПРОМ».

Необходимым условием освоения шельфовых месторождений является проведение гидрометеорологических изысканий, которые регламентируются Сводом правил (СП, 2004). Этот документ устанавливает общие технические требования и правила, состав и объемы инженерно-гидрометеорологических изысканий, выполняемых на этапах освоения территории на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений, включая разработку предпроектной и проектной документации, строительство и эксплуатацию морских нефтегазопромысловых сооружений. Для обеспечения максимально возможной длительности временного ряда наблюдений инженерно-гидрометеорологические изыскания необходимо начинать с опережением по отношению к другим видам изысканий и вести непрерывно, включая период проектирования, с последующим продолжением в период строительства. Продолжительность наблюдений до начала проектирования и строительства морского сооружения должна быть не менее 3–5 лет.

На акватории арктических морей, учитывая суровые климатические условия и наличие морского льда в течение большей части года (Миронов, Гудкович и др., 2007), особое внимание необходимо уделять ледовым исследованиям и изысканиям. При освоении углеводородных месторождений для определения нормативных значений

ледовых нагрузок на шельфовые инженерные сооружения учитываются морфометрические характеристики торосов, стамух и айсбергов, физико-механические свойства льда, а также динамика ледяных полей и айсбергов.

Физика и механика морского льда, его морфометрия и динамика являются основными свойствами, параметры которых используются при решении прикладных задач на шельфе арктических морей. Традиционные подходы к определению этих свойств дают необходимую информацию для расчета ледовых нагрузок на инженерные сооружения и определения несущей способности льда (Смирнов, Миронов, 2010). В настоящее время изучение морского льда проводится с позиции рассмотрения его не только как материала и конструкции, но и как крупномасштабной дискретной среды. Такой подход основан на тесно связанных научных задачах: механической, отражающей напряженное состояние ледяного покрова, геометрической, обусловленной деформациями ледяных полей при сжатии и торошении и физической сущностью физико-механических процессов, происходящих под действием как внешних, так и внутренних сил.

Проводя ледовые изыскания необходимо осуществлять комплексные исследования, включая метеорологические и океанографические наблюдения. В период с 2009 по 2014 г. ААНИИ выполнил цикл ледовых экспедиций в локальных районах Байдарацкой губы, северной части Обской губы, морях Карском и Лаптевых по заказу компаний ПитерГаз, ЯмалСПГ, НОВАТЭК и Роснефть. Все экспедиции имели комплексный характер и в них использовались современные методы наблюдений параметров ледяного покрова и айсбергов.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Метод определения рельефа верхней поверхности ледяных образований

Для определения рельефа верхней поверхности ледяных образований производится тахеометрическая съемка с использованием электронного тахеометра, например M3 DR TrimbleAccess. Задачей съемки является построение схемы полигона, фиксирование относительных координат точек бурения, расположения линий, вдоль которых производилось бурение, определение высоты паруса тороса в выбранных при разметке точках. Тахеометр устанавливается на ровном льду, где производится бурение шнековым буром скважины до воды. От воды определяется высота тахеометра и затем высота измеряемых точек. Для определения высоты паруса тороса в точках бурения устанавливается рейка с отражателем. При определении положения и высоты труднодоступных точек тахеометр работает в режиме отражения ото льда. Такой режим используется при исследовании айсбергов. Место расположения тахеометра является первой опорной точкой съемки. Затем выбирается вторая опорная точка, обычно с другой стороны гребня тороса, так как с места первой опорной точки не всегда можно снять точки, расположенные с другой стороны гребня. Азимут направления на вторую опорную точку определяется с помощью компаса. Невысокая точность определения направления с помощью компаса в данном случае не важна, так как торосы расположены на дрейфующем льду и направление линии гребня тороса по отношению к сторонам света может несколько изменяться при движении ледяного покрова.

После обработки данных тахеометрической съемки можно построить схему полигона и пространственное распределение рельефа паруса гряды тороса (айсберга), как показано на рис. 1.

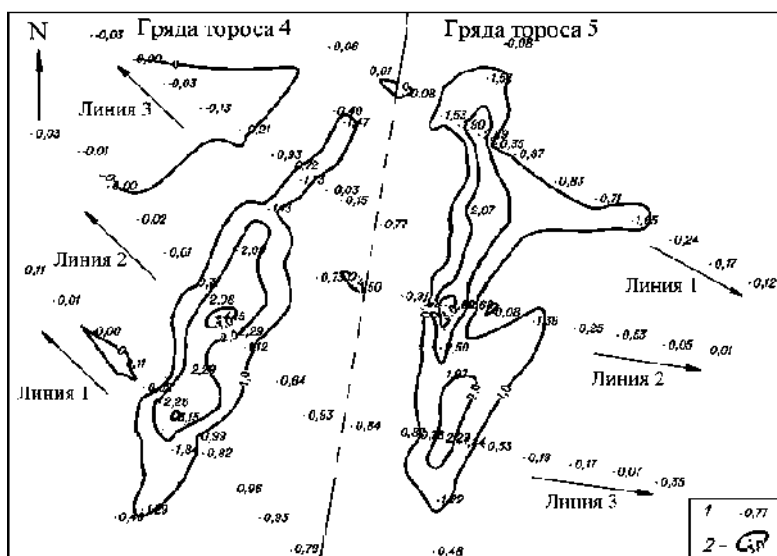


Рис. 1. Схема полигона с рельефом двух гряд торосов.

1 – превышение льда над уровнем воды, 2 – изобата

Метод термобурения ледяных образований

Наиболее эффективным методом определения вертикальных параметров гряд торосов (стамух) и их внутреннего строения является установка водяного термобурения льда (УВБЛ) с компьютерной записью скорости бурения, разработанная в ААНИИ (Миронов и др., 2003). Скорость бурения зависит от подаваемой тепловой мощности, пористости и температуры льда, разработанная технология защищена патентом (Патент, 2000).

Морская вода через смесительную трубу и всасывающий шланг электронасосами прокачивается через водоподогреватель, где нагревается котлом, работающим на дизельном топливе. Некоторое количество горячей воды сливается в смесительную трубу для подогрева всасываемой в водоподогреватель воды. Подогретая до температуры 70–80 °С вода по подводящим шлангам, намотанным на вьюшки, поступает в измерительные боксы. В измерительных боксах размещены преобразователь перемещения бура, датчик температуры воды и логгер.

После обработки данных строится профиль внутреннего строения гряды тороса с выделением, по разработанной методике (Миронов и др., 2009), границ твердого, рыхлого льда и пустот, а также границ и толщины консолидированного слоя. Дальнейший анализ распределения всех морфометрических характеристик гряд торосов позволяет построить геометрическую модель тороса, которая имеет треугольную или трапециевидную форму киля (Миронов, Порубаев, 2011).

Метод определения формы и глубины киля ледяных образований и экзарации дна

Основным функциональным назначением подводного телеуправляемого обзорного комплекса (ПТОК) типа «ГНОМ» является получение оператором видеозображения объектов, находящихся в толще воды, посредством перемещения телеуправляемого подводного аппарата (ТПА), оснащенного видеокамерой. Пере-

мещения и управление режимами работы телеуправляемого подводного аппарата, находящегося под водой, осуществляются по командам с надводного блока управления (БУ). ПТОК обеспечивает:

- получение оператором видеоизображения, сформированного телекамерой на борту ТПА в реальном масштабе времени;
- получение оператором данных в режиме телетекст о параметрах работы, с наложением на видеоизображение, транслируемого с борта ТПА;
- управление движением ТПА в толще воды при помощи блока управления с задержкой выполнения команд управления не более 0,5 с;
- перемещения ТПА в толще воды со скоростью не менее 0,5 м/с и развороты вокруг вертикальной оси со скоростью 10 м/с;
- погружение ТПА на глубину до 100/250 м.

Экспресс-анализ данных позволяет получать данные о глубине кия тороса или айсберга, его форме, а также параметры (глубина, ширина) экзарации дна ледяными образованиями.

Для определения морфометрических характеристик нижней поверхности ледяного покрова в настоящее время широко применяются комплексы на базе гидролокаторов кругового обзора. Данные комплексы представляет собою гидроакустический комплекс с функцией сонара – интерферометра с круговым обзором и предназначены для решения задач по определению морфометрических характеристик объектов, находящихся в зоне действия акустического поля, создаваемого антенной комплекса. Сонограмма, получаемая в результате гидроакустической съемки нижней поверхности ледового покрова, дает возможность получить светотеневую картину видимой части исследуемого объекта. Применяя фазовый анализ волнового поля, по углу подхода отраженных лучей можно оценить их интегральную размерность. В оптимальных условиях светотеневая картина нижней поверхности ледяного покрова может иметь площади до 400–500 м в диаметре.

Данные гидролокационной съемки нижней поверхности ледяного покрова дают возможность определить максимальные значения осадки килей торосов на всей площади сканирования. Для определения размеров выступающих частей ледяных образований используются специализированные программы, которые при наличии тени, отбрасываемой этим выступом на ледяную поверхность (с известной толщиной) вдоль радиуса кругового поля, и данных о пространственной ориентации антенны гидролокатора позволяют сделать это весьма оперативно.

В экспедиционной практике ААНИИ хорошо себя зарекомендовал быстро разворачиваемый гидроакустический комплекс «СОНИК-5ПИМ», разработанный российскими специалистами с учетом экстремальных условий работы на дрейфующем льду. В 2015 г. специалистами института планируется использование цифрового гидролокатора кругового обзора 881L DIGITAL MULTI-FREQUENCY PROFILING. Благодаря использованию интерфейса Ethernet возможно получить более 100 сканирований в секунду с разрешением по дальности от 1 до 2 мм и качеством, близким к фотографическому.

*Аэрофотосъемка ледяного покрова с вертолета
и беспилотного летательного аппарата*

Одним из методов получения информации о геометрических размерах ледяных образований является аэрофотосъемка, выполняемая с пилотируемого или бес-

пилотного летательного аппарата. Последующая фотограмметрическая обработка полученных изображений позволяет получать данные о линейных размерах и высоте зафиксированных объектов. Данный метод дает возможность охватить большую площадь исследуемой акватории в сравнительно короткие сроки.

В недавнем прошлом в производстве аэрофотосъемочных работ широко применялся аналоговый комплекс на базе фотоаппарата АФА-41/10 или его аналогов. Достаточно трудоемкий процесс проявки и обработки пленочных носителей информации в настоящее время успешно заменяется цифровой техникой, которая по своим характеристикам не уступает и даже превосходит аппаратуру, используемую ранее. К неоспоримым преимуществам современной аппаратуры следует отнести мобильность (как правило, небольшие размеры) и автономность (возможность использования комплексов без подключения к бортовой сети и увеличенная в сотни раз емкость носителя информации). Опыт применения специалистами ААНИИ бортовой системы управления аэрофотосъемкой для пилотируемых воздушных судов производства компании GEOSCAN в экспедиционных исследованиях 2013–2014 гг. показал пригодность использования оборудования подобного типа в арктических условиях. Еще одним преимуществом цифровой аэрофотосъемки является возможность использования фотоаппаратуры различных производителей, что позволяет выбирать оптимальные параметры для получения качественных результатов.

Применение аэрофотосъемки для изучения морфометрических параметров ледяных объектов позволяет с большой точностью получать трехмерные модели отснятых объектов. На рис. 2 представлена трехмерная модель айсберга, полученная после обработки материалов съемки.

Беспилотный летательный аппарат (БЛА) «Орлан-10» является самолетом среднего радиуса действия, обеспечивает выполнение плановой съемки объектов большой площади (50×50 км) или маршрутной съемки большой протяженности (до 400 км) во всем диапазоне высот (100–3000 м).

В экспедициях ААНИИ на БЛА «Орлан-10» была установлена следующая полезная нагрузка:

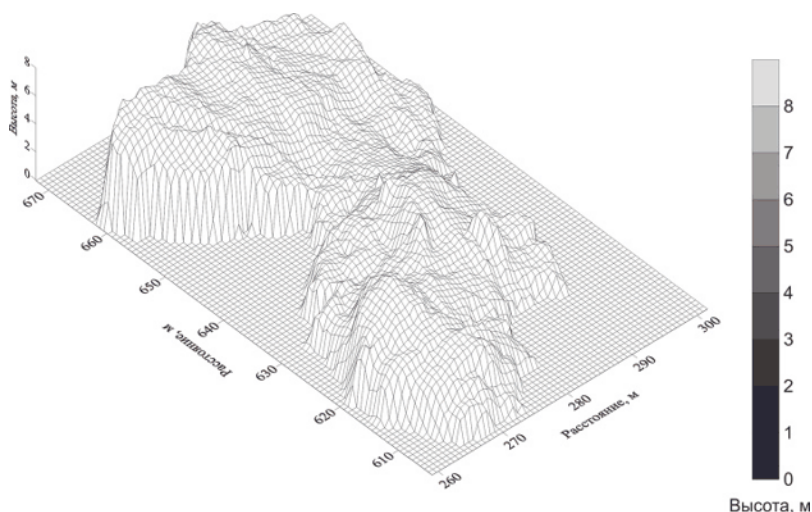


Рис. 2. Восстановленная трехмерная модель айсберга.

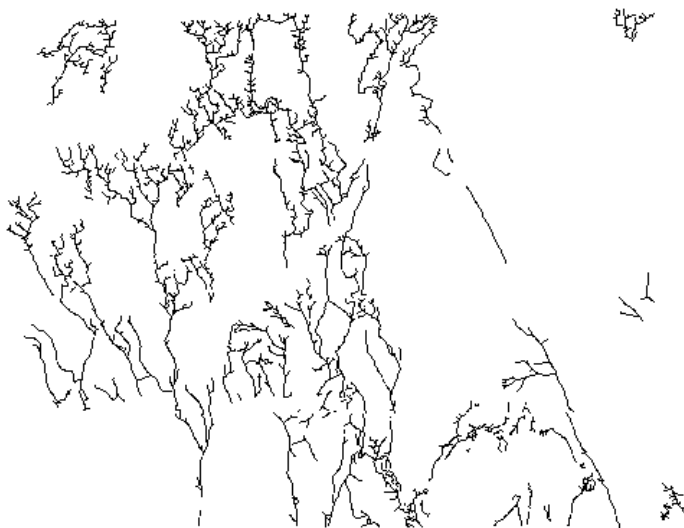


Рис. 3. Структура торосистых образований, выделенная по ортофотоплану.

- 2 телекамеры с возможностью записи изображения на борту или передачи в режиме реального времени на пункт управления для выполнения мониторинговой съемки, контроля условий полета и фактической видимости;
- цифровой фотоаппарат Canon 550 D для плановой аэрофотосъемки;
- тепловизионная камера для выполнения мониторинговой съемки с записью данных;
- поворотная камера для оперативного мониторинга ледяной поверхности по курсу полета самолета.

Опыт применения БЛА «Орлан-10» позволяет оценить этот комплекс как достаточно эффективное средство производства аэрофотосъемки последовательно совмещенных малых полигонов размером 1×1 км для построения ортофотопланов (рис. 3), оценки плотности гряд торосов, линейных размеров гряд и их направлений.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ДРЕЙФА ЛЕДЯНЫХ ПОЛЕЙ И АЙСБЕРГОВ

АНИИИ имеет достаточно длительный положительный опыт использования радиомаяков различных спутниковых систем (Inmarsat-C, ARGOS) и различных модификаций.

Все подобные устройства являются автономными и «теряемыми» (сбор обратно не предусмотрен) и предназначены для дистанционного мониторинга приповерхностного атмосферного давления и дрейфа ледяных образований с передачей результатов измерений через спутниковую систему определения местоположения и сбора данных (в настоящее время используются радиомаяки спутниковой системы ARGOS). Траектория движения радиомаяка определяется по результатам измерения координат встроенным приемником глобальной навигационной системы GPS, а также на базе эффекта Доплера (рис. 4). Синхронно с измерением координат производится измерение атмосферного давления, температуры корпуса радиомаяка, а также напряжения его источника питания. Передача информации происходит с дискретностью один час.



Рис. 4. Радиомаяк спутниковой системы ARGOS, установленный в припае.

Получаемые с помощью этих приборов сведения имеют уникальный характер и позволяют отслеживать дрейф ледяных образований (ледяные поля, айсберги) на обширных акваториях в течение длительного периода. Акватории, на которых использовалось это оборудование, включают в себя северо-восточную часть Баренцева моря, а также моря Печорское, Карское, Лаптевых и северную часть Обской губы, в которых ведутся исследования в интересах проектов по обустройству и введению в эксплуатацию шельфовых углеводородных месторождений и их береговой инфраструктуры. С 2004 г. специалистами ААНИИ успешно установлено более сотни подобных устройств, получены и обработаны траектории дрейфа различных ледяных образований (Ледяные образования..., 2006).

Одним из наиболее эффективных средств сбора информации об осадке, дрейфе льда и течениях являются притопленные автономные буйковые станции (ПАБС) оснащенные гидролокатором верхнего обзора и акустическим профилографом течений, позволяющие собирать натурные данные непосредственно в районе интересов. Наиболее распространенный вариант комплектации ПАБС: акустический доплеровский профилограф течений ADCP Workhorse Sentinel (производство Teledyne RD Instruments, США) и гидролокатор верхнего обзора для профилирования льда (ГПЛ) IPS (производство ASL Environmental Sciences, Inc., Канада). Энерговооруженность данного оборудования позволяет проводить наблюдения за параметрами окружающей среды с высокой частотой (ежесекундная фиксация осадки льда, скорости и направления течений и дрейфа льда с дискретностью 10 минут и т.д.) в течение года. В зависимости от комплектации, с помощью этих приборов возможно также определять параметры морского волнения.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЬДА И ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Методики изучения физико-механических свойств морского льда

Физико-механические свойства льда изучаются на основании кернов, выбуренных с помощью кольцевого бура или керноотборника из ровных ледяных полей, торосов, стамух и айсбергов. Описание структуры и текстуры льда являются одним из первых шагов в исследовании свойств морского льда. Текстура льда описывается на основании визуального осмотра продольного разреза и фотографирования кернов

льда. Основные особенности текстуры льда: прозрачность, цвет, наличие воздушных, минеральных и органических включений, их форма, размеры и распределение по горизонтам. Вертикальные и горизонтальные пластины льда толщиной 1–2 мм используются для изучения кристаллической структуры льда в поляризованном свете. Методические особенности изучения физики и механики льда представлены в работе (Смирнов и др., 2011).

Температура льда измеряется при помощи термометра ТЛ-4, диапазон измерений –20... +30 °С, или электротермометра GTN 175/Pt. Чтобы исключить радиационный прогрев во время измерения температуры, керн накрывается фольгированной пленкой. Соленость льда определяется по электропроводности талой воды, полученной из образцов льда с различных горизонтов ледяного образования. Кондуктометром с автоматической термокомпенсацией HI8733 измеряется проводимость полученного раствора, по которому определяется соленость. В соответствии с рекомендациями ИСО, по температуре и солености можно оценивать прочность льда. Плотность льда определяется путем измерения объема и взвешивания образца льда на электронных весах типа МК-6.2-A20.

Испытания прочности образцов льда при одноосном сжатии проводятся на гидравлическом прессе в комплекте с гидравлической станцией. Давление в рабочей камере прессы и перемещение поршня при деформировании образцов льда через систему датчиков регистрируются на компьютере; также давление в гидросистеме контролируется по показаниям образцового манометра. Цилиндрические образцы с осью, ориентированной перпендикулярно и параллельно поверхности ледяного покрова, изготавливались из кернов, выбуренных из ледяного покрова. Высота цилиндрических образцов льда составляла 290 мм, что удовлетворяет требованиям нормативных документов, предъявляемым к размерам образцов льда. Измерения проводятся при постоянной скорости деформирования льда. Отмечается характер разрушения образца льда: хрупкий или пластический. Прочность льда при одноосном сжатии (σ_c , МПа) определяется из соотношения:

$$\sigma_c = \frac{F}{S_0},$$

где: F — разрушающая сила (МН), S_0 — площадь поперечного сечения образца (м²).

Испытания пределов прочности ледяных дисков на изгиб проводятся на полевой испытательной машине ПИМ–200М. Диапазон скоростей хода опорной плиты от 0,1 мм/с до 5 мм/с. Продолжительность деформирования диска льда от момента приложения силы до разрушения диска льда составляет от 0,7 до 1,2 с. Максимальное значение силы в момент разрушения диска измеряется по показаниям динамометра. При испытаниях пластин диаметром 14,1 см, внутреннем диаметре подставки прессы 12,4 см и диаметре опытного цилиндра 1 см прочность круглой пластины определяется по формуле:

$$\sigma_{пл} = -2,08 \frac{P_{\max}}{h^2},$$

где $\sigma_{пл}$ — разрушающее напряжение (МПа), $P_{\max}$ — разрушающая нагрузка (МН), h — толщина льда (м).

Для испытания прочности ледяных консолей при изгибе на плаву выбирается ровный участок ледяного покрова однородной толщины без видимых трещин. Для выпиливания используются как цепная бензопила с шиной 1,2 м, так и ручная «канад-

ская» пила. Консольная балка должна иметь соответствующие размеры: соотношения длины консоли (l), ее ширины (b) и высоты (h_d) составляют $l \approx (6-8) \cdot h_d$, $b \approx (1-2) \cdot h_d$. При испытании регистрируется сила, действующая на свободный конец консоли, и перемещение свободного конца консоли. Напряжение σ_k (МПа) во льду у основания консоли (прочность консоли) определяется по формуле:

$$\sigma_k = \frac{6 \cdot F l}{b h_d^2},$$

где F — сила (МН), при которой происходит разлом консоли. Регистрация всех параметров испытания прочности консоли на изгиб производится на компьютере.

Метод испытания полномасштабной прочности морского льда на сжатие

В ААНИИ создана установка — скважинный зонд-индентор — для определения прочности льда на сжатие в естественных условиях. Установка состоит из гидростанции, зонда-индентора, шлангов высокого давления и регистратора/компьютера показаний датчиков давления, перемещения и сигналов трещинообразования во льду во время испытания (рис. 5). Подробное описание установки имеется в работе (Смирнов и др., 2011). Собственно зонд-индентор состоит из опорной плиты и гидроцилиндра с выдвигающимся штоком. Испытания проводятся в скважинах, пробуренных в ледяных образованиях с помощью мотобура диаметром 250 мм на глубину до 5 м. Зонд-индентор помещается в скважину, и через каждые 30 см производится испытание. Постоянство скорости внедрения индентора в лед может регулироваться в пределах 1–4,5 мм/с. Во время испытаний с дискретностью 100 Гц фиксируются изменение давления в гидросистеме, смещение индентора в стенку скважины и появляющиеся акустические сигналы.

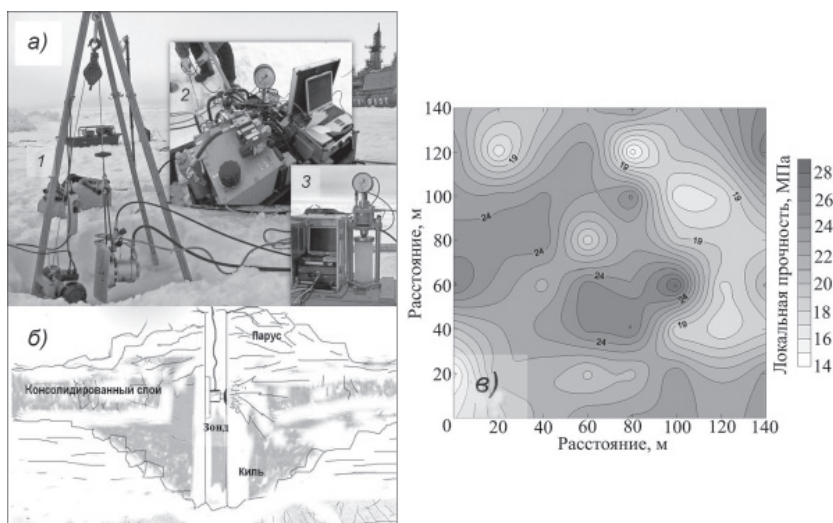


Рис. 5. Гидравлическая установка для комплексного исследования прочности льда на сжатие в ледяных образованиях.

а — оборудование: 1 — тренога над скважиной с зонд-индентором; 2 — гидростанция с регистратором показаний датчиков давления, перемещения и сигналов трещинообразования; 3 — гидропресс для традиционных испытаний прочности образцов льда. *б* — типичная схема расположения зонд-индентора в скважине торося для определения прочности консолидированного слоя и выделения его верхней и нижней границ. *в* — неоднородность прочности ледового полигона толщиной 1,2 м, определенная зонд-индентором.

На основании измерения разрушающего давления на горизонтах ледяного образования строятся вертикальные диаграммы, пересчитываемые затем в механические напряжения.

Таким образом, с помощью скважинного зонд-индентора определяется разрушающее напряжение, или локальная прочность льда. Методика рекомендована в Своде правил (СП, 2004) и международном стандарте ISO 19906 (2010), из которого следует привести замечание: «Результаты испытаний скважинным зонд-индентором широко характеризуют прочностные свойства льда *in situ* и представляют сравнительный индекс прочности. Испытания дают информацию о прочности льда при объемном напряженном состоянии. Некоторые эксперименты показали, что давление p_{ult} в скважине связано с прочностью образцов льда σ_c в диапазоне $2\sigma_c < p_{ult} < 4\sigma_c$. Другие испытания показали диапазон $3,5\sigma_c < p_{ult} < 5\sigma_c$. Большие величины $p_{ult} = 5$ даны в работе (Kovalev et al., 2004). При получении большего количества данных этот диапазон может быть изменен. Скважинным зонд-индентором важно изучать изменчивость прочности в весенне-летний период. Зонд может быть использован для выявления профиля неоднородности прочности ледовых дорог и консолидации торосов».

В работе (Palmer, Croasdale, 2012) также указывается, что возможности скважинного зонд-индентора позволяют адекватно интерпретировать результаты измерений и существенно улучшать точность вычислений ледовых нагрузок на сооружение, а также более корректно сравнивать свойства льда в различных регионах. Отмечается, что представляет большой интерес сокращение диапазона $\sigma_{c_{min}} < p_{ult} < \sigma_{c_{max}}$.

По данным последних работ в экспедициях ААНИИ в морях Карском и Лаптевых этот диапазон составил 4,5 – 5,0. При соответствующих экспериментах на полигонах выявляется пространственная неоднородность прочности льда, которая приводит к разным средним локальным значениям на вертикальных сечениях полигона. Разница средней прочности полигона достигает 10 % (рис. 5в).

Мониторинг физико-механического состояния ледяных образований

Инструментальный мониторинг проводится по двум направлениям: изучение физико-механического состояния льдов и разработка методов получения исходных данных по характеристикам полномасштабной прочности льда как одного из основных параметров, необходимых для проектирования ледостойких сооружений на арктическом шельфе и их безопасного функционирования. Обратная задача мониторинга состоит в том, чтобы по физико-механическим изменениям во льду и крупномасштабной динамической реакции льда на воздействия можно было судить об источниках сил, вызывающих эти изменения, и о возможностях прогнозирования возникновения экстремальных ледовых явлений. Определение вектора ускорения при подвижках позволяет с учетом массы дрейфующего ледяного покрова получать значения сил взаимодействия в физических терминах. Подобного рода динамические процессы в случае с шельфовыми инженерными сооружениями приводят к нежелательной вибрации и дополнительным динамическим нагрузкам (Palmer, Croasdale, 2012).

С применением комплекса приборов на льду — наклонометры, акселерометры, сейсмометры — созданы подходы к разработке прогнозирования процессов сжатия и разрушения с целью раннего выявления опасных ледовых явлений в реальном масштабе времени. Обнаружены признаки возникновения сжатия и разлома: импульсы микроподвижек и автоколебаний, возникающие за несколько минут/часов до сжатия и сдвигового разлома (Смирнов и др., 2013). На примере результатов мониторинга

состояния дрейфующих льдов показано, что в большинстве случаев не отмечается прямой связи процессов сжатия и торошения с местными гидрометеорологическими условиями. Выявлены характеристики мезо- и макромеханики морских льдов, и с привлечением снимков льда с ИСЗ и БЛА, произведена дешифровка изображений протяженных разломов, гряд торосов, разводий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В течение последнего десятилетия выполнены разработки и создано специализированное оборудование и измерительная техника для исследования ледяных образований (установки водяного термобурения льда, скважинные зонд-инденторы, измерители деформаций и напряжений и др.). На устройства и способы определения свойств морского льда получены патенты.

В комплексных ледоисследовательских экспедициях применялось современное отечественное и зарубежное оборудование для определения рельефа верхней (цифровой аэрофотоаппараты, тахеометры, беспилотные летательные аппараты) и нижней (сонары кругового обзора) поверхности ледяного покрова и айсбергов, измерения параметров дрейфа льдов и айсбергов (радиомаяки, доплеровские измерители течений и дрейфа льда).

На основании испытаний локальной прочности льда можно оценивать прочность ледяного покрова, не выбуривая керны и не испытывая образцы льда. Такой подход позволяет устранить несовершенство традиционной методики испытания прочности образцов льда и дополнить российский Свод правил соответствующими рекомендациями.

Возможности скважинного зонд-индентора еще предстоит выявить при решении многих ледотехнических задач: определение полномасштабной прочности льда с учетом его толщины, определение сил сцепления, измерение изменчивости средней локальной прочности участка/полигона ледяного покрова, выявление коэффициента снижения прочности морского льда в весенний период.

Метод инструментального мониторинга динамического состояния морских льдов позволяет выявлять физико-механические характеристики льда и, привлекая изображения льда с ИСЗ и БЛА, проводить дешифровку снимков с изображением разломов, гряд торосов, разводий.

За последние годы проведен цикл ледоисследовательских работ по изучению морфометрических и физико-механических свойств ледяных образований, динамики ледяных полей и айсбергов на шельфе морей Баренцева, Карского и Лаптевых по заказу ведущих отечественных и зарубежных нефтегазодобывающих компаний.

В перспективе планируется освоение нефтегазовых месторождений в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, имеющих существенные особенности ледового режима. Это обуславливает опережающее проведение ледоисследовательских работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дмитриевский А.Н., Пашин В.М., Караганов В.В., Кульпин Л.Г., Симонов Ю.А. Шельф России — перспективы добычи углеводородов и потребности в морских и береговых технических средствах // Сборник аннотаций докладов 8-й межд. конф. RAO'07, 11–13 сентября 2007. СПб., 2007. С. 36–37.

Ледяные образования морей Западной Арктики / Под ред. Г.К. Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.

Миронов Е.У., Гудкович З.М., Карклин В.П., Мюрмель К. Ледовые условия в Северном Ледовитом океане // Научные исследования в Арктике. Т. 3. СПб.: Наука, 2007. С. 24–62.

Миронов Е.У., Клячкин С.В., Порубаев В.С. Морфометрические характеристики гряд торосов и стамух по данным натурных наблюдений и модельных расчетов в северо-западной части Каспийского моря // Труды 9-й межд. конф. RAO'09, 15–18 сентября 2009. СПб., 2009. Т. 1. С. 280–286.

Миронов Е.У., Морев В.А., Порубаев В.С., Тюряков А.Б., Харитонов В.В. Метод водяного термобурения для исследования внутренней структуры ледяных образований // Труды 6-й международной конференции RAO'03, Санкт-Петербург, 16–19 сентября 2003. СПб., 2003. С. 355–359.

Миронов Е.У., Порубаев В.С. Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (89). С. 49–61.

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. М., 2000.

Свод правил «Инженерные изыскания на шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений», СП 11-114-2004. М., 2004. 76 с.

Смирнов В.Н., Миронов Е.У. Исследование прочности, морфометрии и динамики льда в инженерных задачах при освоении шельфа в замерзающих морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 5–15.

Смирнов В.Н., Панов Л.В., Соколов В.Т. Динамика процесса разлома дрейфующего ледяного поля станции «Северный полюс-38» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (100). С. 26–34.

Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Никитин В.А. Способ определения физико-механических характеристик ледяных образований в натурных условиях в скважинах. Патент на изобретение № 2348018, 2009.

Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Шейкин И.Б. Методическое пособие по изучению физико-механических характеристик ледяных образований как исходных данных для расчета ледовых нагрузок на берега, дно и морские сооружения. СПб.: ААНИИ, 2011. 178 с.

ISO/FDIS 19906: 2010 (E). Petroleum and natural gas industries – Arctic offshore structures. 2010. P. 435.

Kovalev S.M., Korostelev V.G., Nikitin V.A., Smirnov V.N., Shushlebin A.I. Application of a borehole jack for determining the local strength of fresh and sea ice // 17th International Symposium on Ice. S-Petersburg, IAHR, 2004. P. 147–153.

Palmer A.C., Croasdale K. Arctic Offshore Engineering. London: World Scientific, 2012. P. 357.

Ye.U. MIRONOV, Yu.P. GUDOSHNIKOV, V.N. SMIRNOV

CURRENT METHODS OF ICE STUDIES AND EXPLORATIONS ON THE SHELF OF THE ARCTIC SEAS

Current methods of observations and measurements of morphometric, physical-mechanical and dynamic characteristics of ice floes, ice ridges, stamukhas and icebergs are considered. These methods have been widely used in the last few years in ice studies and explorations in the Russian Arctic offshore.

Keywords: morphometry, physical-mechanical properties, dynamics, ice features, shelf, Arctic Seas.

**ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СКОРОСТИ
НАКОПЛЕНИЯ И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СНЕГА
В ИНДООКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ
ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ, ВКЛЮЧАЯ РАЙОН
ПОДЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА ВОСТОК**

*вед. инж. Д.О. ВЛАДИМИРОВА^{1,2}, канд. геогр. наук А.А. ЕКАЙКИН^{2,1},
канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ², д-р геол.-минерал. наук С.В. ПОПОВ³,
науч. сотр. Ю.А. ШИБАЕВ²*

¹ — Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле

² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, e-mail: vladimirova@aan.ru

³ — Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов. e-mail: spopov67@yandex.ru

Впервые на основании надежных полевых материалов составлены карты скорости накопления, изотопного состава и плотности снега для Индоокеанского сектора Восточной Антарктиды и, более детально, для района подледникового озера Восток. Анализ этих карт позволил установить региональные закономерности пространственной изменчивости указанных параметров. Обнаружен район минимальных значений изотопного состава и скорости аккумуляции снега. Показано, что в Центральной Антарктиде распределение гляцио-климатических характеристик с трудом подчиняется законам широтной зональности и высотной поясности, а на первое место выходит удаленность от источника влаги. Показан сложный характер взаимосвязи между изотопным составом снега и температурой воздуха в Центральной Антарктиде. Впервые продемонстрировано, что поверхность ледника над подледниковыми озерами является во многом уникальным местоположением с особыми метеорологическими и гляциологическими условиями.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, подледниковое озеро Восток, изотопный состав, картирование, пространственная изменчивость, скорость снегонакопления, снежная толща, физические свойства снега.

ВВЕДЕНИЕ

Пространственная изменчивость изотопного состава осадков и снежной толщи полярных районов позволяет судить о путях поступления влаги и метеорологическом режиме изучаемой территории. Это не только имеет фундаментальное значение с точки зрения гляцио-климатологии, но и помогает решать практические задачи — в частности, выбирать наиболее перспективные районы для бурения глубоких скважин и добычи ледяных кернов с целью детальных палеореконструкций в масштабе от десятилетий до 1,5 млн лет, что является одной из ключевых задач проекта IPICS — Международного сотрудничества в области наук о ледяных кернах (International

Partnership in Ice Core Sciences; см. <http://www.pages.unibe.ch/science/initiatives/ipics/index.html>). Изучение современного изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи позволяет более надежно интерпретировать получаемые палеогеографические данные об изменении местных температурных условий на основе современной связи изотопного состава осадков с температурой, получать информацию о региональных климатических изменениях и изменениях в гидрологическом цикле (Masson-Delmotte et al., 2008).

Лучшее понимание распределения скорости снегонакопления в Антарктиде важно с точки зрения изучения баланса массы этого материка, ледникового стока и вклада в уровень Мирового океана как за счет потери ледниковых масс, так и за счет эвстатического поднятия из-за снятия ледниковой нагрузки (Monaghan et al., 2006; Krinner et al., 2008). Рассмотрение закономерностей формирования скорости снегонакопления в районе подледникового озера Восток важно для оценки баланса массы ледника и оценки возраста льда в аспекте поиска древнейшего на планете льда, одним из наиболее вероятных мест нахождения которого является Ледораздел Б, прилегающий к району озера.

Закономерности формирования изотопного состава снега, его связи с метеорологическим режимом Центральной Антарктиды, а также пространственной структуры поля снегонакопления являются достаточно хорошо изученными (Ekaykin, 2003; Екайкин и др., 1998). О пространственном распределении этих характеристик в Восточной Антарктиде и, в частности, в Индоокеанском секторе известны лишь общие закономерности. Карта распределения изотопного состава поверхностного снега для этой территории, основанная на надежных полевых данных, была построена сравнительно недавно (Wang et al., 2009) в мелком масштабе, не дающем достаточно хорошего разрешения для изучения пространственной изменчивости изотопного состава снега в интересующем нас секторе. Для скорости снегонакопления имеются карты, построенные по данным дистанционного зондирования (Arthern et al., 2006), обобщение по всем научным трассам, выполненным в Антарктиде, в задачи которых входила оценка баланса массы (Favier et al., 2013), но единой карты, основанной на надежных данных полевых наблюдений, нет.

Данное исследование направлено на представление с помощью картографических методов и интерпретацию пространственного распределения скорости накопления снега и изотопного состава поверхностного слоя снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды с более подробным рассмотрением района подледникового озера Восток.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Скорость накопления снега

В настоящей статье под скоростью накопления (аккумуляции) снега мы понимаем баланс массы поверхности ледникового покрова, т.е. разность валовой аккумуляции (осадки, конденсация водяного пара и отложение снега за счет метелевого переноса) и абляции (сток талой воды, испарение и сдувание снега ветром) (Аверьянов, 1990; Швердтфегер, 1987).

Для определения скорости накопления снега в Антарктиде применяются две основные методики прямых наблюдений: измерения высоты накопившегося снега за точно известный промежуток времени и стратиграфические исследования в шурфах и скважинах, когда промежуток времени определяется по текстурным, физическим или химическим особенностям соседних горизонтов снежно-фирновой или ледяной толщи. Измерения прироста снежной толщи осуществляются путем последователь-

ного измерения высоты снегомерных вех, установленных в виде профилей или полигонов. Наблюдения в шурфах осуществляются путем стратиграфических описаний и определения границ годовых слоев по сезонным колебаниям изотопного и/или химического составов снега, или его электропроводности. В Центральной Антарктиде, где сезонный сигнал в снежной толще отсутствует, ее датировка производится на основании подсчета стратиграфических слоев. Предварительная датировка затем корректируется по маркерам абсолютного возраста (например, по слоям с повышенной электропроводностью, содержащим продукты извержения известных вулканов).

Изотопный состав поверхностного слоя снега

Под изотопным составом ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) подразумевается разность отношений абсолютной концентрации тяжелых изотопов в образце и стандарте относительно этого отношения для стандарта, выраженная в промилле. Например, для $\delta^{18}\text{O}$:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{standard}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{standard}}} \cdot 1000 \text{ ‰}$$

и аналогично для δD . За стандарт принимают океаническую воду Standard Mean Ocean Water (SMOW), в которой концентрации кислорода 18 и дейтерия равны, соответственно, 2005 и 156 ppm.

Поскольку испарение с поверхности океана протекает в неравновесных условиях, возникающих из-за недонасыщения водяного пара по отношению к океанической воде при данной температуре, возникает так называемый кинетический изотопный эффект. Показателем его интенсивности считается эксцесс дейтерия, который принято выражать следующим образом (Dansgaard, 1964): $\text{dxs} = \delta\text{D} - 8 \delta^{18}\text{O}$. Его величина слабо меняется в ходе равновесного процесса конденсации, таким образом сохраняя информацию о температурных условиях в источнике влаги (Jouzel et al., 1982), хотя в Центральной Антарктиде на значение dxs в осадках гораздо большее влияние оказывают местные условия (Salamatin et al., 2004).

Понижение температуры воздушной массы при ее движении из низких широт в высокие приводит к вымыванию из нее влаги, что, в свою очередь, ведет к изотопному фракционированию. Чем больше понижение температуры, тем больше изотопное истощение и тем ниже изотопный состав осадков. Таким образом, в первом приближении принято считать, что изменение изотопного состава осадков отражает изменение местной температуры воздуха.

Полевые материалы

Для исследования пространственной изменчивости изотопного состава, скорости накопления и плотности поверхностного слоя снега нами были использованы следующие материалы: результаты наблюдений по вехам, установленным на трассах Мирный–Восток (1970–1973 гг.) и Прогресс–Восток (с сезона 53-й РАЭ, январь 2008 г.), результаты гляциологических наблюдений, проводившихся в районе подледникового озера Восток в ходе геофизических (радиолокационных и сейсмических) научных походов начиная с 45-й РАЭ (декабрь 1999 г.), гляциологических наблюдений, проводившихся в окрестностях станции Восток во время научных походов на базе снегоходов ski-doo начиная с сезона 57-й РАЭ (январь 2012 г.), эпизодических наблюдений и гляциологических работ в исследуемом секторе начиная с 1980-х гг.

Данные по скорости снегонакопления в районе подледникового озера Восток включают два набора. Первый — надежные значения снегонакопления, полученные в результате речных снегомерных наблюдений и по снежным шурфам, для которых имеется абсолютная датировка снежной толщи.

Второй набор данных включает материалы гляциологических наблюдений (измерение плотности снега и определение стратиграфии снежной толщи) в 37 шурфах, вскрытых во время радиолокационных научных походов в период с 47 по 53-ю РАЭ, для которых нет надежных датировок снежной толщи. В этом случае мы использовали очевидную зависимость между средней толщиной стратиграфического слоя в шурфе и средней скоростью снегонакопления в данной точке.

Из 37 указанных шурфов 28 расположены в районах, надежно обеспеченных данными по снегонакоплению, полученными в результате речных наблюдений и по шурфам с абсолютной датировкой снежной толщи. Мы выявили значимую корреляцию ($r=0,64$) между значениями средней толщины стратиграфических слоев в точке наблюдения и скоростью снегонакопления в этой же точке. Эта зависимость была использована для расчета скорости снегонакопления по всем 37 точкам из второго набора данных, которые затем были добавлены в общую базу данных скорости снегонакопления в районе озера Восток и использованы для построения соответствующей карты. Использование толщины стратиграфических слоев как величины скорости снегонакопления напрямую не представляется возможным, поскольку в районах с малой скоростью аккумуляции вероятность пропуска годовых слоев составляет 15–20 % (Екайкин и др., 1998).

В настоящую работу также включены данные по скорости снегонакопления в Индоокеанском секторе Антарктиды, содержащиеся в опубликованной базе данных по балансу массы Антарктиды (Favier et al., 2013), и данные по изотопному составу поверхностного снега, также опубликованные в базе данных для всего Антарктического континента (Masson-Delmotte et al., 2008; Xiao et al., 2012).

Таким образом, для Индоокеанского сектора была получена база данных, состоящая из 1286 точек данных по снегонакоплению и 718 точек по изотопному составу поверхностного снега. Для района подледникового озера Восток количество точек наблюдений составляет, соответственно, 226 и 305.

Измерения изотопного состава в лаборатории

Измерения изотопного состава поверхностного снега проводились на лазерных анализаторах изотопного состава Picarro L1102-i и L2120-i в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и антарктического НИИ. В данном приборе применяется технология абсорбционной спектроскопии по затуханию света (WS-CRDS) (детальное описание доступно на сайте <http://www.picarro.com>). Более ранние измерения образцов, полученных до появления описанной технологии, были проведены при помощи классического масс-спектрометрического метода, основанного на определении отношения массы к заряду ионов. Масс-спектрометрические измерения были проведены в Лаборатории наук о климате и окружающей среде (ЛНКОС), Сакле, Франция. Во всех случаях точность измерений была не хуже 0,5 и 0,05 % для дейтерия и кислорода 18 соответственно, что на 1–2 порядка меньше естественной изменчивости.

Построение карт

Имеющиеся у нас данные были использованы для построения набора карт с помощью программного обеспечения Surfer-11: карты скорости снегонакопления, изотопного состава поверхностного снега для Индоокеанского сектора и для района

подледникового озера Восток, а также карты значений плотности поверхностного снега и эксцесса дейтерия только для района озера Восток.

Координаты точек наблюдений и отбора образцов были преобразованы из географических (широта — долгота, $^{\circ}$, $^{\circ}$, $^{\circ}$) в плоские прямоугольные (X – Y , м) по методике Б.С. Кузьмина, Б.А. Литвинова (1961), основанной на применении уравнения связи географических координат и прямоугольных для одной точки к рассматриваемому участку эллипсоида с выбором центрального меридиана, по которому получается наименьшее искажение.

Особенностью анализируемых параметров является наличие естественного шума в рядах, не позволяющего интерполировать значения между соседними точками и требующего пространственного сглаживания. Естественный шум обусловлен влиянием форм снежного микро- и мезорельефа, возникающих из-за эолового воздействия, а также наличием постдепозиционных эффектов. Для пространственного сглаживания всех наборов данных, кроме данных по аккумуляции снега над озером Восток, был применен фильтр дубликатов (duplicate filter), определяющий среднее арифметическое значение картируемого параметра в радиусе 5–15 км для карт по району озера Восток и 20 км для карт по всему сектору. Для данных по скорости снегонакопления в районе озера Восток был применен метод спектрального анализа (singular spectrum analysis — SSA (Broomhead, King, 1986; Fraederich, 1986; Vautard, Ghil, 1989)) в программном обеспечении AnalySeries 2.0.8 (Paillard, 1996), позволивший разделить ряд на частотные компоненты, на общий нелинейный тренд и случайный шум, не имеющий периодичности, который и был удален из данных по профилю VFL, проходящему вдоль линии тока ледника в южной части озера, и S51 в центральной части подледникового озера Восток.

Графическое отображение полученных параметров было осуществлено путем гридирования, т.е. создания целостной математической модели исследуемого параметра (грида) с постоянством шага по осям плоских прямоугольных координат. Для определения величины шага (размера ячейки грида) существуют несколько методик в зависимости от исходных данных и картографируемого параметра (Hengl, 2006). Нами был применен способ определения, основанный на величине картографируемой площади, количестве точек данных и вероятности встречи пар случайно распределенных точек на определенном расстоянии. Все карты, представленные в настоящей статье, построены с превышением точности грида (уменьшением размера пикселя), рекомендуемого для случайно распределенных точек данных, активных после сглаживания, на 5–10 км для сектора и 0,2–3,5 км для района озера Восток (см. табл. 1).

Построение карт было осуществлено геостатистическим методом кригинга. При интерполяции значений между узлами грида методом кригинга значению в каждой реальной точке данных приписывается определенный вес, зависящий от расстояния от узла до точки, достоверности данных, направления естественной изменчивости картографируемого параметра. Анизотропность данных и естественный тренд учитываются через вариограмму. Вариограмма представляет собой меру изменчивости изучаемого параметра и является функцией двух переменных — дистанции между двумя точками наблюдений и направления изменчивости данных (Cressie, 1991). Вариограммное моделирование осуществляется подбором модельной функции к набору точек реальной вариограммной функции. В качестве моделей, описывающих вариограммы, были использованы линейная, рациональная квадратическая и пента-

Характеристики сходных данных и результатов гридирования

Карта, единицы измерения	ИОС_акк., мм в.э./год	ИОС $\delta^{18}\text{O}$, ‰	ОВ_акк., мм в.э./год	ОВ_плотность, г·см ⁻³	ОВ $\delta^{18}\text{O}$, ‰	ОВ_dxs, ‰
Площадь, км ²	1526777	1230603	31574	25893	30762	30570
Размер грида, узлов	100×90	100×65	85×50	85×50	85×50	85×50
Активные данные*	183	214	226	44	111	112
Всего точек наблюдений	1286	718	226	264	305	281
Действительный размер пикселя, км	13,164	13,936	2,77	2,508	2,734	2,725
Рекомендуемый размер пикселя, км	22,835	18,958	2,955	6,065	4,162	4,130
Допуск фильтра дубликатов, км	20×20	20×20	SSA	15×15	5×10	5×10
Понск, км	4000	4000	203	100	262,5	262,5
Функция, описывающая вариограмму	пента- сферическая	рациональная квадратическая	пента- сферическая	линейная	пента- сферическая	пента- сферическая
Среднее арифметическое реальных данных	140	-44,6	25,7	0,339	-56,1	14,8
Стандартное отклонение реальных данных	128	10,2	7,8	0,016	1,1	1,4
Среднее арифметическое модельных данных	139	-44,6	25,7	0,338	-56,1	14,8
Стандартное отклонение модельных данных	118	10,1	4,4	0,01	0,8	1
Коэффициент корреляции реальных данных и рассчитанных при гридировании	0,92	0,98	0,54	0,43	0,7	0,7
Стандартное отклонение разности реальных и расчетных значений	50	1,8	6,6	0,015	0,8	1

* Данные, оставшиеся для построения грида после фильгирования

сферическая функции как наилучшим образом описывающие реальные распределения точек на вариограммном графике. Вариограммное моделирование используется для количественной оценки пространственной непрерывности данных. На основе вариограммной модели, построенной отдельно для каждого набора данных, было произведено интерполирование значений исследуемого параметра между узлами грида методом кригинга.

Мерой точности карты является ошибка грида (Попов и др., 2007), определяемая как стандартное отклонение разности N реальных измерений Z_i от грида Z'_i :

$$\sigma_G = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (Z_i - Z'_i)^2}$$

Ошибки гридов приведены в таблице 1. Отметим, что наблюдаемая ошибка грида в большей степени связана с естественной изменчивостью данных, а не с погрешностью картирования. Иными словами, полученное стандартное отклонение реальных данных и модельных во всех случаях меньше стандартного отклонения исходных данных, что связано с большой долей шума в рядах (см. выше).

Проверка гридов и точности описания ими тенденций в реальных данных осуществлялась через перекрестную оценку (cross validation), когда из набора реальных данных последовательно исключается по одному значению, рассчитывается интерполированное по указанной вариограммной модели и сравнивается с реальным значением в этой точке. Показателем является коэффициент корреляции между расчетными данными и реальными. Кроме того, в расчет принималось изменение дисперсии данных, которая должна была снижаться, т.к. естественные ряды, как было указано выше, обладают естественным шумом, а целью было выделить общие пространственные тенденции в рядах.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопный состав поверхностного слоя снега в Индоокеанском секторе

В пространственном распределении изотопного состава поверхностного слоя снега в Индоокеанском секторе Антарктиды доминирующим является закон высотной поясности: чем выше, тем ниже температура воздуха, тем ниже изотопный состав осадков, о чем говорят изолинии изотопного состава снега, воспроизводящие изолинии высоты поверхности (рис. 1 цв. вклейки). На рис. 2а показана зависимость δD от высоты для профилей Мирный–Восток, Прогресс–Восток, Южный полюс–Восток и Жонг-Шан–Купол А. Ниже уровня конденсации влаги, т.е. до высоты 1500–2000 м над уровнем моря изотопный состав снега меняется мало, начиная с 2000 м до 3400 м концентрация тяжелых изотопов резко уменьшается с высотой. Выше 3400 м абсолютная высота поверхности перестает быть доминирующим фактором в определении изотопного состава поверхностного снега. Так, на профиле Мирный–Восток после станции Комсомольская высота поверхности изменяется мало, а изотопный состав продолжает уменьшаться, что связано со снижением температуры и увеличением расстояния от берега. На профиле Жонг-Шан – Купол А зависимость от высоты сохраняется, но даже на высоте 4093 м изотопный состав ($\delta^{18}O$), равный $-54,4\text{‰}$, не превышает таковой на Востоке ($-56,5\text{‰}$ – $-57,2\text{‰}$, 3488 м). На профиле Прогресс – Восток изотопный состав монотонно растет с высотой до Купола Б, затем делает петлю. На этом профиле между Куполом Б и Востоком обнаружена по крайней мере одна точка, в которой высота поверхности выше, а изотопный состав ниже, чем на Востоке.

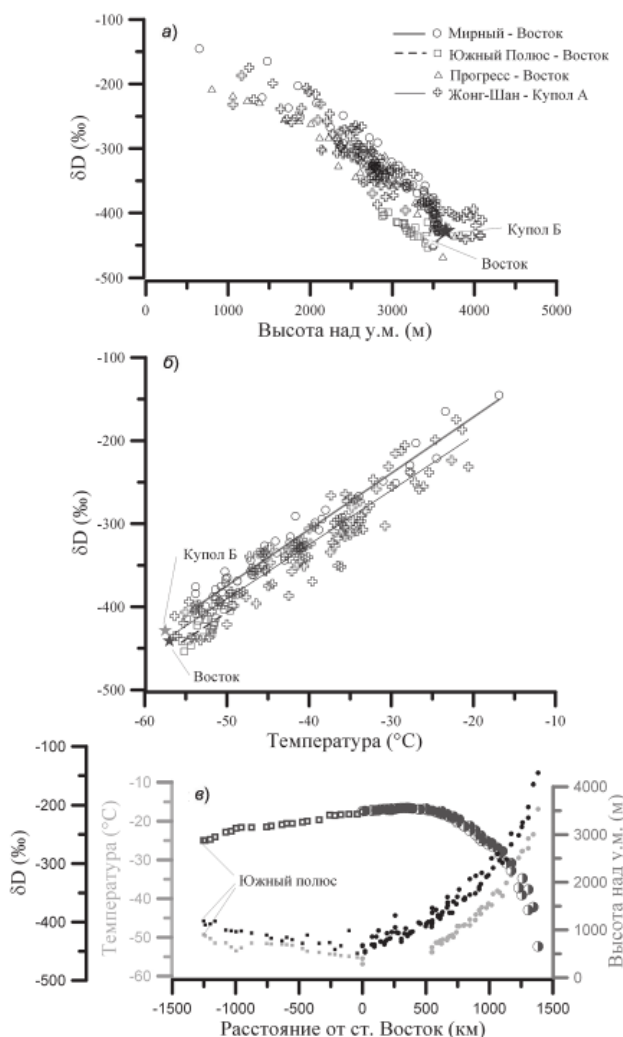


Рис. 2. Зависимость изотопного состава поверхностного снега от абсолютной высоты поверхности ледника (а), приземной температуры (б) и распределение указанных параметров вдоль профиля Мирный — Комсомольская — Восток — Южный полюс (в).

Рассмотрим зависимость изотопного состава снега от температуры для профилей Мирный—Комсомольская, Южный полюс—Восток и Жонг-Шан—Купол А (рис. 2б). От побережья до районов Центральной Антарктиды (до средней годовой температуры около -54°C) сохраняется строгая линейная зависимость с коэффициентом $6,5\text{--}6,8\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ (для δD). В Центральной Антарктиде между станциями Комсомольская и Восток этот коэффициент приблизительно в 2,5 раза больше при том, что расположены станции на одной высоте, но разница средних годовых температур составляет $2,9^{\circ}\text{C}$. Между Востоком и Куполом Б изотопно-температурный коэффициент, напротив, нулевой: Купол Б имеет приблизительно такую же температуру, как Восток, а изотопный состав там выше.

При относительно небольших различиях в средней годовой температуре воздуха на этих станциях на первый план с точки зрения формирования изотопного состава выходят следующие факторы: 1) эффективная температура конденсации: большая часть осадков в Центральной Антарктиде формируется за счет «осадков из ясного неба» (Ekaeikin, 2003), образующихся во всей толще слоя инверсии. Эффективная температура конденсации снижается по мере удаления от берега за счет формирования осадков в более низких частях слоя инверсии даже при сохранении одного и того же вертикального профиля температуры; 2) увеличение доли местной влаги в общем количестве осадков по мере удаления от океана, что приводит к снижению их средневзвешенного изотопного состава. 3) соотношение количества осадков разного типа; 4) интенсивность постдепозиционных процессов, т.е. изотопного обмена отложенного снега с водяным паром в районах с малой аккумуляцией снега (Waddington et al., 2002; Town et al., 2008).

Согласно результатам изотопного моделирования (Salamatin et al., 2004), изотопный состав осадков находится также под влиянием условий в источнике влаги: чем ниже температура в месте формирования воздушной массы, тем выше изотопный состав осадков. Так, Южный полюс, находящийся в Тихоокеанском секторе Антарктики, получает влагу из более низких широт, а район станции Комсомольская (Индоеокеанский сектор) — из более высоких широт.

На рис. 2в представлено распределение высоты поверхности, температуры и изотопного состава снега вдоль профиля Южный полюс–Восток–Комсомольская–Мирный. Температура действительно убывает с высотой повсеместно, кроме интервала между станциями Восток и Комсомольская. Наибольшая высота поверхности отмечается между этими станциями, но наименьшие значения температуры и изотопного состава располагаются вблизи (чуть южнее) станции Восток. Возможно, в интервале между Востоком и Комсомольской есть зона еще меньших значений температуры, но, к сожалению, у нас нет данных для этого интервала. Дж. Тёрнер с соавторами (Turner et al., 2009) полагают, что минимальные температуры на Востоке в сравнении со станциями, расположенными выше, могут быть объяснены существованием очень плоской малошероховатой поверхности ледника над подледниковым озером Восток, что подавляет турбулентность и способствует развитию инверсионного слоя. В этом случае в северной части озера должны наблюдаться еще более низкие приземные температуры воздуха.

Поверхностный снег в районе станции Восток, вероятно, характеризуется самым низким изотопным составом во всей Антарктиде. По-видимому, ключевым фактором в данном случае является расстояние от источника влаги. Действительно, удаление Востока от побережья Индоеокеанского сектора Южного океана составляет около 1400 км, тогда как для пунктов Купол А, Купол Б, Купол Фуджи и Комсомольская эта величина составляет, соответственно, 1180, 1020, 1000 и 860 км. Чтобы проверить это предположение, необходимо исследовать изотопный состав снежной толщи в районе Полюса недоступности. Расстояние от Востока до второго возможного источника влаги — района моря Росса — составляет порядка 1300 км, но из-за наличия орографического препятствия на пути движения воздушной массы (Трансантарктических гор) Индоеокеанская воздушная масса, вероятно, преобладает в исследуемом районе.

На карте, составленной Й. Вангом с соавторами (Wang et al., 2009) для всей Антарктиды в Индоеокеанском секторе изотопный состав также подчиняется закону высотной поясности и также обнаруживает нарушения в Центральной Антарктиде.

Отмечаются расхождения реальных значений изотопного состава поверхностного снега с рассчитанным по абсолютной высоте и географической широте местности, которые связываются с местными температурными условиями, различными условиями в источнике влаги и процессами конденсации при движении воздушной массы (Masson-Delmotte et al., 2008), постдепозиционными процессами, метелевым переносом, сложной местной топографией (Ekaykin et al., 2002; Frezzotti et al., 2004; Neumann, Waddington, 2004). Модель обратной траектории воздушной массы (Reijmer et al., 2002) также указывает на Индоокеанский сектор Южного океана как главный источник влаги для района ст. Восток. Согласно (Morgan et al., 1997) нарушения на ледоразделах могут наблюдаться из-за влияния орографической тени на воздушные массы, пересекающие ледораздел, но в нашем случае скорее склон Ледораздела Б задерживает приходящие воздушные массы, вследствие чего на участке трассы Комсомольская — Прогресс наблюдается изгиб в изолиниях изотопного состава.

Скорость снегонакопления в Индоокеанском секторе

На рис. 3 цвет. вклейки показана карта скорости снегонакопления для Индоокеанского сектора Антарктиды. Как и изотопный состав, скорость накопления снега подчиняется закону высотной поясности. Нарушения этой закономерности отмечаются в Центральной Антарктиде: минимум накопления тяготеет к минимуму изотопного состава, поскольку, по-видимому, на них влияет одна и та же причина — удаленность от источника влаги. Также наблюдаются аномалии в краевых частях ледника, связанные с частотой прохождения циклонов и/или с интенсивностью метелевого выноса снега. Природа сохраняющихся при различных типах вариограммного моделирования изгибов изолиний в южных частях профилей Прогресс — Восток и Жонг-Шан — Купол А пока остается необъясненной.

Интересно, что полученная нами средняя скорость накопления снега в Индоокеанском секторе (140 мм в.э./год) совпадает со значениями, определенными Р. Артерном с соавторами (Arthern et al., 2006) и Дж. Чёрчем с соавторами (Church et al., 2001) для всей Антарктиды: 143 ± 4 мм в.э./год и 149 мм в.э./год соответственно. Составленная ранее карта скорости снегонакопления для всей Антарктиды (Arthern et al., 2006) предполагает резкое убывание скорости снегонакопления в прибрежных районах, большие значения скорости аккумуляции снега на материковом склоне, примыкающем к шельфовому леднику Шеклтона (250–450 мм в.э./год), по сравнению со склоном, примыкающим к заливу Прюдс (350–200 мм в.э./год), и пространственную гомогенность поля скорости снегонакопления на большей территории Индоокеанского сектора с скоростью аккумуляции порядка 20–200 мм в.э./год, что совпадает с полученными нами тенденциями. Отмечено также (Arthern et al., 2006), что поле снегонакопления сильно сглажено, т.к. в действительности существует сильные локальные неоднородности, связанные с влиянием метеорологических факторов, которые присутствовали и в наших рядах.

Изотопный состав поверхностного снега в районе подледникового озера Восток

Распределение изотопного состава снега в районе подледникового озера Восток в первом приближении подчиняется закону широтной зональности: в южной и северной частях озера изолинии простираются субширотно, причем концентрация тяжелых изотопов увеличивается с юга на север (рис. 4). Нарушение зональности наблюдается в центральной части озера, где расстояние между изолиниями увеличивается, градиент становится менее резким и простирается в субмеридиональном направлении.

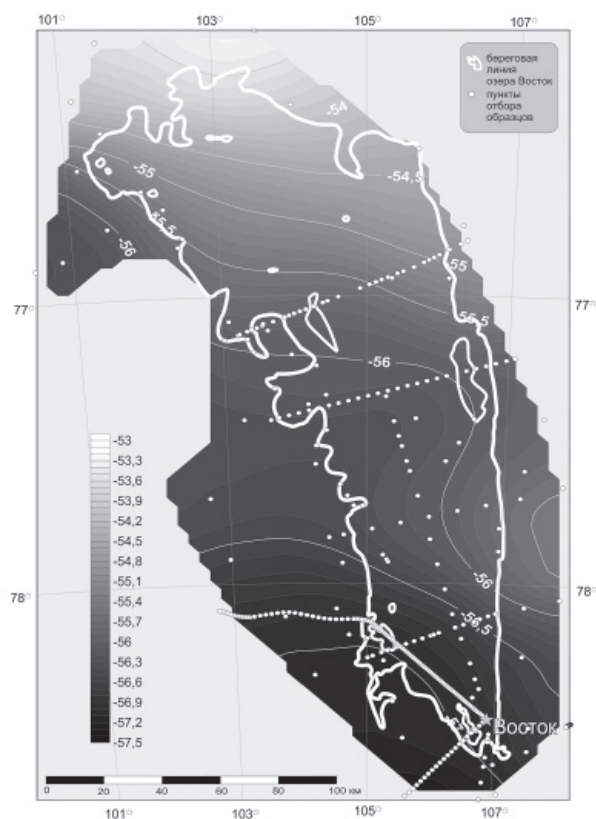


Рис. 4. Распределение изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) поверхностного снега в районе подледникового озера Восток.

Представленная здесь карта хорошо совпадает с предыдущей версией, опубликованной в (Екайкин и др., 2011), но включает значительно больший объем данных. Существует одно существенное отличие между двумя версиями карты изотопного состава поверхностного снега: в карте 2011 г. ось минимальных значений изотопного состава проходит через станцию Восток, простираясь в западно-северо-западном направлении. Это было интерпретировано как расположение в данном районе границы раздела воздушных масс, приходящих из Индийского и Тихого океанов. В нынешней версии карты благодаря новым данным видно, что минимум изотопного состава расположен к юго-западу от станции за пределами карты, что также может быть отмечено по карте изотопного состава снега для Индоокеанского сектора (рис. 1). Таким образом, весь исследуемый район находится в зоне влияния Индийского океана. По-видимому, влияние Тихого океана ограничено наличием барьера (Трансантарктических гор), вследствие чего воздушные массы из Тихого океана поступают в обход, через Южный полюс.

Интересно, что в районе озера Восток нарушается закон высотной поясности, так ярко проявляющийся в Антарктиде в континентальном масштабе (см. выше). Действительно, при движении на север высота ледника увеличивается, и одновременно растет концентрация тяжелых изотопов. Очевидно, в данном случае широтный эффект и расстояние от берега перевешивают высотный эффект.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-53,5\text{‰}$ на севере озера до $-57,2\text{‰}$ на его крайнем юге. Такое изменение изотопного состава соответствует изменению приземной температуры, равному $4,6\text{ °C}$, согласно изотопно-температурному градиенту, установленному для исследуемого сектора (рис. 2), или же изменению температуры конденсации, равному $3,0\text{ °C}$, согласно изотопному моделированию (Salamatin et al., 2004). Очень мало вероятно, что климат меняется так сильно в пределах этого относительно небольшого региона. Вероятно, на пространственную изменчивость изотопного состава снега в районе подледникового озера Восток также оказывают влияние изменение эффективной температуры конденсации и увеличение доли местной влаги в общем количестве осадков.

*Экссесс дейтерия в образцах поверхностного снега
в районе подледникового озера Восток*

Распределение эксцесса дейтерия в изучаемом районе (рис. 5) почти прямо противоположно распределению кислорода 18 (рис. 4), что характерно для процесса фракционирования изотопов при образовании твердых осадков в ледяных облаках (Salamatin et al., 2004). Единственное отклонение от этой зависимости наблюдается в северной части озера: минимум кислорода 18 смещен на северо-запад, а максимум dxs — на северо-восток озера, однако это может быть обусловлено недостатком данных в этом районе.

Поверхностная плотность снега в районе подледникового озера Восток

В отличие от предыдущих характеристик, плотность поверхностного слоя снега (рис. 6) характеризуется ярко выраженным азональным распределением. Плотность снега ниже над зеркалом озера ($< 0,335\text{ г/см}^3$), чем за его пределами ($> 0,335\text{ г/см}^3$). Согласно (Липенков и др., 1998), плотность снега зависит в первую очередь от климатических факторов — скорости ветра и температуры воздуха. Но климатический режим в районе озера Восток на площади $15,7\text{ тыс. км}^2$ не может существенно различаться. Мы предполагаем, что такое распределение плотности снега связано с наклоном поверхности ледника, составляющим $0\text{--}0,5\text{ м/км}$ над акваторией озера, что гораздо меньше наклона за его пределами ($> 1,5\text{ м/км}$). Это, вероятно, приводит к изменению поля кататических (связанных с силой тяжести, а не с барическим полем) ветров: над плоской, почти горизонтальной, поверхностью озера они затухают, что уменьшает плотность снега.

Скорость снегонакопления в районе подледникового озера Восток

На рис. 7 представлена карта скорости накопления снега в районе озера Восток. Распределение этого параметра характеризуется сочетанием зональности и азональности, что может быть связано как с климатическими причинами, так и с недостатком и неравномерным распределением точек наблюдения. Измерение скорости снегонакопления предполагает либо минимум двукратное посещение пункта для установки и повторного измерения высоты снегомерной вехи, либо проведение трудоемких работ по откопке снежных шурфов и бурению скважин. Кроме того, по своей природе скорость снегонакопления обладает довольно большой пространственной изменчивостью, существенно возрастающей в местах с большим пространственным градиентом наклона поверхности (Екайкин et al., 2012), например, вблизи береговой черты озера Восток.

В первом приближении скорость накопления снега подчиняется закону широтной зональности: с юго-юго-запада на северо-северо-восток скорость снегонакопления увеличивается приблизительно в 1,5 раза, с 23 мм в.э./год в районе станции Восток до 34 мм в.э./год на северной оконечности озера. В отличие от изотопного состава, минимум накопления снега к юго-западу от станции выражен нечетко вследствие большой пространственной изменчивости вдоль профиля SW (в юго-западном на-

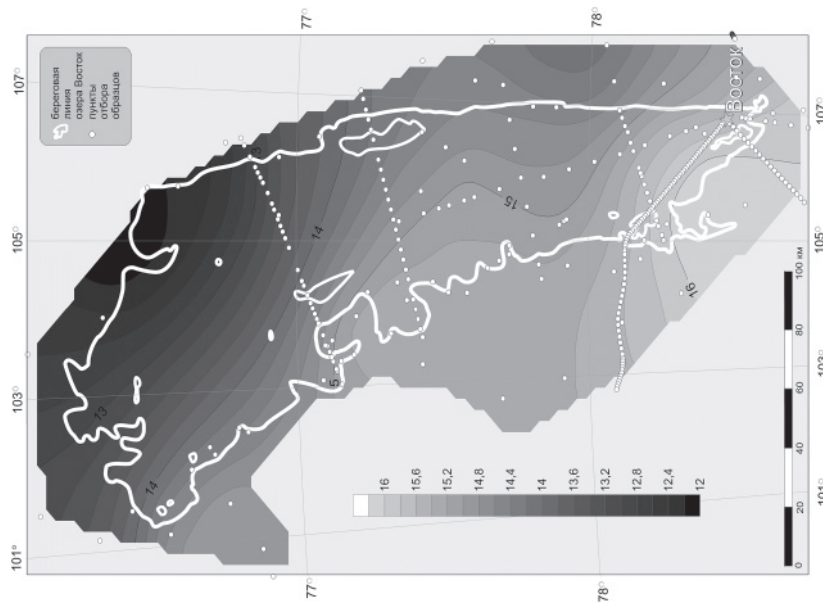


Рис. 5. Экспесс дейтерия (‰) в поверхностном снеге в районе подледникового озера Восток.

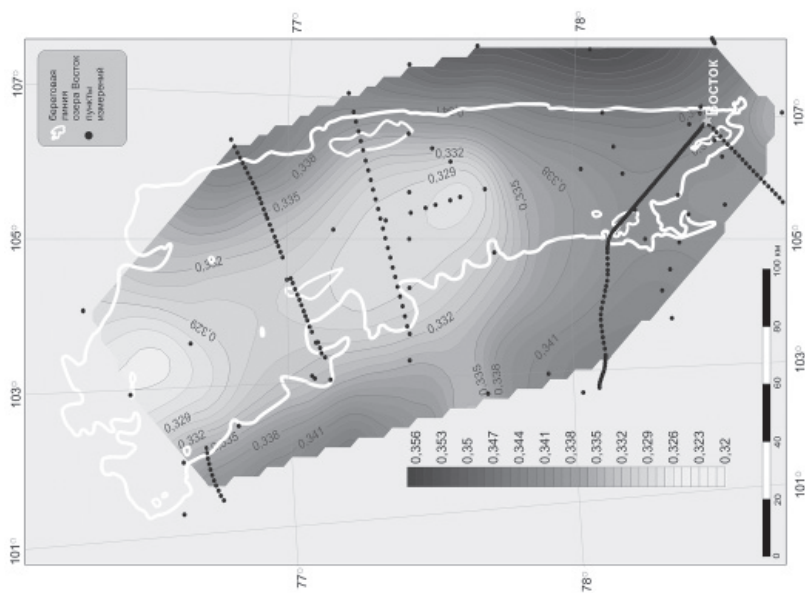


Рис. 6. Поверхностная плотность снега (г/см³) в районе подледникового озера Восток.

правлении от ст. Восток). Пространственный градиент скорости накопления очень неравномерный: во всей южной половине озера скорость накопления приблизительно одинаковая (23–26 мм в.э./год), затем на расстоянии всего лишь в 60 км скорость снегонакопления увеличивается на 30 % до 34 мм в.э./год. Предполагается, что такой сильный пространственный градиент связан не с изменением количества осадков, а с интенсивностью метелевого переноса, то есть гляциологические факторы преобладают над климатическими.

На рис. 8 представлен спутниковый снимок района озера Восток (RADARSAT, 1998), на котором ярко выражены следы метелевого переноса снега, особенно интенсивные в средней части озера вблизи того места, где наблюдается сильный пространственный градиент скорости накопления снега (рис. 7). При этом в южной части озера таких следов не наблюдается. В таком случае повышенное накопление в северной части озера может объясняться выносом снега с западного борта озера. Это подтверждается тем фактом, что на большей части профиля NVFL (проходящего от северо-западного берега озера до Купола Б) скорость накопления равна 29 мм в.э./год, и лишь возле берега озера она резко увеличивается до 34–37 мм в.э./год (Екайкин et al., 2012). По-видимому, скорость накопления 29 мм в.э./год — «нормальное» (обусловленное количеством осадков) значение, а дополнительные 5 мм в.э./год прибавляются за счет метелевого переноса. В таком случае и изменение направления изолиний изотопного состава (рис. 4, 5) в центральной части озера может быть объяснено присутствием привнесенного из района Купола Б снега.

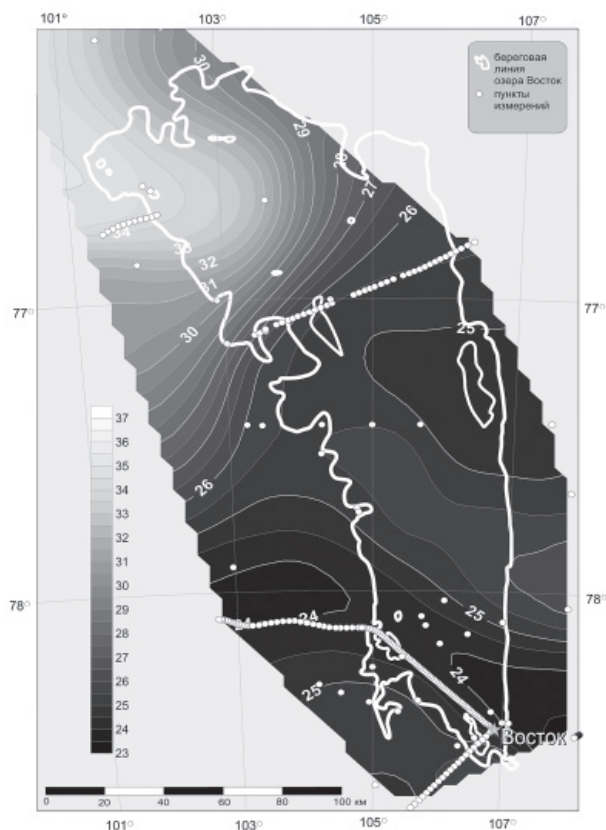


Рис. 7. Скорость снегонакопления (мм в.э./год) в районе подледникового озера Восток.

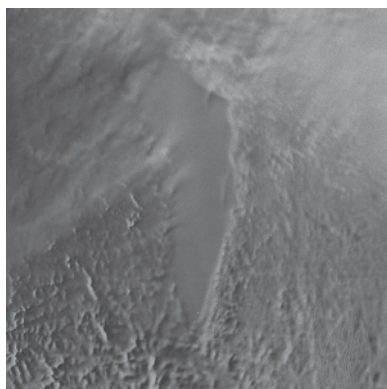


Рис. 8. Спутниковый снимок поверхности ледника района подледникового озера Восток (RADARSAT, 1998).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые на основании надежных полевых данных, получаемых начиная с 25-й САЭ (1970 г.), и результатов лабораторных анализов были построены карты изотопного состава, скорости накопления и плотности снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды и, более детально, в районе подледникового озера Восток. Анализ этих карт позволил установить ряд закономерностей пространственной изменчивости указанных параметров.

Показан сложный характер взаимосвязи между изотопным составом снега и температурой воздуха в Центральной Антарктиде (области с температурами ниже около 54 °С), где распределение гляцио-климатических характеристик с трудом подчиняется законам широтной зональности и высотной поясности, а на первое место выходит удаленность района от источника влаги.

Обнаружено, что область минимума изотопного состава и скорости накопления снега находится не в ближайших окрестностях станции Восток, как считалось ранее, а в юго-юго-западном секторе от Востока на удалении не менее 40 км. Район подледникового озера Восток находится преимущественно под влиянием Индоокеанской воздушной массы, а граница раздела Тихоокеанской и Индоокеанской воздушных масс проходит не над акваторией озера Восток, а ближе к Южному полюсу.

Полученные результаты указывают на необходимость более подробного изучения района между станциями Восток и Комсомольская в аспекте пространственной изменчивости изотопного состава поверхностного снега и его связи с температурой воздуха и высотой поверхности, принимая во внимание нарушение здесь закона высотной зональности. Кроме того, для проверки преимущественного влияния расстояния от источника влаги необходимо уточнение изотопного состава снега в районе Полюса недоступности как наиболее удаленного от берега пункта в Восточной Антарктиде. Наиболее важной задачей последующих исследований является объяснение закономерностей формирования изотопного состава и скорости накопления снега во внутриматериковой части Индоокеанского сектора Восточной Антарктиды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 13-05-00607. Авторы благодарят участников Российской антарктической экспедиции и Полярной морской геологоразведочной экспедиции за помощь в полевых работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьянов В.Г.* Гляциоклиматология Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 220 с.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И.* Пространственно-временная структура поля снегонакопления в районе станции Восток, Восточная Антарктида // Вестник СПбГУ. 1998. Сер. 7. Вып. 4 (28). С. 38–50.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И., Пети Ж.Р., Массон В.* Изотопный состав поверхностного слоя снежной толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 69–79.
- Екайкин А.А., Шибяев Ю.А., Липенков В.Я., Саламатин А.Н., Попов С.В.* Гляциогеофизические исследования линий тока льда, проходящих через подледниковое озеро Восток // Полярная криосфера и воды суши. М.: Paulsen, 2011. С. 48–69.
- Кузьмин Б.С., Литвинов Б.А.* Руководство по геодезии. Изд-во ВИА, 1961. 721 с.
- Липенков В.Я., Екайкин А.А., Барков Н.И., Пурше М.* О связи плотности поверхностного слоя снега в Антарктиде со скоростью ветра // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 148–158.
- Попов С.В., Харитонов В.В., Масолов В.Н., Лейченко Г.Л., Котляков В.М., Москалевский М.Ю.* Проект ABRIS: ледниковый покров и коренной рельеф района куполов Аргус, Конкордия, Титан и Фуджи (Восточная Антарктида) // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 75–86.
- Швердтфегер В.* Погода и климат Антарктики. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 264 с.
- Arthern R.J., Winebrenner D.P., Vaughan D.G.* Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. 1–10.
- Bull C.* Snow accumulation in Antarctica // Research in the Antarctic. Washington, DC: Am. Assoc. for the Adv. of Sci., 1971. P. 367–421.
- Broomhead D.S., King G.P.* Extracting qualitative dynamics from experimental data // Physica D. 1986. Vol. 20. P. 217–236.
- Church J.A., Gregory J.M., Huybrechts P., Kuhn M., Lambeck K., Nhuan M.T., Qin D., Woodworth P.L.* Changes in Sea Level, In Climate Change 2001: The Scientific Basis // Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. P. 641–693.
- Cressie N.A.C.* Statistics for Spatial Data. New York: John Wiley and Sons, 1991. 928 p.
- Dahe Q., Petit J. R., Jouzel J., Stievenard M.* Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition // J. Glaciol. 1994. Vol. 40. № 134. P. 107–118.
- Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. Vol. 16. P. 436–468.
- Ding M., Xiao C., Li Y., Ren J., Hou S., Jin B., Sun B.* Spatial variability of surface mass balance along a traverse route from Zhongshan station to Dome A, Antarctica // Journal of Glaciology. 2011. Vol. 57. № 204. P. 658–666.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A.* Spatial distribution of the snow accumulation rate along the ice flow lines between Ridge B and Lake Vostok // Лед и снег. 2012. Вып. 4. С. 122–128.
- Ekaykin A.A.* Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness // PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2003. 136 p.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.J.* The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station over the past 200 years // Ann. Glaciol. 2004. Vol. 39. P. 569–575.
- Favier V., Agosta C., Parouty S., Durand G., Delaygue G., Gallée H., Drouet A.-S., Trouvilliez A., Krinner G.* An updated and quality controlled surface mass balance dataset for Antarctica // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 583–597.
- Fraedrich K.* Estimating the dimension of weather and climate attractors // J. Atmos. Sci. 1986. Vol. 43. P. 419–432.

- Frezzotti M., Pourchet M., Flora O., Gandolfi S., Gay M., Urbini S., Vincent C., Becagli S., Gragnani R., Proposito M., Severi M., Traversi R., Udisti R., Fily M. New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements // *Clim. Dyn.* 2004. Vol. 23 (7–8). P. 803–813.
- Frezzotti M., Scarchilli C., Becagli S., Proposito M., Urbini S. A synthesis of the Antarctic surface mass balance during the last 800 yr // *The Cryosphere*. 2013. Vol. 7. P. 303–319.
- Ghil et al. Advanced spectral methods for climatic time series // *Reviews of geophysics*, 2002. Vol. 40. P. 1–1–1–41.
- Higham M., Craven M. Surface Mass Balance and Snow Surface Properties from the Lambert Glacier Basin Traverses 1990–94 // *Antarctic CRC Research report* 9. 1997. P. 1–129.
- Jouzel J., Merlivat L., Lorius C. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum // *Nature*. 1982. Vol. 299. № 5885. P. 688–691.
- Hengl T. Finding the right pixel size // *Computers and Geosciences*. 2006. Vol. 32 (9). P. 1283–1298.
- Krinner G., Guicherd B., Ox K., Genthon C., Magand O. Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century // *J. of Climate*. 2008. Vol. 21. P. 938–962.
- Lorius C.G. Lambert R., Hagemann L., Merlivat, Ravoire J. Dating of firn layers in Antarctica: Application to the determination of the rate of snow accumulation // *International Symposium on Antarctic Glaciological Expedition*, Int. Coun. of Sci. Unions, Hannover, U.S.A., 3–7 Sept., 1968. P. 3–15.
- Masson-Delmotte V., Hou S., Ekaykin A.A., Jouzel J., Aristarain A., Bernardo R.T., Bromwich D., Cattani O., Delmotte M., Falourd S., Frezzotti M., Gallee H., Genoni L., Isaksson E., Landais A., Helsen M., Hoffmann G., Lopez J., Morgan V., Motoyama H., Noone D., Oerter H., Petit J.R., Royer A., Uemura R., Schmidt G.A., Schlosser E., Simoes J.C., Steig E., Stenni B., Stievenard M., van den Broeke M., van de Wal R., van den Berg W.-J., Vimeux F., White J.W.C. A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation and isotopic modeling // *J. of Climate*. 2008. Vol. 21. № 13. P. 3359–3387.
- Medhurst T.G. Glaciological measurements in western Wilkes Land, Antarctica // *ANARE Research Notes*. 1985. № 28. P. 174–179.
- Monaghan A.J., Bromwich D.H., Wang S.H. Recent trends in Antarctic snow accumulation from polar MM5 simulations // *Philos. T. R. 2006. Soc. A*. Vol. 364. P. 1683–1708.
- Morgan V.I. Antarctic ice sheet surface oxygen isotope values // *J. Glaciol.* 1982. Vol. 28. P. 315–323.
- Neumann T.A., Waddington E.D. Effects of firn ventilation on isotopic exchange // *J. Glaciol.* 2004. Vol. 169. P. 183–194.
- Paillard D. Macintosh program performs time-series analysis // *Eos*. 1996. Vol. 77. № 39. P. 379.
- Petit J.R., White J.W.C., Young N.W., Jouzel J., Korotkevich Y.S. Deuterium excess in recent Antarctic snow // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. P. 5113–5122.
- Pourchet M., Bartarya S.K., Maignan M., Jouzel J., Pinglot J.F., Aristarain A.J., Furdada G., Kotlyakov V.M., Mosley-Thompson E., Preiss N., Young N.W. Distribution and fall-out of ¹³⁷Cs and other radionuclides over Antarctica // *J. Glaciol.* 1997. Vol. 43. P. 435–445.
- RADARSAT Antarctic Mapping Project // *Proc. of the Post Antarctic Imaging Campaign-I Working Group Meeting*. BPRC Report. 1998. 40 p.
- Reijmer H., van den Broeke R., Scheele M.P. Air parcel trajectories and snowfall related to five deep drilling locations in Antarctica based on the ERA-15 dataset // *J. of Clim.* 2002. Vol. 15. P. 1957–1968.
- Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *MGI*. 2004. Vol. 97. P. 24–34.

- Smith B.T., van Ommen T.D., Morgan V.I.* Distribution of oxygen isotope ratios and snow accumulation rates in Wilhelm II Land, East Antarctica // *Ann. Glaciol.* 2002. Vol. 35. P. 107–110.
- Town M.S., Waddington E.D., Walden V.P., Warren S.G.* Temperatures, heating rates and vapour pressures in near-surface snow at the South Pole // *J. Glaciol.* 2008. Vol. 54 (186). P. 487–498.
- Turner J., Anderson P., Lachlan-Cope T., Colwell S., Phillips T., Kirchgaessner A., Marshall G.J., King J.C., Bracegirdle T., Vaughan D.G., Lagun V., Orr A.* Record low surface air temperature at Vostok Station, Antarctica // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. D24102. P. 1–14.
- Vautard R., Ghil M.* Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series // *Physica D.* 1989. Vol. 35. P. 395–424.
- Waddington E.D., Steig E.J., Neumann T.A.* Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited // *Ann. Glaciol.* 2002. Vol. 35. P. 118–124.
- Wang Y., Hou S., Masson-Delmotte V., Jouzel J.* A new spatial distribution map of $\delta^{18}\text{O}$ in Antarctic surface snow // *Geophys. Res. Letters.* 2009. Vol. 36. L06501. P. 1–5.
- Xiao C., Ding M., Masson-Delmotte V., Zhang R., Jin B., Ren J., Li C., Werner M., Wang Y., Cui X., Wang X.* Stable isotopes in surface snow along a traverse route from Zhongshan station to Dome A, East Antarctica // *Climate Dynamics.* 2013. Vol. 41. P. 2427–2438.
- Young N.W.* Measured velocities of interior East Antarctica and the state of mass balance within the I.A.G.P. area // *J. Glaciol.* 1979. Vol. 24. № 90. P. 77–87.
- Young N.W., Pourchet M., Kotlyakov V.M., Korolev P.A., Dyurgerov M.B.* Accumulation distribution in the IAGP area, Antarctica: 90° E–150° E // *Ann. Glaciol.* 1982. Vol. 3. P. 333–338.

D.O. VLADIMIROVA, A.A. EKAYKIN, V.YA. LIPENKOV, S.V. POPOV, YU.A. SHIBAEV

SPATIAL VARIABILITY OF THE ACCUMULATION RATE AND ISOTOPIC COMPOSITION OF THE SNOW IN INDIAN OCEAN SECTOR OF EAST ANTARCTICA INCLUDING THE VICINITY OF SUBGLACIAL LAKE VOSTOK

For the first time on the base of reliable field data the maps of accumulation rate, isotopic composition and density of the snow were built for Indian ocean sector of East Antarctica and particularly for the vicinity of subglacial lake Vostok. Interpretation of these maps allowed us to assume regional regularities of the variability of defined parameters. The area of minimum values of the isotopic composition and accumulation of the snow was found. It was also shown that in Central Antarctica the distribution of glaciological and climatic characteristics does not obey well the rules of latitudinal and altitudinal zonality and is predominantly controlled by distance to the moisture source. The complicated interconnection between snow isotopic composition and surface air temperature in Central Antarctica was depicted. It was demonstrated for the first time that the surface of the glacier above subglacial lakes presents a unique locality with special meteorological and glaciological conditions.

Keywords: East Antarctica, subglacial Lake Vostok, isotopic composition, mapping, spatial variability, accumulation rate, snow thickness, physical properties of snow.

МОНИТОРИНГ КОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЫ И СОСТОЯНИЯ МАГНИТОСФЕРЫ ПО НАЗЕМНЫМ ДАННЫМ О МАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ В ПОЛЯРНЫХ ШАПКАХ (PC ИНДЕКС)

д-р физ.-мат. наук О.А. ТРОШИЧЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: olegtro@aari.ru

Первоначально PC индекс был введен как индикатор магнитной активности, которая генерируется в полярных шапках под воздействием межпланетного электрического поля E_{KL} . Одноминутный PC индекс рассчитывается независимо по данным околополюсных станций Туле в Гренландии (PCN) и Восток в Антарктике (PCS) с использованием единой методики. В 2013 г. PC индекс был одобрен Международной ассоциацией геомагнетизма и аэронауки (МАГА) как новый международный индекс магнитной активности, характеризующий поступающую в магнитосферу энергию солнечного ветра. Об этой отличительной особенности PC индекса свидетельствуют следующие экспериментальные результаты: 1) рост PC индекса всегда предшествует развитию магнитных бурь и суббурь; 2) поведение PC индекса перед началом суббури определяется вариациями поля E_{KL} ; 3) внезапное начало суббури, как правило, связано с резким увеличением скорости роста PC (и E_{KL}); 4) временная задержка ΔT в отклике PC на изменение параметров солнечного ветра определяется скоростью роста поля E_{KL} (dE_{KL}/dt); 5) частота появления суббурь достигает максимума, когда величина PC превышает пороговое значение $\sim (1,5 \pm 0,5)$ мВ/м; 6) для всех типов суббурь характерна линейная связь между величинами PC и AL; 7) главная фаза магнитных бурь (депрессия магнитного поля) начинает развиваться, когда PC устойчиво превышает пороговое значение $\sim 1,5$ мВ/м; 8) развитие магнитной бури следует с задержкой ~ 1 ч за временным ходом PC, как следствие, интенсивность магнитной бури (Dst_{min}) определяется величиной предшествующего максимума PC_{max}; 9) отсутствие корреляции между E_{KL} и PC в $\sim 10\%$ рассмотренных суббурь свидетельствует о том, что в этих случаях солнечный ветер, зафиксированный спутником ACE на удалении $\sim 1,5$ млн км от Земли, не касался магнитосферы.

Ключевые слова: PC индекс, межпланетное электрическое поле, магнитосферные суббури, магнитные бури, взаимодействие солнечный ветер — магнитосфера — ионосфера.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время текущий прогноз космической погоды (с заблаговременностью менее 1 часа) осуществляется по измерениям параметров солнечного ветра на спутнике ACE в точке Лагранжа L1, где сила притяжения Солнца уравновешивается силой притяжения Земли (на расстоянии 1,5 млн км от Земли). Мониторинг геофизических процессов в магнитосфере — области, контролируемой магнитным полем Земли, основывается на данных наземных магнитных и авроральных наблюдений и спутниковых измерений параметров магнитосферной плазмы. В качестве показателей состояния магнитосферы обычно используются AL и AE индексы магнитной

возмущенности в авроральной зоне (как индикаторы магнитосферной суббури) и Dst индекс (как индикатор мировой магнитной бури).

Для описания связи между вариациями параметров солнечного ветра в точке Лагранжа и состоянием магнитосферы используются гипотетические функции взаимодействия (“coupling functions”), представляющие собой различные комбинации параметров солнечного ветра, коррелирующие наилучшим образом с теми или иными индикаторами состояния магнитосферы. К настоящему времени предложено более 15 разновидностей функции взаимодействия. Все эти функции были выведены, исходя из теоретических концепций или предположений о природе влияния солнечного ветра на магнитосферу, а не из каких-либо прямых экспериментальных данных. Реальные физические механизмы, определяющие взаимодействие между солнечным ветром и магнитосферой, не изучены и практически остаются неизвестными. Всесторонний анализ, проведенный в работах (Newell et al., 2007, 2008), показал, что разные функции взаимодействия хорошо коррелируют только с определенными магнитосферными характеристиками и при определенных физических условиях. Универсальная функция, если она существует, должна включать скорость солнечного ветра (V_{SW}) в 1-й (или немного большей) степени, тангенциальную компоненту ММП (B_T) в 1-й (или немного меньшей) степени и синус угла между тангенциальной компонентой ММП и геомагнитным диполем ($\theta_c/2$) во 2-й (или большей) степени. Оказалось, что этому условию наилучшим образом соответствует такая функция взаимодействия, как межпланетное электрическое поле, определенное по формуле (Kan, Lee, 1979):

$$E_{KL} = V_{SW} \cdot B_T^2 \cdot \sin^2(\theta_c/2). \quad (1)$$

В реальности для прогноза (наукастинга) состояния магнитосферы необходимы постоянные наблюдения на границе магнитосферы (магнитопаузе), там, где происходит действительный контакт солнечного ветра с магнитным полем Земли. Однако такие наблюдения принципиально нельзя реализовать, даже при наличии нескольких спутников, так как спутники движутся по своим орбитам, а магнитопауза все время меняет свое положение в пространстве. В этих обстоятельствах особое значение приобретает любая косвенная, спутниковая или наземная, оперативная информация о поступающей в магнитосферу энергии солнечного ветра. В работе (Troshichev, Janzhura, 2012) было предложено использовать в качестве индикатора этой энергии PC индекс магнитной активности в полярной шапке (рис. 1).

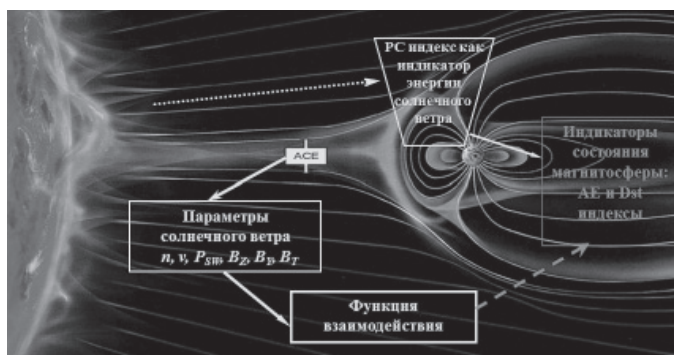


Рис. 1. Схематическая иллюстрация методов мониторинга взаимодействия солнечного ветра с магнитосферой Земли.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И МЕТОДИКА РАСЧЕТА РС ИНДЕКСА

Как показывают измерения на спутниках (Armstrong, 1974), под воздействием солнечного ветра в магнитосфере постоянно генерируются «продольные» (текущие вдоль силовых линий геомагнитного поля) электрические токи, которые распределяются вдоль приполюсной (Region 1) и экваториальной (Region 2) границ аврорального овала. Продольные токи области R1 втекают в ионосферу на утренней стороне и вытекают из ионосферы на вечерней стороне овала, при этом их интенсивность определяется скоростью солнечного ветра и ориентацией межпланетного магнитного поля (Langel, 1975; McDiarmid et al., 1977; Iijima, Potemra, 1982) или в конечном счете межпланетным электрическим полем (Bythrow, Potemra, 1983). Под действием этих продольных токов в полярной ионосфере генерируются специфические системы электрических полей и токов, которые ответственны за магнитные DP2 возмущения (Kuznetsov, Troshichev, 1977; Gizler, Troshichev, 1979; Troshichev, Tsyganenko, 1979; Troshichev, 1982).

DP2 возмущения как особый тип магнитной активности, не зависящей от магнитных суббурь (DP1), были выделены в работе (Obayashi, 1967). Было показано (Nishida, 1968a,b; Nishida, Maezawa, 1971), что DP2 возмущения тесно связаны с южной (B_{zs}) компонентой ММП. Распределение DP2 возмущений имеет наиболее однородный характер в околополюсной области, где векторы магнитного возмущения δF ориентированы приблизительно в направлении утро-вечер. Как показал анализ (Troshichev, Andrezen, 1985), DP2 возмущения наилучшим образом коррелируют с вариациями межпланетного электрического поля E_{KL} , определенного по формуле (Kan, Lee, 1979): $E_{KL} = V_{SW} \cdot (B_z^2 + B_y^2)^{1/2} \cdot \sin^2(\theta_c/2)$. Это означает, что наземные наблюдения DP2 возмущений могут быть использованы для мониторинга поля E_{KL} , воздействующего на магнитосферу.

РС индекс был разработан и внедрен в практику (Troshichev et al., 1979; Troshichev, Andrezen, 1985; Troshichev et al., 1988) как индекс магнитной DP2 возмущенности, возникающей в полярной шапке (*Polar Cap*) при воздействии на магнитосферу межпланетного электрического поля E_{KL} . В основе методики определения РС индекса, детально описанной в монографии (Troshichev, Janzhura, 2012), лежит процедура определения статистически обоснованных параметров α , β и φ , характеризующих связь между величинами поля E_{KL} и магнитными DP2 возмущениями:

$$\delta F = \alpha E_{KL} + \beta, \quad (2)$$

где φ — угол, характеризующий ориентацию вектора δF относительно линии Земля — Солнце. Корреляционные соотношения между величинами δF и E_{KL} рассматривались при различных значениях угла φ , и то значение угла φ , при котором корреляция достигала максимальной величины, принималось как оптимальное (т.е. соответствующее действительному направлению вектора δF). Именно для этого угла φ фиксировались коэффициенты регрессии α и β , связывающие величины δF и E_{KL} .

Поскольку распределение векторов возмущения δF имеет наиболее однородный характер в центре полярной шапки, для анализа были использованы данные магнитных наблюдений на околополюсных станциях Северного и Южного полушарий. Как было показано в работе (Troshichev et al., 2011a), характер связи между межпланетным электрическим полем E_{KL} и магнитными DP2 возмущениями остается неизменным в цикле солнечной активности. Поэтому параметры α , β , и φ для станций Туле и Восток были определены по данным о E_{KL} и δF за полный цикл солнечной активности (за 1998–2009 гг.). Таблицы параметров α , β , и φ были получены, с 5-минутным разрешением, на каждый из 365 дней года.

В дальнейшем эти параметры использовались для оперативного расчет *PC* индекса по текущим данным о величине *DP2* возмущений на станциях Туле и Восток

$$PC = \xi E_{KL} = \xi(\delta F - \beta)/\alpha, \quad (3)$$

где ξ — коэффициент размерности, принимаемый за единицу для удобства сопоставления *PC* индекса с межпланетным электрическим полем. Таким образом, *PC* индекс определяется как величина, пропорциональная интенсивности полярного магнитного возмущения (δF), прокалиброванная по амплитуде межпланетного электрического поля E_{KL} с учетом сезона и момента времени UT. Расчеты проводятся независимо для станций Туле (северный *PCN* индекс) и Восток (южный *PCS* индекс). Как показал анализ (Troshichev et al., 2006), различие между полем E_{KL} , измеренным на спутнике ACE, и *PC* индексами, рассчитанными по наземным магнитным данным, не превышает, в среднем, 1 мВ/м.

На основании работ (Troshichev, Janzhura, 2009; Troshichev et al., 2011a,b), где анализировалась связь магнитной активности в полярных шапках с развитием магнитосферных суббурь и магнитных бурь, был сделан вывод (Troshichev and Janzhura, 2012), что *PC* индекс можно рассматривать как индикатор энергии солнечного ветра, поступающей в магнитосферу. В этом качестве *PC* индекс был одобрен в 2013 г. Международной ассоциацией геомагнетизма и аэронауки (XII Ассамблея МАГА, г. Мерида, Мексика) как новый международный индекс магнитной активности. Принципиальное отличие *PC* индекса от индексов магнитной активности *AL/AE* и *Dst*, введенных в практику полвека назад, заключается в том, что *PC* индекс свидетельствует об энергии солнечного ветра, поступающей в магнитосферу, тогда как «авроральные» *AL/AE* индексы и *Dst* индекс показывают, какая часть энергии, аккумулированной ранее в магнитосфере, реализуется в форме магнитосферных суббурь и магнитных бурь. В данной работе суммируются последние результаты детального анализа связи *PC* индекса с поведением межпланетного электрического поля E_{KL} , с одной стороны, и связи *PC* индекса с развитием магнитных суббурь и бурь, с другой стороны.

PC ИНДЕКС И РАЗВИТИЕ МАГНИТНЫХ СУББУРЬ

Чтобы получить надежные количественные соотношения между поведением магнитной активности в полярных шапках и развитием магнитных суббурь, были рассмотрены все суббури с внезапным началом (SO), наблюдавшиеся в период максимума солнечной активности (1998–2001 гг.). Под магнитной суббурей с внезапным началом подразумевается магнитное возмущение в авроральной зоне с резким увеличением амплитуды (не менее 100 нТл) за временной интервал < 10 мин. За рассматриваемый период было выделено 1798 событий, удовлетворяющих этому требованию: 195 событий (12 %), стартовавших на фоне спокойного поля, были квалифицированы как изолированные суббури; 1418 возмущений, наблюдавшихся на фоне повышенной магнитной активности, были квалифицированы как «развитые» суббури; 153 возмущения, которым предшествовал долгий период неизменной (низкой или умеренной) магнитной активности в авроральной зоне и в полярной шапке, были квалифицированы как «задержанные» суббури. В 32 случаях (< 2 %) не наблюдалось какой-либо связи между изменениями в *PC* и *AL* индексах, и они были исключены из рассмотрения. Для анализа использовался метод наложенных эпох, что позволило выявить характер поведения *PC* и *AL* индексов в различных условиях.

Рассмотрение количественных соотношений между поведением PC индекса и развитием суббурь с внезапным началом показало (Troshichev et al., 2014), что рост PC индекса всегда предшествует или совпадает с внезапным началом суббури. При этом не было выявлено какой-либо зависимости момента начала и интенсивности суббури от длительности фазы роста PC индекса: магнитуа внезапного начала не только не возрастает, а наоборот, показывает тенденцию к уменьшению при увеличении фазы роста PC индекса. При более детальном рассмотрении временной эволюции PC индекса перед внезапным началом суббури оказалось, что действительным триггером внезапного начала суббури является «скачок PC » — резкий рост PC индекса на фоне ранее неизменного или медленно увеличивающегося уровня PC или «реверс PC » — рост PC индекса после кратковременного уменьшения его величины.

Статистический анализ соотношений между PC и AL индексами был проведен для изолированных и развитых суббурь при разделении суббурь на подгруппы в соответствии с величиной PC индекса в момент внезапного начала (PC_0) и сигнатурами поведения PC индекса перед SO. Рис. 2 дает примеры временной эволюции PC и AL индексов в ходе развитых суббурь с сигнатурой «скачок PC » для трех наиболее статистически обоснованных уровней PC_0 : 1, 1,5 и 2 мВ/м. Тонкие линии на рис. 2 представляют временную эволюцию PC и AL индексов в ходе индивидуальных событий, толстая сплошная линия показывает поведение средних для данной подгруппы суббурь значений PC и AL . Можно видеть, что внезапное начало магнитных суббурь связано с резким ростом величины PC , происходящим либо перед SO, либо одновременно с SO.

Средние величины PC и AL были рассчитаны для всех подгрупп суббурь с числом событий $N > 3$. В итоге был получен временной ход средних значений PC и AL для 18 подгрупп изолированных суббурь и для 45 подгрупп развитых суббурь. Независимо от типа суббури, принципиально важным является факт резкого увеличения скорости

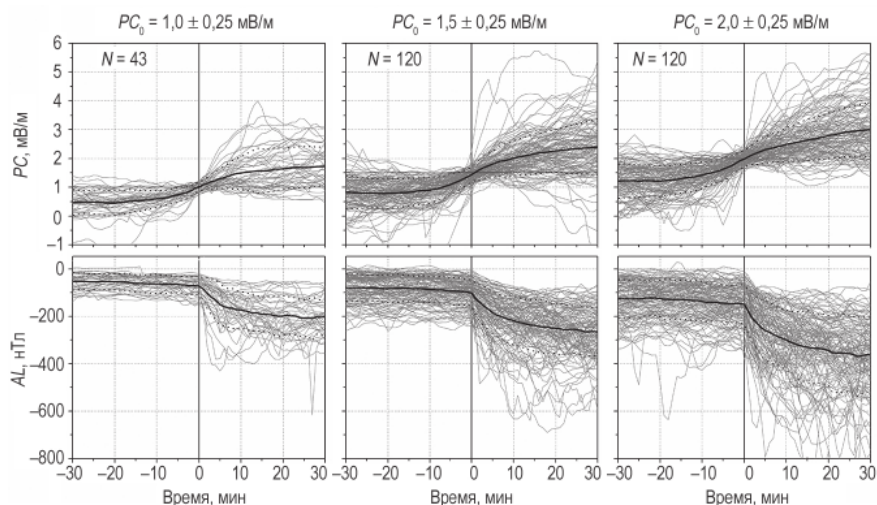


Рис 2. Временная эволюция индексов PC и AL в ходе суббурь со скачком PC индекса, предшествующим началу суббури, при значениях PC_0 : 1, 1,5 и 2 мВ/м. Тонкие линии показывают изменения PC и AL индексов в ходе индивидуальных событий, толстая сплошная линия представляет поведение средних для данной подгруппы суббурь значений PC и AL .

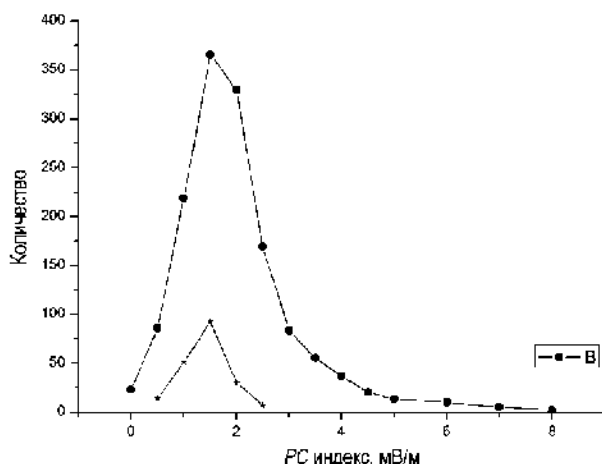


Рис. 3. Распределение числа изолированных (слева) и развитых (справа) суббурь по величинам PC_0 , роста PC индекса на фоне предшествующего периода медленного роста, или стагнации, или кратковременного уменьшения PC . Скорость роста PC не изменяется в связи с началом суббури, и рост PC индекса, начавшийся перед внезапным началом, продолжается и после SO. Магнитная возмущенность в авроральной зоне (AL индекс) остается неизменной (или незначительно увеличивается) вплоть до момента SO.

Рис. 3 показывает распределение числа изолированных (нижняя кривая) и развитых (верхняя кривая) суббурь по величинам PC_0 . Большинство изолированных суббурь начинается при величине PC_0 от 1 до 2 мВ/м. Развитые суббури могут начинаться как при низком ($PC_0 < 0,5$ мВ/м), так и высоком ($PC_0 > 4,5$ мВ/м) уровне магнитной активности в полярной шапке, однако 77 % развитых суббурь приходится на интервал $PC_0 = 1 \dots 2,5$ мВ/м.

Зная ход средних значений PC и AL для суббурь с разными уровнями PC_0 , легко вывести статистически обоснованное соотношение между величинами AL и PC для любого момента в ходе суббури. Рис. 4 показывает соотношение между AL и PC на фазе роста (в моменты T_0 , $T_0 - 5$ мин, $T_0 - 20$ мин) и на фазе экспансии суббури (момен-

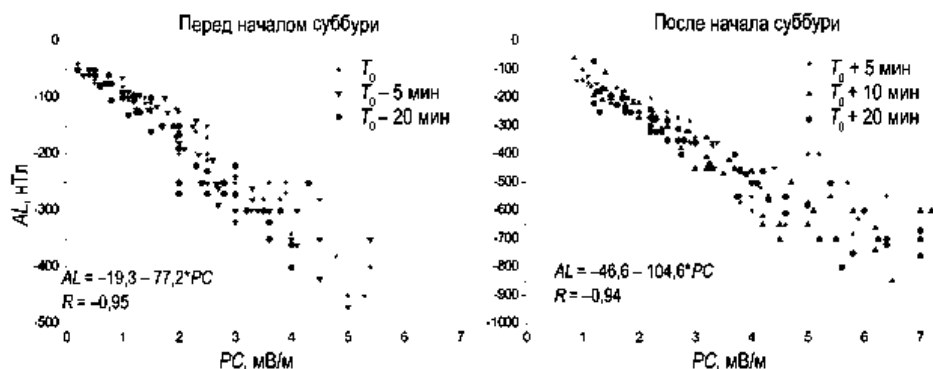


Рис. 4. Соотношение между AL и PC индексами перед внезапным началом суббури (моменты T_0 , $T_0 - 5$ мин, $T_0 - 20$ мин) и после начала суббури (моменты $T_0 + 5$ мин, $T_0 + 10$ мин и $T_0 + 20$ мин) в случае изолированных и развитых суббурь.

ты $T_0 + 5$ мин, $T_0 + 10$ мин, и $T_0 + 20$ мин) для развитых суббурь. Можно видеть, что величины AL и PC связаны линейным законом независимо от типа суббури. В случае изолированных суббурь зависимость AL от PC после внезапного начала оказывается почти в 2 раза сильнее, чем перед началом суббури. Очевидно, что эта закономерность является результатом усиления ионосферных токов в авроральной зоне после начала суббури в связи с резким ростом потока вторгающихся в зону авроральных частиц и соответствующим увеличением проводимости ионосферы.

СВЯЗЬ PC ИНДЕКСА С МЕЖПЛАНЕТНЫМ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМ ПОЛЕМ E_{KL}

Связь PC индекса с межпланетным электрическим полем E_{KL} анализировалась за период 1998–2001 гг. для тех же магнитных суббурь, что и в предыдущем разделе. Рассматривался временной ход E_{KL} и PC за 1-часовой интервал времени, предшествующий внезапному началу (SO). Величина PC индекса бралась как среднее из величин PC_N и PC_S индексов, получаемых по данным станций Туле и Восток. Кроме того, в пределах того же списка суббурь были выделены, вне зависимости от SO, «координированные» события ($N = 281$), в которых изменения PC индекса четко следовали вариациям поля E_{KL} . Координированные события, как правило, опережают 1-часовой интервал, предшествующий SO.

Корреляция между E_{KL} и PC рассчитывалась отдельно для каждого события при различных величинах смещения во времени значений PC относительно E_{KL} (в интервале от 0 до 45 мин). Для событий с суббурями в качестве ключевой даты T_0 выбирался момент внезапного начала суббури и корреляция между величинами E_{KL} и PC рассчитывалась в пределах 1-часового интервала, предшествующего внезапному началу суббури. Для координированных событий в качестве ключевой даты выбирался момент внезапного увеличения поля E_{KL} , и корреляция между величинами E_{KL} и PC рассчитывалась в течение интервала $T_0 \pm 30$ мин. Величина временного смещения, при котором корреляция между E_{KL} и PC достигала максимума, рассматривалась как время задержки в отклике PC индекса на изменения поля E_{KL} . События с суббурями разделялись на подгруппы в соответствии с величиной PC индекса в момент внезапного начала: $PC_0 = 0,5 \pm 0,25$ мВ/м, $PC_0 = 1 \pm 0,25$ мВ/м, $PC_0 = 1,5 \pm 0,25$ мВ/м, $PC_0 = 2 \pm 0,25$ мВ/м и т.д.

В верхнем ряду рис. 5 показано распределение числа событий по величине корреляции между E_{KL} и PC для изолированных и развитых суббурь и координированных событий. Корреляция $R > 0,5$ типична для ~90 % изолированных суббурь, для ~80 % развитых суббурь и практически для всех координированных событий (что было предопределено методом отбора этих событий). Это означает, что изменения индекса PC в период, предшествующий внезапному началу суббури, определялись вариациями поля E_{KL} . При этом корреляция оказывается низкой ($R < 0,5$) или даже отрицательной примерно для 10 % изолированных суббурь. Поскольку отбор событий для анализа определялся реально наблюдаемым внезапным началом суббури, это означает, что солнечный ветер, фиксируемый спутником ACE в точке либрации, проходил мимо (т.е. не касался земной магнитосферы) в этих случаях. Отсюда следует вывод, что PC индекс, определяемый по наземным магнитным данным, является более реальным показателем геоэффективности солнечного ветра, чем поле E_{KL} , рассчитываемое по измерениям параметров солнечного ветра на расстоянии ~ 1,5 млн км от Земли.

Нижний ряд на рис. 5 показывает распределение тех же событий по временам задержки ΔT , при этом учитывались только события с высоким коэффициентом корреляции ($R > 0,75$) между PC и E_{KL} . Можно видеть, что величина временных за-

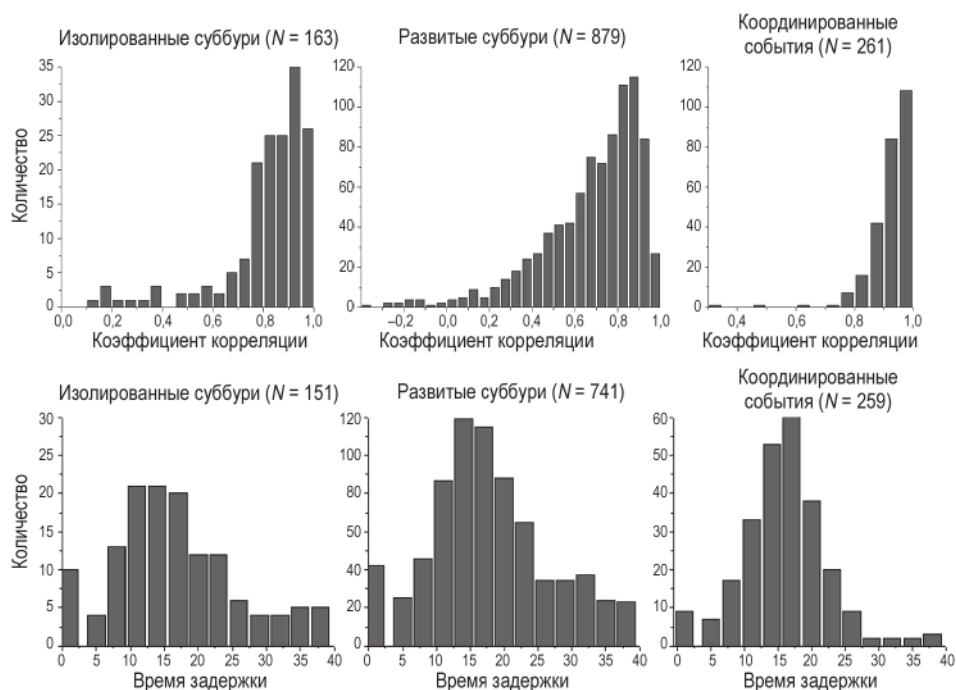


Рис. 5. Распределение числа событий по величине корреляции между вариациями поля E_{KL} и изменениями PC индекса (верхняя панель) и по временам задержки ΔT между E_{KL} и PC (нижняя панель) в случае изолированных и развитых суббурь и координированных событий.

держек ΔT лежит в интервале от 0 до 40 мин с отчетливо выраженным максимумом на 15–18 минутах и вторичным максимумом на $\Delta T \sim 0$. Минимальная повторяемость событий вне этих максимумов может быть приписана случайным ошибкам из-за неверной оценки времени переноса поля E_{KL} от точки либрации к границе магнитосферы. Аналогичный результат получается при разделении развитых суббурь на подгруппы согласно уровню PC_0 (от $PC_0 = 0,5$ мВ/м до $PC_0 = 3,0$ мВ/м), что означает, что величина времени задержки в отклике PC на изменения поля E_{KL} не связана с интенсивностью суббури.

Следует особо отметить события с нулевой задержкой во времени ($\Delta T = 0$) между изменениями поля E_{KL} и PC индекса. Число таких событий значительно превышает минимальную повторяемость событий, которая может быть приписана случайным ошибкам в оценке транспортного времени поля E_{KL} . Кроме того, как показывает наш анализ, нулевые задержки $\Delta T = 0$ типичны для событий с резким и сильным скачком величины поля E_{KL} , которые сопровождаются почти одновременным развитием интенсивных магнитных суббурь.

Чтобы выявить факторы, определяющие величину времени задержки ΔT , была рассмотрена связь ΔT с такими параметрами солнечного ветра, как скорость (V_{sw}) и динамическое давление (Pd) солнечного ветра, тангенциальная (B_T) и вертикальная (B_z) компоненты межпланетного магнитного поля. В случае изолированных и развитых суббурь рассматривались величины V_{sw} , Pd , B_T и B_z , усредненные за 1-часовой интервал, предшествующий внезапному началу, в случае координированных собы-

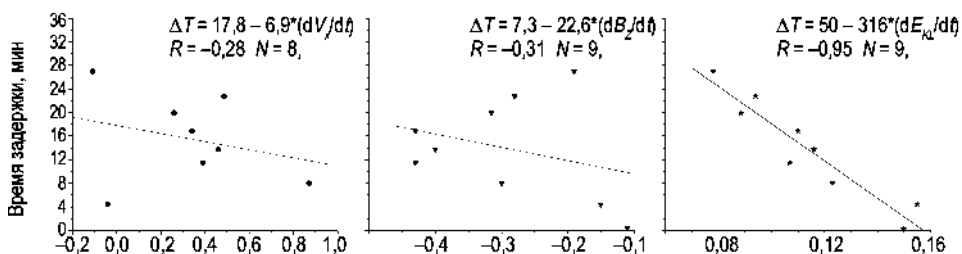


Рис. 7. Время задержки ΔT как функция скорости изменения величин dV_x/dt , dB_z/dt и dE_{KL}/dt .

тий — величины V_{sw} , Pd , B_r и B_z , усредненные за интервал $T_0 \pm 30$ минут. Как показали результаты анализа, время задержки ΔT практически не зависит (коэффициент корреляции $|R| < 0,25$) от указанных параметров солнечного ветра.

Чтобы выявить действенные факторы, определяющие время задержки в реакции PC индекса на изменения поля E_{KL} , были рассмотрены координированные события, демонстрирующие наилучшую корреляцию между E_{KL} и PC . Координированные события были разделены на группы соответственно времени задержки ΔT , и для каждой группы с фиксированным временем ΔT был определен, методом наложения эпох, типичный ход параметров солнечного ветра, E_{KL} и PC , при этом в качестве нулевой даты ($T = 0$) выбирался момент внезапного роста поля E_{KL} . На рис. 6 цв. вклейки показан, в качестве примера, временной ход таких параметров, как радиальная V_x компонента скорости солнечного ветра, вертикальная B_z компонента ММП, поле E_{KL} и индекс PC для трех групп координированных событий с временами задержки $\Delta T = 12\text{--}15$ мин, $16\text{--}18$ мин и $19\text{--}21$ мин. Жирная черная линия — поведение усредненных по каждой группе параметров V_x , B_z , E_{KL} и PC . Внезапное начало роста поля E_{KL} и соответствующий скачок PC индекса отмечены вертикальными красными линиями, временной интервал между которыми как раз и характеризует время задержки ΔT . Из этих данных легко получить временной ход средних величин V_x , B_z , E_{KL} и оценить их изменения за время ΔT . Таким образом были рассчитаны градиенты dV_x/dt , dB_z/dt и dE_{KL}/dt для каждой группы координированных событий с фиксированным временем задержки ΔT . На рис. 7 представлено соотношение между величинами dV_x/dt , dB_z/dt и dE_{KL}/dt и ΔT в интервале величин ΔT от 0 до 28 мин. Как свидетельствуют полученные результаты, временная задержка в реакции PC индекса на вариации параметров солнечного ветра определяется исключительно скоростью роста межпланетного электрического поля E_{KL} , а не изменением отдельных параметров солнечного ветра, даже таких геоэффективных, как V_x и B_z . Можно видеть, что при очень больших значениях dE_{KL}/dt временная задержка ΔT падает до минимума.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ РС ИНДЕКСОМ И РАЗВИТИЕМ МАГНИТНЫХ БУРЬ

Динамика развития и интенсивность магнитных бурь обычно характеризуются Dst индексом (Akasofu, Chapman, 1972). Для анализа соотношений между PC и Dst индексами магнитные бури были разделены на 3 класса: «классические», «замедленные» (delayed) и «растянутые» (stretched) бури. «Классической» была названа буря, которая в соответствии с определением (Akasofu, Chapman, 1972) демонстрирует быстрое развитие главной фазы с одним четко выраженным максимумом депрессии

и медленным возвратом к исходному уровню. «Замедленная» буря — это буря с четко выраженным максимумом депрессии, но с нерегулярной и продолжительной фазой роста. «Растянутая» буря — буря с растянутой во времени главной фазой или с несколькими повторяющимися максимумами депрессии. В анализ были включены все магнитные бури с интенсивностью ($Dst < -30$ нТл) и продолжительностью >12 ч, наблюдавшиеся в эпоху солнечного максимума (1998–2004 гг.). Бури были разделены на 5 категорий, в соответствии с их интенсивностью: 30–60 нТл, 60–90 нТл, 90–120 нТл, 120–200 нТл, 200–400 нТл.

Геомагнитные бури являются результатом суперпозиции противоположно действующих эффектов токов DCF, текущих по магнитопаузе (увеличение поля), и кольцевых токов DR, формирующихся во внутренней магнитосфере (депрессия магнитного поля). Суммарный эффект этих токов, различный на разных фазах бури, зависит от внешних условий и предистории бури и меняется от одного события к другому. Чтобы устранить неопределенность в идентификации начала депрессии магнитного поля, желательно иметь критерии, не зависящие от соотношения DCF и DR токов. В качестве такого критерия мы взяли величину $PC = 1,5 \pm 0,5$ мВ/м, которая, как показано выше, является также порогом PC , необходимым для развития магнитных суббурь.

Рис. 8 показывает в качестве примера соотношение между PC и Dst индексами в начальный период развития «задержанных» бурь, если за нулевое время брать момент устойчивого перехода H индекса через пороговое значение $PC = 1,5 \pm 0,5$ мВ/м (бури разделены на категории в соответствии с их интенсивностью (величиной максимальной депрессии геомагнитного поля)). Из рис. 8 следует, что развитие депрессии геомагнитного поля (начало главной фазы) четко связано с устойчивым переходом PC индекса через пороговое значение $PC \sim 1,5$ мВ/м.

Корреляция между PC и Dst индексами рассматривалась для 10-часовых интервалов, предшествующих моменту максимума магнитной бури (Dst_{min}) при

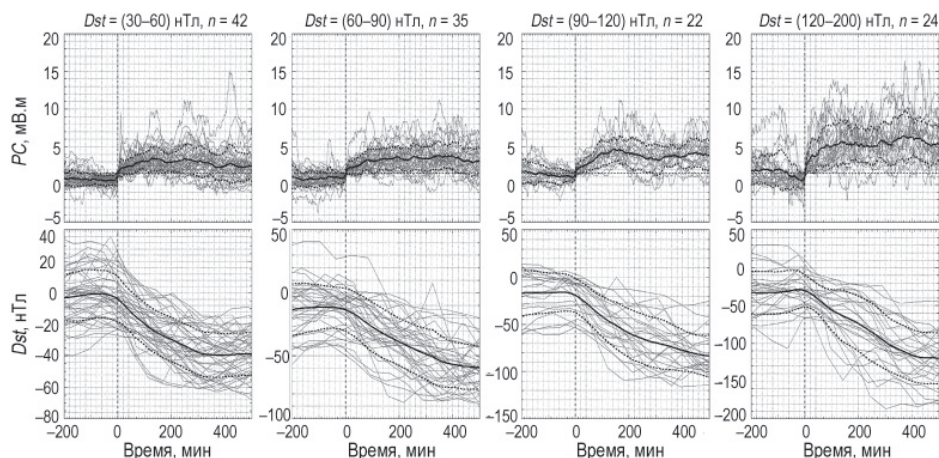


Рис. 8. Соотношение между временным ходом PC и Dst индексов в начальный период развития «замедленных» магнитных бурь различной интенсивности. За нулевое время ($T = 0$) взят момент устойчивого перехода PC индекса через пороговое значение $PC = 1,5 \pm 0,5$ мВ/м. Тонкие линии — вариации PC и Dst индексов в ходе индивидуальных событий. Жирная линия — поведение усредненных PC и Dst индексов.

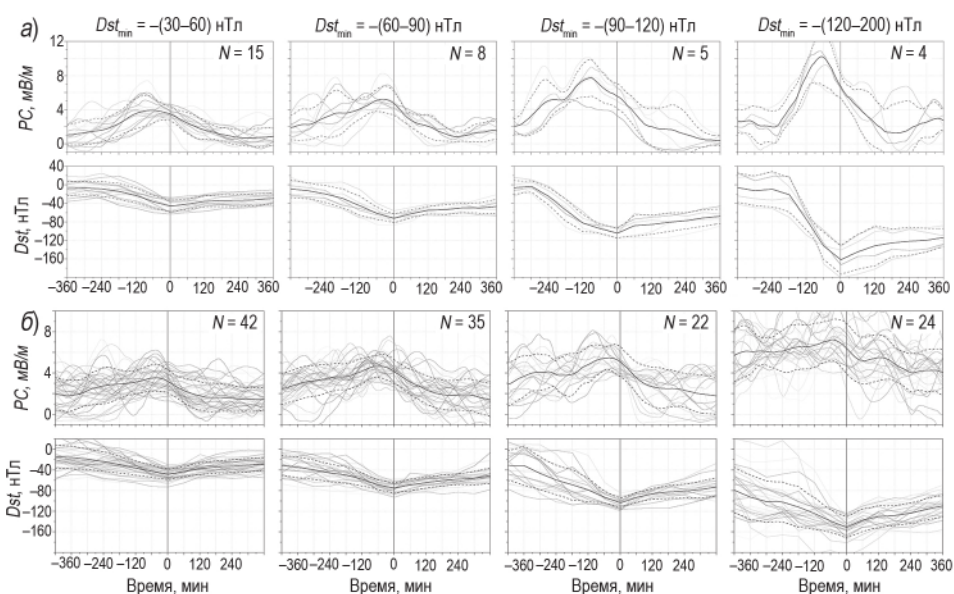


Рис. 9. Соотношение между Dst индексом и сглаженным PC индексом для классических и замедленных магнитных бурь различной интенсивности при выборе в качестве ключевой даты ($T=0$) времени максимальной депрессии магнитного поля Dst_{min} : *а* — «классическая» буря, *б* — «замедленная» буря.

различной ширине бегущего окна сглаживания 1-минутного PC индекса и для разных значений времени смещения PC индекса относительно Dst (от 15 до 180 мин). Величина смещения, при которой корреляция между PC и Dst достигала максимума, определялась как время задержки ΔT в реакции Dst индекса на изменения PC . Оказалось, что корреляция между Dst и сглаженным PC индексом достигает максимума при времени задержки $\Delta T = 30-80$ мин. При этом моменту максимальной депрессии геомагнитного поля Dst_{min} , всегда предшествует максимальный уровень величины PC индекса. Временная задержка между PC и Dst стабилизируется при ширине окна сглаживания более 60 мин и величина PC_{max} практически не меняется при дальнейшем увеличении ширины окна.

Рис. 9 показывает соотношение между Dst индексом и 90-минутным сглаженным PC индексом для классических и замедленных магнитных бурь различной интенсивности при выборе момента максимальной депрессии магнитного поля Dst_{min} в качестве ключевой даты. Можно видеть, что классические бури отличаются от замедленных бурь только длительностью развития главной фазы: 3–5 ч в первом случае и 5–8 ч во втором. Во всех случаях PC индекс достигает максимума за 60 ± 15 мин до момента максимума магнитной бури (Dst_{min}), независимо от уровня PC_{max} и интенсивности бури. Наиболее мощные магнитные бури с $Dst = -(200-400)$ нТл (не показанные на рис. 10) демонстрируют ту же закономерность.

Рис. 10, на котором дано соотношение между величинами PC_{max} и Dst_{min} для всех категорий интенсивности классических и замедленных магнитных бурь, показывает, что интенсивность бури (Dst_{min}) линейно связана с величиной PC_{max} , предшествующей моменту максимальной депрессии.

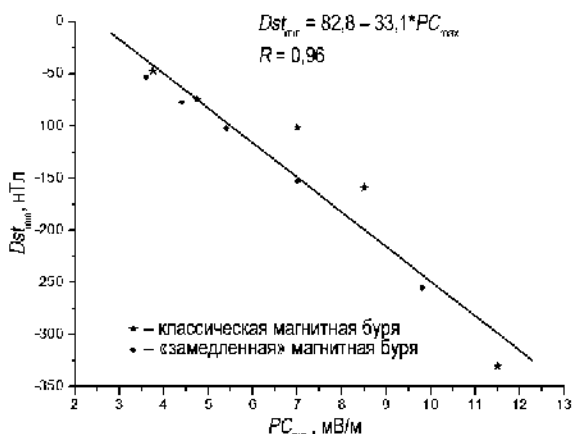


Рис. 10. Зависимость интенсивности магнитной бури $Dst_{\min}$ от усредненной величины индекса $PC_{\max}$, полученная при рассмотрении всех классических и «замедленных» магнитных бурь.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение соотношений между PC и AL индексами в ходе изолированных и развитых магнитных суббурь (Troshichev et al., 2014) выявило строгую закономерность во временном ходе магнитной активности в полярной шапке и развитии магнитных возмущений в авроральной зоне: магнитным суббурям всегда предшествует рост PC индекса; суббури, как правило, начинают развиваться, когда PC индекс превышает некоторое пороговое значение ($\sim 1,5 \pm 0,5$ мВ/м); момент внезапного начала суббури связан с резким увеличением скорости роста PC индекса; величина AL линейно зависит от PC индекса независимо от типа и интенсивности суббури; зависимость AL от PC резко усиливается после внезапного начала суббури.

Ход PC индекса в большинстве рассмотренных событий определяется вариациями межпланетного электрического поля E_{KL} (коэффициент корреляции $R > 0,7$) в период, предшествующий внезапному началу суббури. В $\sim 10\%$ событий солнечный ветер, который измерялся спутником ACE в точке Лагранжа, в реальности не контактировал с магнитосферой. При идеальной корреляции между E_{KL} и PC ($R > 0,75$) временная задержка ΔT в отклике PC на изменения E_{KL} (смещенного к границе магнитосферы) лежит в интервале от 0 до 35 мин с максимумом на 15–20 минутах. Малые времена задержки между E_{KL} и PC типичны для событий с резким и большим скачком величины поля E_{KL} . Величина задержки ΔT не зависит от таких параметров солнечного ветра, как скорость V_x или ММП компонента B_z , но определяется скоростью роста поля E_{KL} (с коэффициентом корреляции $R = -0,93$).

Магнитные бури начинают развиваться, когда PC индекс устойчиво превышает пороговый уровень $\sim 1,5$ мВ/м (как и в случае магнитных суббурь). Ход магнитной бури (длительность фазы роста и главной фазы, интенсивность возмущения, чередование депрессий) определяется поведением сглаженного PC индекса, при оптимальной ширине окна сглаживания ~ 60 – 90 мин. Интенсивность магнитной бури определяется, с временной задержкой ~ 1 ч, предшествующим уровнем $PC_{\max}$.

Эти экспериментальные факты убедительно свидетельствуют о том, что PC индекс является индикатором поступающей в магнитосферу энергии солнечного ве-

тра. *PC* индекс дает возможность предвидеть начало и ход развития магнитосферных возмущений и оценить их интенсивность. При условии оперативного получения *PC* индекс может использоваться для целей количественного мониторинга и текущего прогноза состояния магнитосферы. Архив данных о *PC* индексе (за 1997–2014 гг.) и текущие значения *PCN* и *PCS* индексов представлены на сайте: <http://pc-index.org>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акасофу С.-И., Ченмен С.* Солнечно-земная физика. М.: Мир, 1972. 384 с.
- Armstrong J.C.* Field-aligned currents in the magnetosphere // *Magnetospheric Physics*. Reidel, Dordrecht, Netherland, 1974. 144 p.
- Bythrow P.F., Potemra T.A.* The relationship of total Birkeland currents to the merging electric field // *Geophys. Res. Lett.* 1983. Vol. 10. P. 573–576.
- Dungey J.W.* Interplanetary magnetic field and the auroral zones // *Phys. Res. Lett.* 1961. Vol. 6. P. 47–48.
- Gizler V.A., Semenov V.S., Troshichev O.A.* The electric fields and currents in the ionosphere generated by field-aligned currents observed by TRIAD // *Planet Space Sci.* 1979. Vol. 27. P. 223–231.
- Iijima T., Potemra T.A.* The relationship between interplanetary quantities and Birkeland current densities // *Geophys. Res. Lett.* 1982. Vol. 4. P. 442–445.
- Kan J.R., Lee L.C.* Energy coupling function and solar wind-magnetosphere dynamo // *Geophys. Res. Lett.* 1979. Vol. 6. P. 577.
- Kuznetsov B.M., Troshichev O.A.* On the nature of polar cap magnetic activity during undisturbed periods // *Planet Space Sci.* 1977. Vol. 25. P. 15–21.
- Langel R.A.* Relation of variations in total magnetic field at high latitude with parameters of the IMF and with DP2 fluctuations // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80. P. 1261–1270.
- McDiarmid I.B., Burrows J.R., Wilson M.D., Burrows J.R.* Reverse polarity field-aligned currents at high latitudes // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 1513–1518.
- Newell P.T., Sotirelis T., Liou K., Meng C-I., Rich F.J.* A nearly universal solar wind magnetosphere coupling function inferred from 10 magnetospheric state variables // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. A01206, doi:10.1029/2006JA012015.
- Newell P.T., Sotirelis T., Liou K., Rich F.J.* Pairs of solar wind-magnetosphere coupling functions: combining a merging term with a viscous term works best // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113 (A4). 1–10, doi: 10.1029/2007JA012825.
- Nishida A.* Geomagnetic DP2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena // *J. Geophys. Res.* 1968a. Vol. 73. P. 1795–1803.
- Nishida A.* Coherence of geomagnetic DP2 fluctuations with interplanetary magnetic variations // *J. Geophys. Res.* 1968b. Vol. 73. P. 5549.
- Nishida A., Maezawa K.* Two basic modes of interaction between the solar wind and the magnetosphere // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 2254–2264.
- Obayashi T.* The interaction of solar plasma with geomagnetic field, disturbed conditions / King J.W., Newman W.S. (eds) // *Solar terrestrial physics*. N.Y. 1967. 107 p.
- Troshichev O.A., Tsyganenko N.A.* Correlation relationships between variations of IMF and magnetic disturbances in the polar cap // *Geomag. Research.* 1979. Vol. 25. P. 47–59 (in Russian).
- Troshichev O.A., Dmitrieva N.P., Kuznetsov B.M.* Polar cap magnetic activity as a signature of substorm development // *Planet Space Sci.* 1979. Vol. 27. P. 217.
- Troshichev O.A.* Polar magnetic disturbances and field-aligned currents // *Space Sci Rev.* 1982. Vol. 32. P. 275–360.

Troshichev O.A., Andrezen V.G. The relationship between interplanetary quantities and magnetic activity in the southern polar cap // *Planet Space Sci.* 1985. Vol. 33. P. 415.

Troshichev O.A., Andrezen V.G., Vennerstrøm S., Friis-Christensen E. Magnetic activity in the polar cap – A new index // *Planet Space Sci.* 1988. Vol. 36. P. 1095.

Troshichev O., Janzhura A., Stauning P. Unified PCN and PCS indices: Method of calculation, physical sense and dependence on the IMF azimuthal and northward components // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. A05208, doi:10.1029/2005JA011402.

Troshichev O., Janzhura A. Relationship between the PC and AL indices during repetitive bay-like magnetic disturbances in the auroral zone // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2009. Vol. 71. P. 1340–1352.

Troshichev O.A., Podorozhkina N.A., Janzhura A.S. Invariability of relationship between the polar cap magnetic activity and geoeffective interplanetary electric field // *Ann. Geophys.* 2011a. Vol. 29. P. 1479–1489. doi:10.5194/angeo-29-1479-2011.

Troshichev O., Sormakov D., Janzhura A. Relation of PC index to the geomagnetic storm Dst variation // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2011b. Vol. 73. P. 611–622. doi:10.1016/j.jastp.2010.12.015.

Troshichev O., Janzhura A. Space weather monitoring by ground-based means: PC index. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 2012. 288 p. doi:10.1007/978-3-642-16803-1.

Troshichev O.A., Podorozhkina N.A., Sormakov D.A., Janzhura A.S. PC index as a proxy of the solar wind energy that entered into the magnetosphere: 1. Development of magnetic substorms // *J. Geophys. Res. Space Physics.* 2014. Vol. 119. doi:10.1002/2014JA019940.

O.A. TROSHICHEV

PC INDEX AS A NEW GROUND-BASED MEANS FOR EXPLORATION OF SHORT-TERM CHANGES IN SPACE WEATHER AND MAGNETOSPHERE STATE

The *PC* index has been initially introduced as an indicator of the polar cap magnetic activity, generated by the geoeffective interplanetary electric field E_{KL} . The 1-min *PC* index is calculated independently for the northern and southern hemisphere from data of the near-polar magnetic observatories Qaanaaq in Greenland (*PCN*) and Vostok in Antarctica (*PCS*), with use of the unified method. The *PC* index is a IAGA-endorsed index and proxy of the solar wind energy input into the magnetosphere (XII IAGA Assembly Resolutions, 2013). The following experimental facts are indicative of this distinctive property of the *PC* index: (1) magnetic storms and substorms are always preceded by *PC* index growth, (2) the *PC* index behavior before the substorm sudden onset (SO) is perfectly related to variations of the E_{KL} field, (3) the substorm onsets are commonly associated with a sharp increase in the *PC* (and E_{KL}) growth rate, (4) delay time ΔT in the *PC* response to solar wind disturbances is controlled by the E_{KL} growth rate (dE_{KL}/dt), (5) the substorm occurrence reaches the maximum when *PC* exceeds the value of $\sim (1,5 \pm 0,5)$ mV/m, (6) linear correlation between the *PC* and *AL* values is typical for all classes of the substorms, (7) the magnetic storm main phase starts to develop as soon as the *PC* index steadily exceeds the threshold level of 1,5 mV/m, (8) the maximal depression of magnetic field follows the *PC* maximum with a delay of ~ 1 hour, the storm intensity (Dst_{min}) being linearly depending on PC_{max} value, (9) correlation between E_{KL} and *PC* was absent in $\sim 10\%$ of the examined events when the solar wind observed by the ACE spacecraft at L1 position passed by the magnetosphere.

Keywords: *PC* index, interplanetary electric field, magnetospheric substorms, magnetic storms, solar wind — magnetosphere — ionosphere coupling.

ИТОГИ РАБОТЫ БОЛЬШОГО ЛЕДОВОГО БАСЕЙНА ААНИИ
(К 25-ЛЕТИЮ СО ДНЯ ВВОДА В СТРОЙ)

*ст. науч. сотр. Н.А. КРУПИНА, канд. тех. наук В.А. ЛИХОМАНОВ,
мл. науч. сотр. П.В. МАКСИМОВА, мл. науч. сотр. П.М. НИКОЛАЕВ,
науч. сотр. А.В. САВИЦКАЯ, вед. инженер И.А. СВИСТУНОВ,
ст. науч. сотр. А.В. ЧЕРНОВ*

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт. Санкт-Петербург, e-mail: olks@aari.ru

Большой ледовый бассейн ААНИИ введен в эксплуатацию в 1990 г. на смену первому в мире опытовому ледовому бассейну, располагавшемуся в старом здании института. За 25 лет его работы существенно расширился диапазон выполняемых исследований, были разработаны новые методики подготовки и проведения экспериментов, усовершенствовано измерительное оборудование. В статье кратко описаны основные принципы физического моделирования, используемое в ледовом бассейне оборудование и наиболее интересные и перспективные экспериментальные работы.

Ключевые слова: ледовый бассейн, физическое моделирование, критерии подобия, ледовые качества, ледопроеходимость судна, ледовые нагрузки, шельфовые сооружения.

В послевоенные годы в СССР с большой интенсивностью возобновились исследования полярных областей нашей страны и, в первую очередь, ее национальной транспортной магистрали — Северного морского пути. Для этого требовался новый современный флот, включающий мощные ледоколы и транспортные суда, обладающие высокой ледопроеходимостью, мощностью и прочностью корпуса. Для облегчения проектирования таких судов в ААНИИ в 1955 г. был построен первый в мире ледовый опытовый бассейн, основной задачей которого была отработка методом физического моделирования оптимальной формы корпуса судна и мощности энергетической установки, которая бы обеспечивала ему проектную ледопроеходимость. Тогда же в ААНИИ была разработана методика намораживания моделированного льда, основные прочностные свойства которого уменьшались по сравнению с аналогичными свойствами морского натурального льда пропорционально масштабу эксперимента. Методика давала возможность соблюдать геометрический, кинематический и динамический критерии подобия, что позволяло пересчитывать результаты эксперимента на натуре с большой точностью. Несмотря на небольшие размеры бассейна, в нем успешно прошли испытания первого в мире атомного ледокола «Ленин», атомных ледоколов типа «Арктика» и многих судов ледового плавания отечественных и зарубежных проектов.

В 1990 г., в соответствии со специальным постановлением Совета министров СССР, был введен в строй новый комплекс ледовых бассейнов, входящих в состав нового здания Арктического и антарктического научно-исследовательского института. Подробно технические характеристики ледового бассейна ААНИИ неоднократно опубликованы. Здесь стоит упомянуть лишь о том, что в его конструкции учтены все

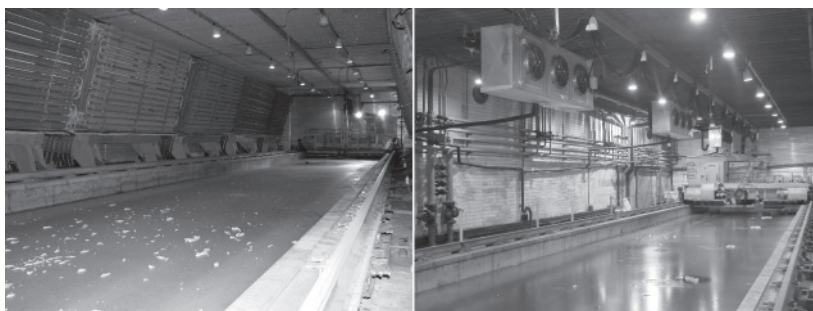


Рис. 1. Общий вид большого ледового бассейна ААНИИ: первоначальное состояние (слева) и после модернизации 2008 г. (справа).

положительные особенности первого бассейна. В частности, предусмотрена возможность быстро изменять соленость воды в чаше бассейна и управлять прочностными характеристиками льда. Модернизированная система охлаждения позволяет быстро и в широком диапазоне управлять режимом намораживания льда и температурным режимом в процессе проведения эксперимента. Работа холодильной системы автоматизирована. Управление ею осуществляется через Интернет. Система управления позволяет выбирать и устанавливать режимы намораживания льда и сохранять данные о температурном режиме в процессе наморозки. Эти данные используются для управления параметрами льда и его качеством.

На рис.1 показан общий вид ледового бассейна ААНИИ.

Модельные эксперименты в ледовом бассейне выполняются в строгом соответствии с теорией подобия. Способ и устройство для моделирования ледяного покрова в ледовом опытовом бассейне ААНИИ позволяют, как было отмечено выше, соблюдать геометрический, кинематический и динамический критерии подобия (патент № 2535398). Используемые критерии приведены в табл. 1.

Таблица 1

**Критерии подобия при выполнении физического моделирования
(λ — масштаб моделирования)**

Параметр	Соотношение значений на натуре и в модельном эксперименте
Интервалы времени	$\lambda^{1/2}$
Линейные перемещения	λ
Угловые перемещения	1
Линейные скорости	$\lambda^{1/2}$
Угловые скорости	$1/\lambda^{1/2}$
Линейные ускорения	1
Угловые ускорения	$1/\lambda$
Силы	λ^3
Моменты сил	λ^4
Прочность льда	λ
Модуль упругости льда	λ

Основными задачами экспериментов по испытанию моделей судов в ледовом бассейне являются:

- оптимизация обводов корпуса судна;
- снижение ледового сопротивления;
- определение необходимой мощности энергетической установки судна для обеспечения спецификационной ледопроходимости судна;
- уменьшение воздействия льда на движительный комплекс;
- верификация результатов численного моделирования.

Бассейн оснащен рабочей тележкой, способной передвигаться по всей его длине с заданной скоростью и предназначенной как непосредственно для буксировки моделей судов, так и для вспомогательных операций, включая подготовку и уборку моделированного льда, исследование прочности льда и т.д. Бассейн оборудован также системой буксировки с помощью «падающего груза», что, в случае необходимости, позволяет обеспечивать движение модели судна во льду со строго заданной тягой.

За последние 25 лет, в связи с расширением диапазона выполняемых исследований, появлением современной компьютерной техники и т.д., измерительное оборудование было обновлено и/или усовершенствовано. Ввиду разнообразия решаемых задач и необходимости регистрации различных параметров в каждом эксперименте используется специально разработанная измерительная схема.

Для измерения усилий практически во всех модельных испытаниях используется тензометрическая система, которая включает в себя тензометрические датчики и тензостанцию, состоящую из модулей производства National Instruments Corporation (США), для регистрации показаний этих датчиков. Сборка тензостанции и разработка программного обеспечения была осуществлена фирмой «Витэк» (Санкт-Петербург, Россия), являющейся членом National Instruments Alliance. Многолетний опыт показал, что наиболее подходящими для условий ледового бассейна являются тензорезисторы фирмы Omega Engineering Inc. (США) сопротивлением 350 Ом, длиной измерительной решетки 10 мм и коэффициентом тензочувствительности (GF) 2. Оборудование позволяет вести непрерывную запись 20 каналов на протяжении 3 часов с частотой опроса 2 кГц.

В случаях, когда в эксперименте необходимо не только измерить усилие, но и получить распределение давлений по пятну контакта объекта со льдом, используется универсальная измерительная система фирмы Tekscan модели I-Scan IE1 (США). Система состоит из пленочного датчика контактных давлений и коннектора, соединяемого с датчиком, и специального программного обеспечения, которое считывает, регистрирует, анализирует данные о контактных давлениях и позволяет получать картину распределения давления по поверхности датчика в режиме реального времени и регистрировать ее с частотой опроса 100 Гц.

При проведении модельных испытаний часто требуется определить кинематические параметры в процессе движения модели и контакта со льдом. Для этих целей используется прибор БДК производства ОАО АНПП «Темп-Авиа» (Россия). Прибор состоит из трех акселерометров и трех измерителей угловых скоростей (гироскопов), размещенных ортогонально друг другу. Акселерометры измеряют общее ускорение (включая компоненту силы тяжести) вдоль осей X, Y и Z модели. Гироскопы измеряют три компоненты угловой скорости вращения модели вдоль мгновенных положений осей X, Y, Z. В качестве чувствительных элементов используются прецизионные

акселерометры и волоконные гироскопы. Для регистрации показаний прибора также может использоваться тензостанция, характеристики которой указаны выше. Технические характеристики прибора БДК: диапазон измерения угловых скоростей — до 300 град/с с погрешностью 0,1 %; диапазон измерения ускорения — до 4g; средняя наработка на отказ — 5000 ч; время готовности — 3 мин; время непрерывной работы — 12 ч; выходной сигнал — аналоговый.

Все описанное измерительное оборудование является универсальным и может использоваться при проведении любых модельных испытаний в ледовом бассейне в зависимости от целей исследований.

Как уже говорилось выше, первоначально основным назначением ледового бассейна было проведение модельных испытаний для оценки сопротивления судов ледового плавания при движении в сплошном ровном льду. Однако в последнее время в ледовом бассейне ААНИИ выполнялся целый ряд модельных экспериментов, которые не являются традиционными: исследовалось воздействие льда на различные шельфовые сооружения, моделировалась эволюция канала при многократном проходе по нему судна, оценивались нагрузки на всплывающие из-под льда объекты. Более того, выполнялась обширная программа работ по исследованию механики разрушения льда естественного намерзания толщиной около 50 см. Новые виды испытаний потребовали разработать методики физического моделирования различных ледяных образований, в частности торосов с заданными морфометрическими и прочностными параметрами, а также для обеспечения подобия свойств льда, не ограничиваться прочностью при изгибе и модулем упругости, но и уделять особое внимание прочности при сжатии.

Ниже приведены примеры наиболее интересных и нетипичных работ в ледовом бассейне.

В 2012 г. в рамках проектов по освоению и обустройству газоконденсатных месторождений в Обской губе перед ААНИИ была поставлена задача определения необходимого количества ледовых каналов в припае на подходе к порту Сабетта для обеспечения круглогодичной навигации. Эта задача решалась путем как математического, так и физического моделирования в ледовом бассейне ААНИИ. Для этого была разработана специальная уникальная методика моделирования и изготовлена самоходная модель газовоза, планирующегося к эксплуатации в Обской губе. В ходе эксперимента обеспечивалось геометрическое и динамическое подобие, а также подобие по тяге винтов. Эксперименты заключались в последовательных пробегах по каналу с периодичностью 3–4 ч. При замерзании канала после прохода модели в нем на участках чистой воды создавался моделированный лед. Целью испытаний являлось исследование ледопроеходимости судна в канале в условиях накопления льда. Было проведено несколько серий тестов. На рис. 2 показано состояние канала после прохода модели по сплошному льду (слева) и после нескольких пробегов (справа). Из рисунка видно, что в канале увеличилась сплоченность льда, уменьшились размеры блоков льда и практически выровнялись кромки канала. Анализ полученных результатов показал, что наибольшее влияние на ледопроеходимость оказывают два параметра: объем битого льда в канале и намерзание льда на кромках канала, что является наиболее значимым для крупнотоннажных судов с протяженной цилиндрической вставкой.

Эксперименты в ледовом бассейне ААНИИ не ограничиваются моделированием движения судов во льдах. Все чаще выполняются модельные испытания воздействия

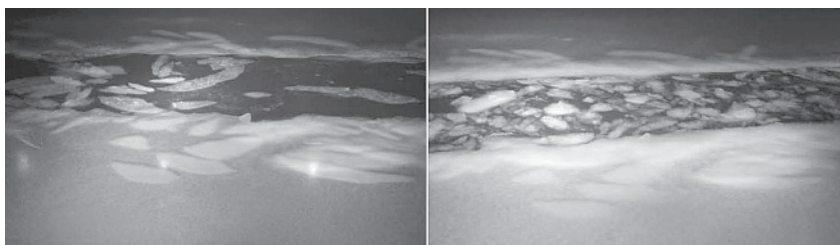


Рис. 2. Состояние канала после прохода модели по сплошному льду (слева) и после нескольких пробегов (справа).

льда на шельфовые сооружения. Первые подобные эксперименты были выполнены еще в 1994 г. Они состояли в оценке ледовых нагрузок на платформу «Приразломная» и на конический терминал. В последние годы в Большом ледовом бассейне было испытано много типов различных сооружений. Моделирование взаимодействия льда и сооружения в ледовом бассейне может выполняться двумя способами: с помощью прямого и обращенного движения. В первом случае модель сооружения закрепляется в заданной точке бассейна, а ледяной покров надвигается на нее с требуемой скоростью. Во втором случае ледяное поле остается неподвижным, а модель сооружения, закрепленная на буксировочной тележке, двигается сквозь лед. Способ проведения эксперимента выбирается для каждого конкретного эксперимента в зависимости от целей его проведения и решаемых задач.

Например, серия экспериментов по оценке ледовой нагрузки на многоопорное сооружение – пирс эстакадного типа с опорами из стальных труб – проводилась методом обращенного движения, т.е. модель с помощью тележки буксировалась через ледяное поле с заданной скоростью. Для испытаний была подготовлена модель оконечности пирса, наиболее подверженной воздействию льда. Модель состояла из 10 опор, каждая из которых была снабжена двухосевым динамометром, позволяющим измерять усилия в двух взаимно перпендикулярных направлениях в горизонтальной плоскости, по показаниям которых определялась величина суммарной нагрузки. Запись велась синхронно со всех датчиков, установленных на всех опорах модели. Внешний вид модели показан на рис. 3.

В соответствии с техническим заданием нужно было оценить суммарную нагрузку на каждую опору причала и распределение усилия между опорами при различных направлениях воздействия льда при заданных параметрах. Для имитации воздействия

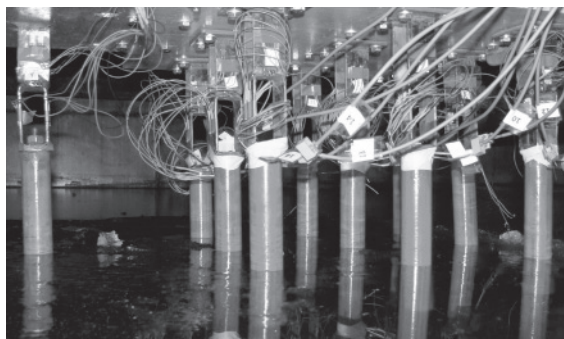


Рис. 3. Модель пирса, подготовленная к испытаниям.

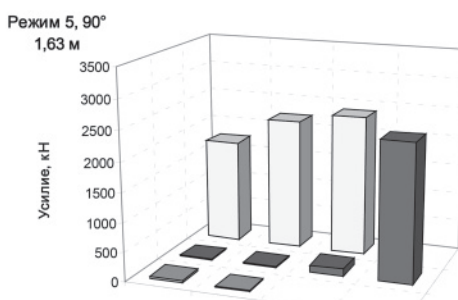


Рис. 4. Фрагмент испытаний и распределение усилий на опорах модели при воздействии льда толщиной в пересчете на натуру 1,63 м под углом дрейфа 90°.

льда с разных направлений относительно оси пирса, модель устанавливалась в разных положениях относительно направления движения – под углами 0°, 30°, 45°, 60°, 90° и 120°. На рис. 4, 5 показаны фрагменты испытаний и гистограммы распределения усилий по опорам при воздействии льда под углом 90° и 120° к продольной оси пирса.

Результаты испытаний позволили заказчику спроектировать оптимальную систему подкреплений опор пирса и обосновать проектные решения.

В качестве еще одного примера экспериментов по исследованию воздействия льда на шельфовые сооружения можно привести работу, в рамках которой выполнялось физическое моделирование средней и максимальной величины горизонтальной составляющей ледовой нагрузки при воздействии ровного льда на сооружения трех типов:

- плавучую нефтегазовую платформу судового типа;
- самоподъемную нефтегазовую платформу трехопорной конструкции с цилиндрическими колоннами — опорами;
- нефтегазовое сооружение гравитационного погружного типа с квадратным основанием с вертикальной или слабо наклонной стенкой.

Для решения поставленной задачи были изготовлены модели трех указанных сооружений. С целью максимального подобия экспериментов и для возможности дальнейшего сопоставления результатов все модели были выполнены в одинаковом масштабе 1:60. На рис. 6 и 7 показаны модели трехопорной платформы и платформы гравитационного типа в ходе модельных ледовых испытаний.

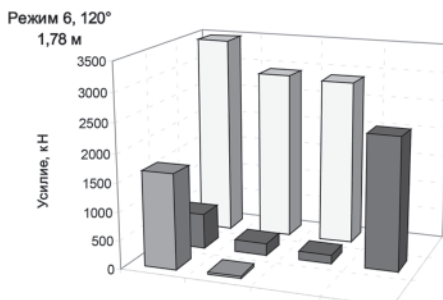


Рис. 5. Фрагмент испытаний и распределение усилий на опорах модели при воздействии льда толщиной в пересчете на натуру 1,78 м под углом дрейфа 120°.

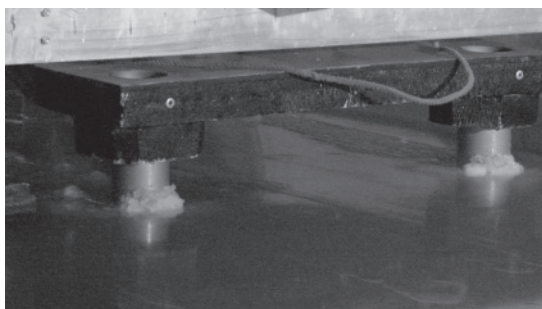


Рис. 6. Модель самоподъемной платформы с цилиндрическими опорами во время испытаний в ледовом бассейне при толщине моделированного льда 19 мм (что соответствует 1,14 м в натуральных условиях): воздействие льда со стороны двух опор.

В отличие от упомянутых выше экспериментов с моделью многоопорного пирса, эти испытания проводились методом прямого движения. Модели устанавливались на поперечном мостике в ледовом бассейне, где заранее было подготовлено ледяное поле требуемой толщины и прочности. Крепление моделей к мостику осуществлялось через измерительный динамометр, направление которого совпадало с направлением движения льда. Во время эксперимента ледяное поле равномерно надвигалось на модель с заданной скоростью. Длина участка ледяного поля, взаимодействовавшего с моделью на протяжении одного эксперимента, как правило, составляла не менее 3–4 длин корпуса модели. Анализ результатов выявил зависимости ледовой нагрузки от толщины льда. Аппроксимация экспериментальных точек степенной функцией почти для всех сценариев взаимодействия дает показатель степени, близкий к 2.

В конце 2014 г. в ледовом бассейне ААНИИ были завершены работы по физическому моделированию воздействия льда на проектируемые портовые сооружения в районе Салмановского месторождения. В рамках данной работы оценивалась глобальная ледовая нагрузка на ледозащитную дамбу в заданных ледовых условиях. Эксперименты проводились способом надвигания ледяного поля на неподвижную модель сооружения, что наиболее достоверно отображает процессы, происходящие в реальных условиях. Модель сооружения представляла собой стенку шириной, равной ширине бассейна, с переменным углом наклона передней грани. Измерительная панель шириной 1 метр, снабженная 4-мя двухосевыми динамометрами для независимого измерения горизонтальной и вертикальной компонент ледовой нагрузки, размещалась



Рис. 7. Модель сооружения гравитационного погружного типа во время испытаний в ледовом бассейне при толщине моделированного льда 23 мм (что соответствует 1,4 м в натуральных условиях): воздействие льда на фронт сооружения (слева) и воздействие льда под углом 45° к фронту сооружения (справа).

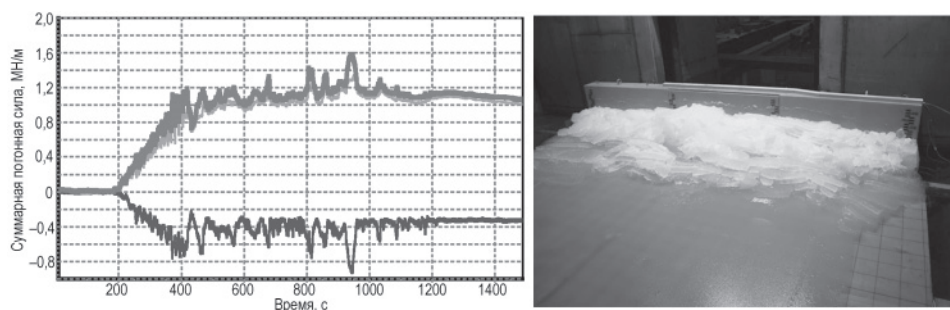


Рис. 8. Вертикальная, горизонтальная и суммарная нагрузка в пересчете на натуру (слева) и фото образовавшегося навала льда в конце проведения эксперимента (справа).

в середине модели, чем обеспечивалось отсутствие краевых эффектов при разрушении ледяного образования. Модель также включала имитатор дна акватории, причем его заглубление можно было варьировать.

На рис. 8 показаны полученные в результате эксперимента графики ледовой нагрузки и фото сооружения с образовавшимся навалом льда в конце проведения эксперимента (показаны результаты воздействия льда на сооружение с наклонной передней гранью). В связи с тем, что измерения нагрузки проводились на небольшом участке протяженного сооружения, результаты представлены в виде погонной силы. На графике усилий показано изменение горизонтальной, вертикальной и суммарной погонной силы в ходе одного из экспериментов. Из графика видно, что при данной форме сооружения на начальном этапе, когда надвигающийся лед взаимодействует непосредственно с сооружением, нагрузка резко возрастает, а далее, при образовавшемся навале, практически стабилизируется на некотором значении.

Как уже говорилось выше, методика подготовки моделированного льда в ледовом бассейне направлена в первую очередь на обеспечение заданных значений изгибной прочности и модуля упругости льда. Однако в данной работе было необходимо дополнительно обеспечить определенное соотношение между прочностью при изгибе и прочностью при сжатии. Чтобы добиться требуемых соотношений, была проведена методическая работа по усовершенствованию существующей методики приготовления моделированного льда.

Кроме характера ледового воздействия и величины ледовой нагрузки по результатам экспериментов были получены оценки геометрических характеристик навалов, образовавшихся перед сооружением: длина навала, высота надводной и глубина подводной частей навала, а также размеры блоков, его образующих. Следует отметить,

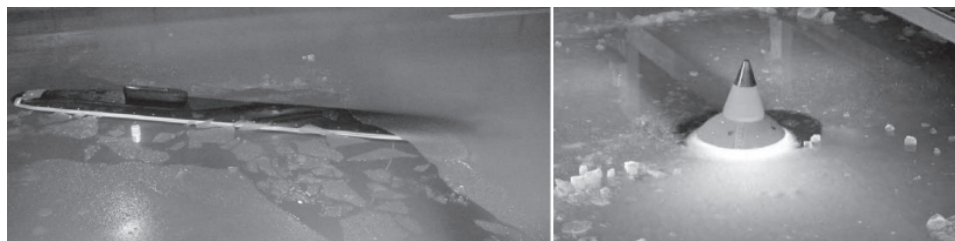


Рис. 9. Всплытие подводной лодки (слева) и спасательной камеры (справа) во время экспериментов в ледовом бассейне ААНИИ.

что полученные оценки справедливы только для глобальных нагрузок и неприменимы для расчета местной прочности сооружения.

Принципиально новым направлением экспериментальных работ в бассейне являются исследования всплытия подводных объектов из-под льда. Начиная с 2012 г. в БЛБ по заказу ЦКБ МТ «Рубин» проводятся испытания моделей подводной лодки (ПЛ) и всплывающей спасательной камеры (КСВ) с целью определения усилий на их корпусные конструкции при проламывании льда. На рис. 9 показаны фрагменты этих испытаний. Выполнение исследований потребовало разработки принципиально новой методики проведения экспериментов, позволяющей обеспечить всплытие моделей с различной глубины, при заданных требуемых параметрах: избыточной плавучести, начальном дифференте и крене, положении центра тяжести и др.

Измерительная схема для определения усилий состояла из комбинации тензометрических датчиков и датчика контактных усилий. Ледовые нагрузки на выступающие элементы корпуса, такие как рубка и перо руля на лодке или верхний элемент на камере, измерялись с помощью тензометрии. А нагрузки на основной корпус лодки — с помощью датчика контактных давлений. Учитывая, что ледовая нагрузка зависит от скорости взаимодействия и формы контактирующих поверхностей, в экспериментах было важно определить кинематику всплывающих объектов. Для этого использовался прибор БДК, с помощью которого удалось не только определить скорость моделей при контакте со льдом при разной плавучести и глубине всплытия, но и изменение этой скорости в процессе проламывания льда. Также БДК позволил определить крен и дифферент моделей при контакте со льдом, что дало информацию о положении зоны контакта. Дополнительно к определению ледовых нагрузок в ходе экспериментов был исследован обширный круг вопросов, связанных со взаимодействием всплывающего объекта с ледяным покровом, таких как влияние различных типов инденторов, устанавливаемых на ограждении выдвижных устройств ПЛ, на величину возникающей ледовой нагрузки; влияние формы палубы ПЛ на степень ее очистки ото льда в процессе всплытия; эффективность различных форм верхней части КСВ с точки зрения обеспечения спасения экипажей ПЛ при всплытии в ледовых условиях и т.д.

Помимо моделированного льда, чаша большого ледового бассейна обладает достаточной прочностью для получения льда естественного намерзания толщиной до 70 см, что позволяет проводить эксперименты в полунатурном и даже натурном масштабе. Например, в 2006–2007 гг. в БЛБ в рамках работ по гранту РФФИ № 06-08-01288 «Исследование характеристик разрушения и трещиностойкости льда при сложном нагружении в лабораторных условиях» были выполнены уникальные эксперименты на льду естественного намерзания толщиной около 45 см. Основной целью данной работы было выявить зависимость параметров разрушения льда от скорости нагружения, при относительной стабильности значений остальных внешних факторов. Ввиду того, что температурный режим в лабораторном помещении сохранялся постоянным на протяжении всего времени подготовки ледяного покрова, воздействия солнечной радиации и снега полностью отсутствовали, лед, намороженный в бассейне, являлся более однородным, чем морской лед природных водоемов, т.е. были созданы идеальные (эталонные) условия для проведения экспериментов. Программа экспериментов включала испытания при одноосном сжатии цилиндрических образцов высотой 250 мм и диаметром 142 мм, отобранных как перпендикулярно, так и параллельно поверхности ледяного покрова. Поперечные размеры образцов по крайней

мере на порядок превышали размеры кристаллов льда. Нагрузка прикладывалась к образцам в направлении их оси. Всего было испытано 398 образцов. В ходе каждого эксперимента фиксировались зависимости от времени силы, действующей на образец, и деформации образца. Первичная обработка экспериментальных данных состояла в получении для каждого образца диаграммы «напряжения-деформации», которые нормировались по максимальным для каждого образца значениям деформации и напряжения. При этом была выявлена высокая степень нелинейности получаемых диаграмм. Статистическая обработка показала, что диаграммы деформирования для морского льда с высокой точностью могут быть аппроксимированы степенной зависимостью, причем распределение значений показателей степени подчиняется лог-нормальному закону. Для проведения более глубокого анализа была разработана конечно-элементная модель нагружения образцов с учетом физико-механических свойств льда. В результате численного моделирования была получена расчетная картина напряженно-деформированного состояния образца. На основании сопоставления результатов расчетов с реальной картиной разрушения были построены критерии разрушения льда в зависимости от направления приложения нагрузки, скорости нагружения образца и температуры льда, необходимые в численных моделях для расчета ледовых нагрузок на инженерные объекты. В ходе работы было спроектировано, изготовлено и испытано в бассейне уникальное оборудование, позволяющее проводить испытания прочностных свойств в натурных условиях. Оборудование неоднократно использовалось при проведении полевых работ.

В последние годы после частичной модернизации большой ледовый бассейн напряженно работал без перерывов даже в летние месяцы. Расширен диапазон исследований ледовых качеств судов, в частности, освоены самоходные испытания с новыми типами движителей. Наряду с традиционными работами, освоены принципиально новые направления: экспериментальные исследования параметров всплытия из-под льда подводных объектов и оценка величины и распределения ледовых нагрузок на многоопорные гидротехнические сооружения в зависимости от ледовых условий и направления дрейфа льда. Полученные результаты позволят внести коррективы в теоретические модели расчета динамики движения подводных объектов, а также более точно определять необходимое количество опор, их размеры и места расположений в конструкции многоопорных шельфовых сооружений, что может существенно повысить безопасность и экономическую эффективность их строительства и эксплуатации.

*N.A. KRUPINA, V.A. LIKHOMANOV, P.V. MAKSIMOVA, P.M. NIKOLAEV,
A.V. SAVITSKAYA, I.A. SVISTUNOV, A.V. CHERNOV*

RESULTS OF WORK OF LARGE ICE TANK OF AARI (TO THE 25TH ANNIVERSARY OF THE COMMISSIONING)

Large ice tank AARI was commissioned in 1990 to replace the world's first ice tank, located in the old building of the institute. For 25 years, his work has expanded the range of studies carried out, have developed new methods of preparation and experimentation, advanced measuring equipment. The article briefly describes the basic principles of physical modeling and experimental equipment used in the ice tank and also contains the most interesting and promising experimental work.

Keywords: ice tank, physical modelling, similarity criterion, ice properties, ice capability, ice loads, offshore structure.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 061(09)

Поступила 9 марта 2015 г.

К 65-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ ПОЛЕВОЙ БАЗЫ АНИИ «ЛАДОГА»

*рук. пресс-службы С.Б. ЛЕСЕНКОВ, ст. науч. сотр. Р.Е. ВЛАСЕНКОВ**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: sbles@aari.ru*

«Вряд ли можно ожидать успехов в сложном деле изучения северных морей без широкого внедрения в исследовательскую практику приборов, построенных на современном техническом уровне», — говорится в разделе «Введение» первого Краткого отчета экспедиции А-125 «Научно-методическая станция АНИИ на Ладожском озере и ее первые исследовательские работы» (Ленинград, 1950 г.). Эта краткая по выражению и емкая по содержанию мысль лежала в основе обоснования необходимости создания институтом собственной специфической методической базы. Указанный подход к решению вопросов методического обеспечения гидрометеорологических и иных наблюдений возобладал к середине прошлого века над другим бытовавшим в то время в институте мнением о возможности освоения новых приборов «в обычных» экспедициях. Практика последующих десятилетий полностью подтвердила правильность выбранного пути.

Решение о выборе участка для размещения научно-методической станции (НМС) АНИИ на берегу Ладожского озера готовилось коллегиально комиссией в составе представителей пяти ведущих научных отделов института.

Выбор места для размещения НМС должен был отвечать основным требованиям:

– станция должна строиться на берегу водоема такой площади и глубины, которые

были бы достаточны для применения всех ресурсов океанологических исследований,

– станция должна иметь безопасную и удобную стоянку плавучих средств,

– станция должна располагаться вблизи Ленинграда (Санкт-Петербурга) и иметь с ним хорошую транспортную связь (автомобильную, железнодорожную и водным путем).

Участок берега Ладожского озера, расположенный рядом с маяком Осиновец и вблизи западной стороны ледовой «Дороги жизни» времен блокады Ленинграда в годы Великой Отечественной войны в наибольшей степени соответствовал установленным критериям. Ладожское озеро — величайшее в Европе. Площадь его — свыше 18000 км². Максимальные глубины в озере превышают 200 м.

До первых послевоенных лет поселок Осиновец являлся центром и базой как военно-морского, так и торгово-рыболовного судоходства. В соответствии с этим были построены искусственная гавань, служебные помещения и здание маяка. Ко времени основания НМС район маяка утратил свое значение как узел морской службы и являл собою практически заброшенное место.

Практика гидрометеорологических наблюдений в районе пос. Осиновец имеет свою предысторию. В период 1932–1939 гг. в Осиновце действовала станция Гидрографического управления Балтийского флота. С началом Великой Отечественной войны, в

июне 1941 г. в Осиновце была открыта метеостанция, что имело большое значение в свете того факта, что из 88 метеостанций, действовавших до войны в Северо-Западном регионе, к концу 1942 г. осталось около тридцати. Персонал метеостанции «Осиновец» оперативно предоставлял данные о фактической погоде в районе прохождения критически важной для блокадного Ленинграда «Дороги жизни». Метеостанция просуществовала до декабря 1964 г., когда она была переведена в ранг гидрологического поста. В настоящее время данный пост в структуре Северо-Западного УГМС Росгидромета выполняет наблюдения за гидрохимическим режимом озера — качеством поверхностных вод, а также мониторинг ледовой обстановки.

Работы на базе НМС на Ладожском озере, начиная с момента официального основания станции в 1950 г., проводились в рамках экспедиции А-125. Эта экспедиция прекратила свое существование 18 сентября 1952 г. одновременно с окончанием летнего экспедиционного сезона. В последующие годы за станцией упрочился статус одного из подразделений Арктического, а с 1955 г. — Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

Основанию станции предшествовали методические работы, выполненные осенью 1949 г. гидрологической группой в составе четырех человек под руководством старшего научного сотрудника института Е.И. Чаплыгина. Большая польза такого рода работ в совершенствовании методической базы института, несомненно, повлияла на решение комиссии о создании базы на Ладоге, несмотря на тяжелое материальное положение института и страны в целом в послевоенный период.

Первые несколько лет для размещения немногочисленного персонала НМС институт арендовал ряд помещений в здании, принадлежавшем Северо-Западному управлению речного пароходства. Для хранения имущества станции использовалось также здание маяка. В качестве плавсредства имелся лишь морской четырехвесельный ял.

Достаточно быстрое развитие инфраструктуры НМС было обусловлено



Здание Северо-Западного управления речного пароходства, где первые годы размещалась НМС «Ладога».

насущными потребностями института в совершенствовании приборной и методической базы наблюдений. Появилось новое каменное одноэтажное здание на 11 комнат для размещения персонала и некоторых лабораторий. Построены отдельные лабораторные павильоны. Оборудованы механическая и слесарная мастерские. Налажено складское хозяйство, обеспеченное погрузо-разгрузочной и транспортной техникой. За станцией был закреплен постоянный штат сотрудников численностью семь человек, главным образом технических специалистов, в задачи которых входило техническое и хозяйственное обслуживание станции, а также оказание всесторонней помощи сотрудникам института в проведении научно-методических и испытательных работ.

На станции развернулись научно-методические и исследовательские работы по разделам метеорологии, актинометрии, океанологии, гидрологии. К середине 1950-х гг. за станцией закрепилось название «научно-испытательная» — НИС, что отнюдь не вступало в противоречие с замыслами

Морской четырехвесельный ял — первое плавсредство в составе НМС «Ладога».



ее создателей. Именно на станции проходили испытания первые автоматические метеостанции, новые схемы буйковых океанографических станций с надводным и притопленным (подледным) несущим бумом (ПБС). С конца 1960-х гг. схемы ПБС, разработанные в ААНИИ, стали находить все более широкое применение как в ледовых, так и свободных ото льда морях, включая акватории с абиссальными глубинами. Научные фонды ААНИИ хранят подробные отчеты о выполненных работах.

Особенное развитие получили методические и научные исследования в области физико-механических, оптических свойств и особенностей структуры как морского, так и пресноводного льда. Начало этого направления работ было положено в середине 1960-х гг., а уже в 1976 г. была организована лаборатория физического моделирования в составе отдела физики льда и океана ААНИИ. Ее бессменным руководителем со дня основания был кандидат географических наук Николай Васильевич Черепанов, увлеченный ледоисследователь, автор многочисленных научных публикаций, известный,

в частности, как изобретатель столь эффективного «кольцевого бура Черепанова».

Природные особенности Ладожского озера в районе станции отвечают большинству требований для проведения гидрологических и ледовых натурных экспериментов. Большая площадь акватории, разнообразный рельеф дна, сложный ледово-гидрологический режим, наличие припайных и дрейфующих льдов позволяют исследовать все физические процессы, связанные с формированием, развитием и разрушением ледяного покрова в течение осенне-зимнего и весеннего периодов. Кроме этого, местоположение станции очень удобно для изучения механизмов воздействия льда на различные сооружения непосредственно на натуре, а также многообразных процессов динамического ледообразования: формирование торосов, стамух, внутриводное ледообразование и др.

Помимо работ, связанных с исследованиями пресного ледяного покрова Ладожского озера, на базе имелся лабораторный комплекс для моделирования физических процессов, происходящих в морском ледяном покрове.



Н.В. Черепанов с кольцевым буром собственной конструкции и редким по длине ледяным керном, полученным при его использовании.



Исследование процессов формирования торосов и стамух, их морфометрических и физико-механических характеристик.

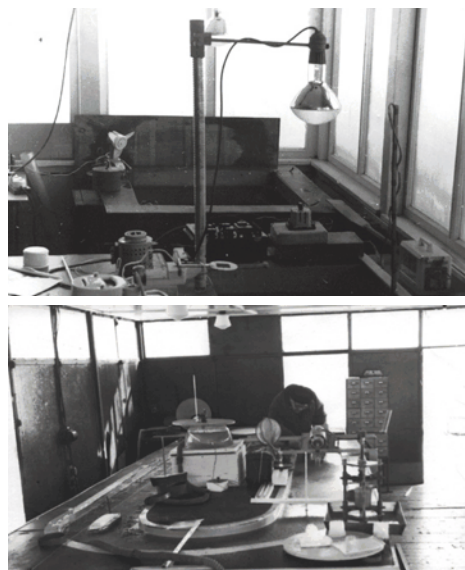
Процессы, связанные со статическим ледообразованием, исследовались в теплоизолированных емкостях (баках), оборудованных компенсаторами давления, размещенными в холодной лаборатории. Для изучения динамических процессов, таких, например, как формирование пространственной упорядоченности кристаллов и анизотропии физических свойств льда, переохлаждения воды и внутриводного ледообразования, формирования ледовой «подушки» и др., использовались теплоизолированные кольцевые лотки разного диаметра, также оборудованные компенсаторами давления.

Использование винтов различной модификации и размеров, установленных на валу двигателя, позволяло создавать в лотках потоки с разными заданными скоростями движения воды. Работы в теплоизолированных емкостях и лотках проводились при наружной температуре воздуха. Использование малых лабораторных емкостей давало значительный экономический эффект при проведении исследований, поскольку позволяло осуществлять частую смену ледово-гидрологических условий экспериментов, обусловленных такими параметрами, как температура и соленость воды, скорости водных потоков, начальные условия ледообразования

и др. Для исследования физических ледовых процессов при постоянном температурном режиме использовалась морозильная камера, в которой был расположен лабораторный бассейн объемом 1,8 м³. В нем моделировались физические процессы, происходящие во льду, на фронте кристаллизации и подстилающем слое воды.

Помимо научно-исследовательских работ, проводившихся в лаборатории физического моделирования в соответствии с плановой тематикой отдела физики льда и океана ААНИИ и направленных на изучение процессов ледово-гидрологического режима полярных морей лабораторная база также служила:

- натурным полигоном для проведения научно-исследовательских и методических работ по вопросам, связанным с разработкой и внедрением радиофизических методов исследований арктических морей (активной радиолокации, инфракрасной и СВЧ радиометрии), а также для испытаний радиолокационной аппаратуры;
- испытательным полигоном для первичной полевой проверки и наладки приборов перед отправкой их в Арктику и Антарктику;
- учебно-методической базой для проведения учебно-производственной прак-



Оборудование холодной лаборатории.



Лабораторный бассейн в морозильной камере.

тики студентов гидрометеорологических вузов и стажировки специалистов, направляемых для работы в полярные районы по вопросам физики и механики льда, радиопизики, гидрометеорологии и экологии.

Многие годы Ладожская лабораторная база являлась важной точкой наблюдений за состоянием ледяного покрова, проводимых по линии МЧС.

В недавнем прошлом на Ладожской НМС проводили исследования многие научно-исследовательские институты страны: ВНИИГ, ГИПХ, ГГИ, ЛГМИ, ИПМ АН и др., а также осуществлялся тесный контакт с рядом зарубежных исследователей США, Канады, Германии и Финляндии.

В условиях современной России перед ААНИИ встают новые вызовы. Важность учета воздействия природной среды на хозяйственную деятельность человека неуклонно возрастает. Вопросы безопасности морской деятельности, в частности, в Арктике — в числе приоритетных для ААНИИ. Парк измерительной техники отечественного и иностранного производства в области гидрометеорологии неуклонно расширяется. Сложность и стоимость измерительной техники возрастают. Соответственно повышаются ответственность и требования к уровню квалификации и подготовки специалистов — пользователей технических средств. Комплексная задача методического обеспечения изучения взаимодействия человека и окружающей среды остается в числе важнейших в русле общего научного процесса и сопутствующих прикладных разработок.



Учебно-гостиничный корпус ПБ «Ладога» со стороны подъезда по трассе А 128.

В период 2009–2014 гг. НИС «Ладожская» подверглась коренной реконструкции и модернизации. Название подразделения приведено в соответствие со стоящими перед ним задачами — «Полевая база «Ладога»» учебно-тренировочный и методический центр полярных исследований». Краткое название — «Полевая база (ПБ) «Ладога»». К настоящему времени ПБ «Ладога» располагает развитой инфраструктурой, основные элементы которой включают:

- жилой двухэтажный комплекс на 20 двухместных номеров гостиничного типа со всеми удобствами; с конференц-залом (позволяющим как осуществлять учебно-преподавательскую деятельность, так и проводить различные мероприятия), помещением столовой с кухонным оборудованием и помещениями для коллективного отдыха;

- лабораторный корпус, предназначенный для проведения камеральных и лабораторных работ, который на данном этапе активно оборудуется как для обучения студентов, так и для методической подготовки сотрудников к экспедиционной деятельности;

- складской комплекс;

- катер Trident SOLO 900 («Полярник») с предусмотренным подходом непосредственно к причалу на территории станции.

Для полевой базы в целом предусмотрены резервное автономное электро- и водоснабжение. Успешно решены вопросы предотвращения неблагоприятного воздействия научно-производственной деятельности на базу на ее наземное и водное природное окружение. При капитальной перестройке инфраструктуры базы бережно обошлись с



Конференц-зал.

посадками деревьев и кустарников. Большая работа произведена по укреплению береговой линии в расположении базы. Помимо выполнения прямой задачи — предотвращения разрушения берега, полевая база получила живописную набережную — променаду. Территория базы приобрела привлекательный эстетический вид.

Сегодня Полевая база ААНИИ «Ладoga», продолжая выполнять свою основную функцию, обрела некоторые дополнительные возможности и достоинства. Наличие крупного плавсредства и высококачественное оснащение лабораторий позволяют усилить научно-исследовательский компонент, расширить географию исследований на ладожский регион, в частности по палеоклиматическому направлению. Располагая современным гостиничным комплексом, база способна играть роль удобной площадки для проведения рабочих школ, семинаров, совещаний и т.п. в рамках Росгидромета или межведомственных мероприятий. Уже в июне 2014 г. на Полевой базе «Ладoga» состоялась летняя выездная школа-семинар «Полевые методы гидрометеорологических и палеогеографических исследований полярных регионов», организованная отделом подготовки кадров (ОПК) и российско-германской лабораторией полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта (ОШЛ) ААНИИ при финансовой поддержке Росгидромета. Основной целью мероприятия было обучение молодых ученых, студентов и аспирантов специфике полевых работ в полярных регионах по направлениям:

- методы полевых измерений на водных объектах суши;
- методы полевых океанологических и метеорологических исследований;

– методы полевых гидрохимических исследований;

– методы полевых палеогеографических исследований.

Практические и лекционные занятия проводили сотрудники ААНИИ отделов океанологии, взаимодействия океана и атмосферы, географии полярных стран и лаборатории полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта, имеющие большой опыт как экспедиционной, так и преподавательской деятельности.

В школе-семинаре приняли участие 24 молодых специалиста из Санкт-Петербургского государственного университета, Российского государственного гидрометеорологического университета, Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена, Государственной полярной академии, Иркутского государственного университета, Института водных проблем Севера Карельского НЦ РАН.

Свой 65-летний юбилей ПБ «Ладoga» встречает в полной готовности к решению стоящих перед ней задач. Уникальная для европейской части России по своей обширности и экологической сохранности акватория наряду с благоустроенной жилой и хозяйственной инфраструктурой базы содержит в себе необходимые предпосылки к ее эффективному использованию по прямому назначению в интересах Росгидромета.

Авторы статьи выражают признательность директору Морской ГМО С-3 УГМС О.В. Кашкареву за предоставленные материалы по истории метеостанции «Осиновец».

Сборник научных статей
ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
№ 1 (103)

Подписано в печать 27.03.2015
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 0315741

Типография ООО «Супервэйв Групп»
188681, Ленинградская область, Всеволожский район, пос. Красная Заря, д. 15

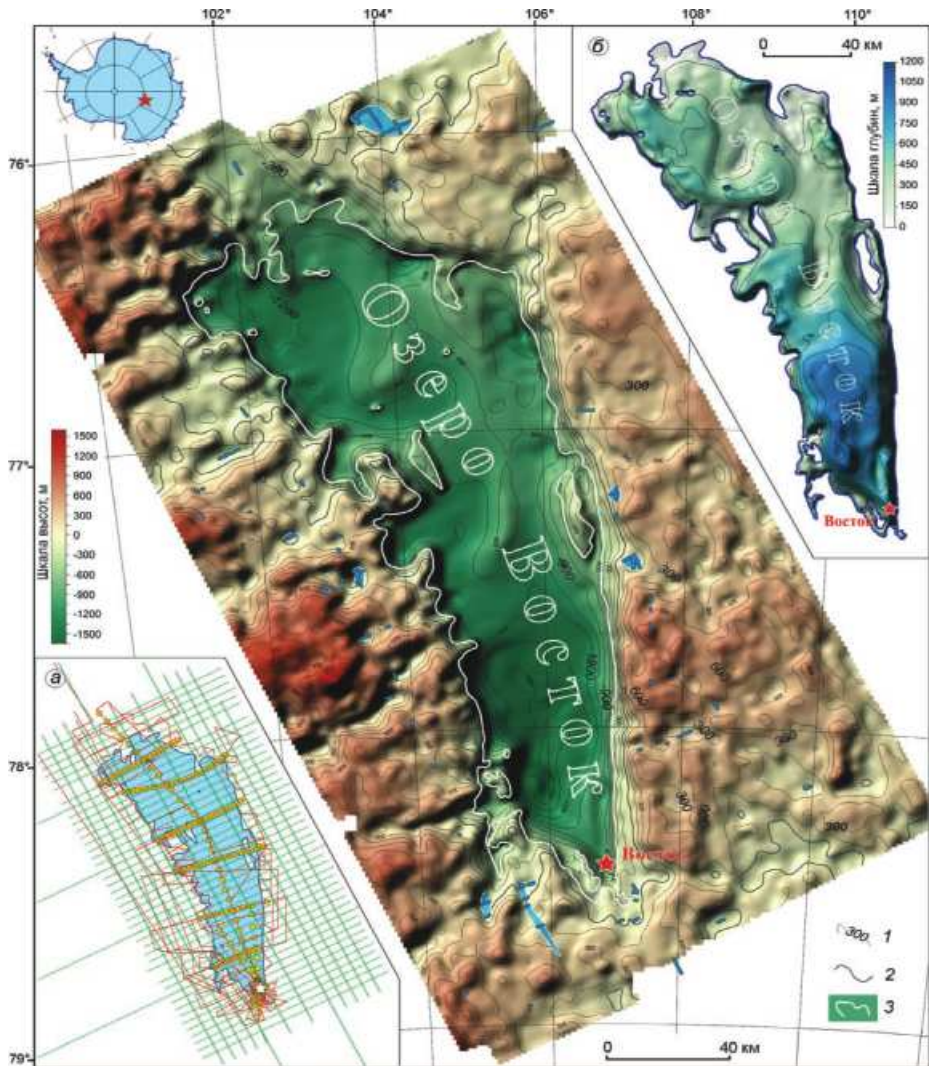


Рис. 2. Коренной рельеф и подледниковые водоемы в районе подледникового оз. Восток: 1 — изогипсы коренного рельефа; сечение изолиний 150 м; 2 — уровень моря; 3 — береговая линия оз. Восток; голубым цветом показаны подледниковые водоемы. На секции а приведена схема расположения использованных геофизических данных; красным цветом показаны отечественные радиолокационные маршруты; зеленым — маршруты американской съемки; желтые точки — пункты сейсмических зондирований. На секции б показаны глубины оз. Восток; сечение изолиний 150 м (Попов и др., 2012).

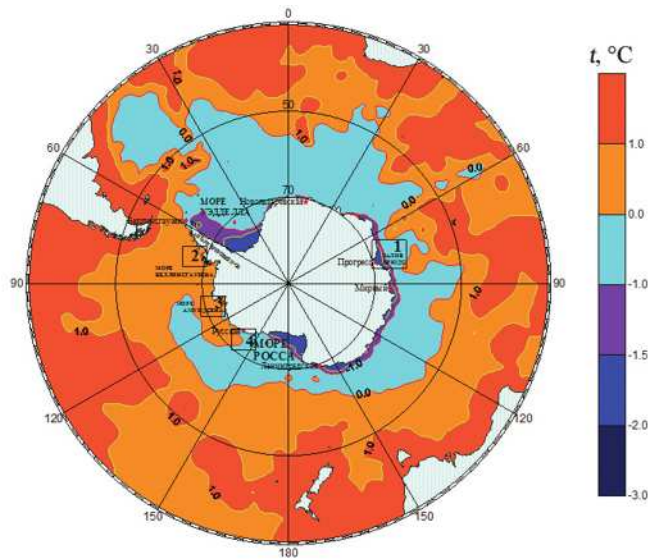


Рис.1. Карта температуры морской воды в придонном 50-метровом слое Южного океана, построенная на основе анализа всех имеющихся в лаборатории данных. Цифрами обозначены районы, где выполняются океанографические работы последних лет: 1 – залив Прюдс; 2 – залив Маргерит; 3 – море Амундсена, 4 – район станции Русская.

Карта отражает разделение прибрежных районов Антарктиды на холодные (шельф и материковый склон заполнены холодными шельфовыми водами) и теплые (шельф и склон заполнены ЦГВ). В районах, где обнаружены шельфовые воды, происходит формирование АДВ (моря Росса и Уэдделла, залив Прюдс). Там, где на шельфе присутствует ЦГВ, происходит таяние шельфовых ледников, которое вызывает распреснение поверхностного слоя моря.

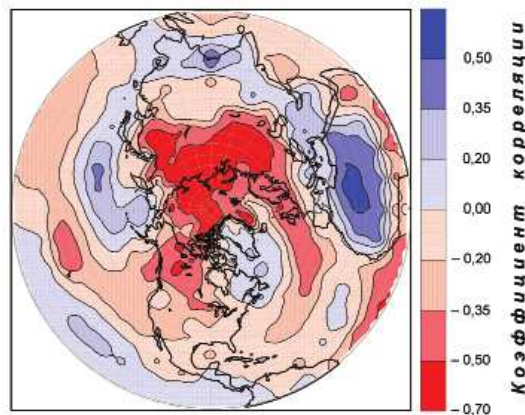


Рис. 7. Корреляция между зимними значениями индекса меридионального переноса ДМ и температуры воздуха зимой в Северном полушарии, рассчитанная по данным NCEP за 1948–2010 гг. Отрицательным значениям соответствует повышение температуры (выделено красным цветом).

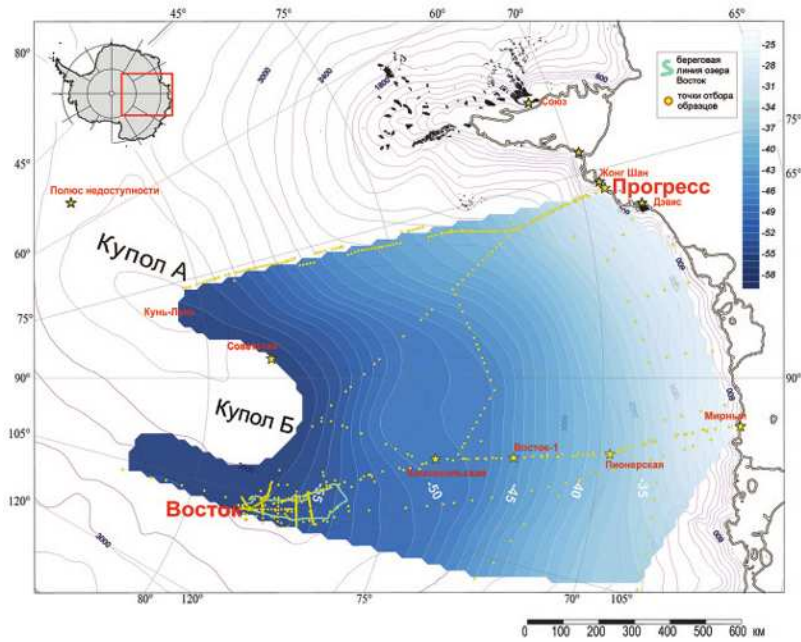


Рис. 1. Изменения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) поверхностного снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды.

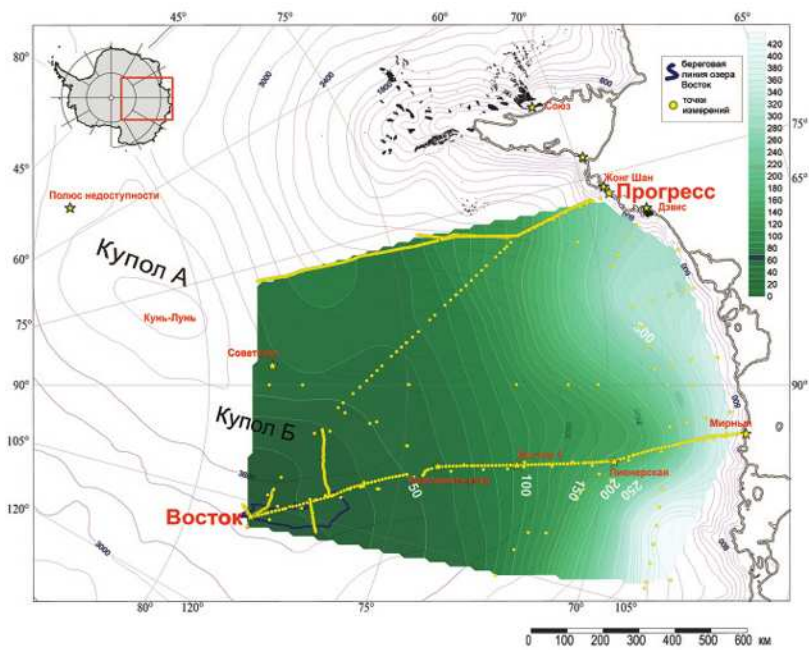


Рис. 3. Скорость снегонакопления (мм в.э./год) в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды.

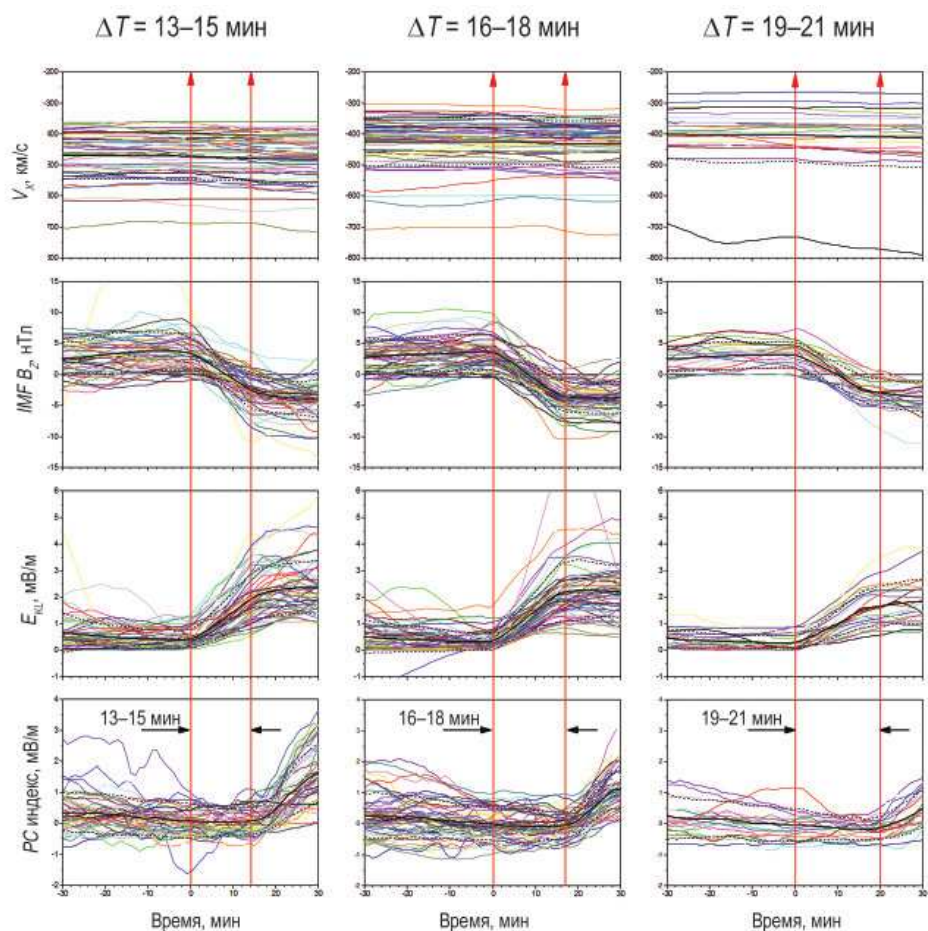


Рис. 6. Временной ход радиальной V_x компоненты скорости солнечного ветра, вертикальной B_z компоненты ММП, межпланетного электрического поля E_{KL} и индекса РС для координированных событий с временем задержки $\Delta T = 12-15$ мин, $\Delta T = 16-18$ мин и $\Delta T = 19-21$ мин. Тонкие линии представляют вариации указанных параметров в ходе индивидуальных событий. Жирная черная линия — поведение усредненных по каждой группе параметров V_x , B_z , E_{KL} и РС.