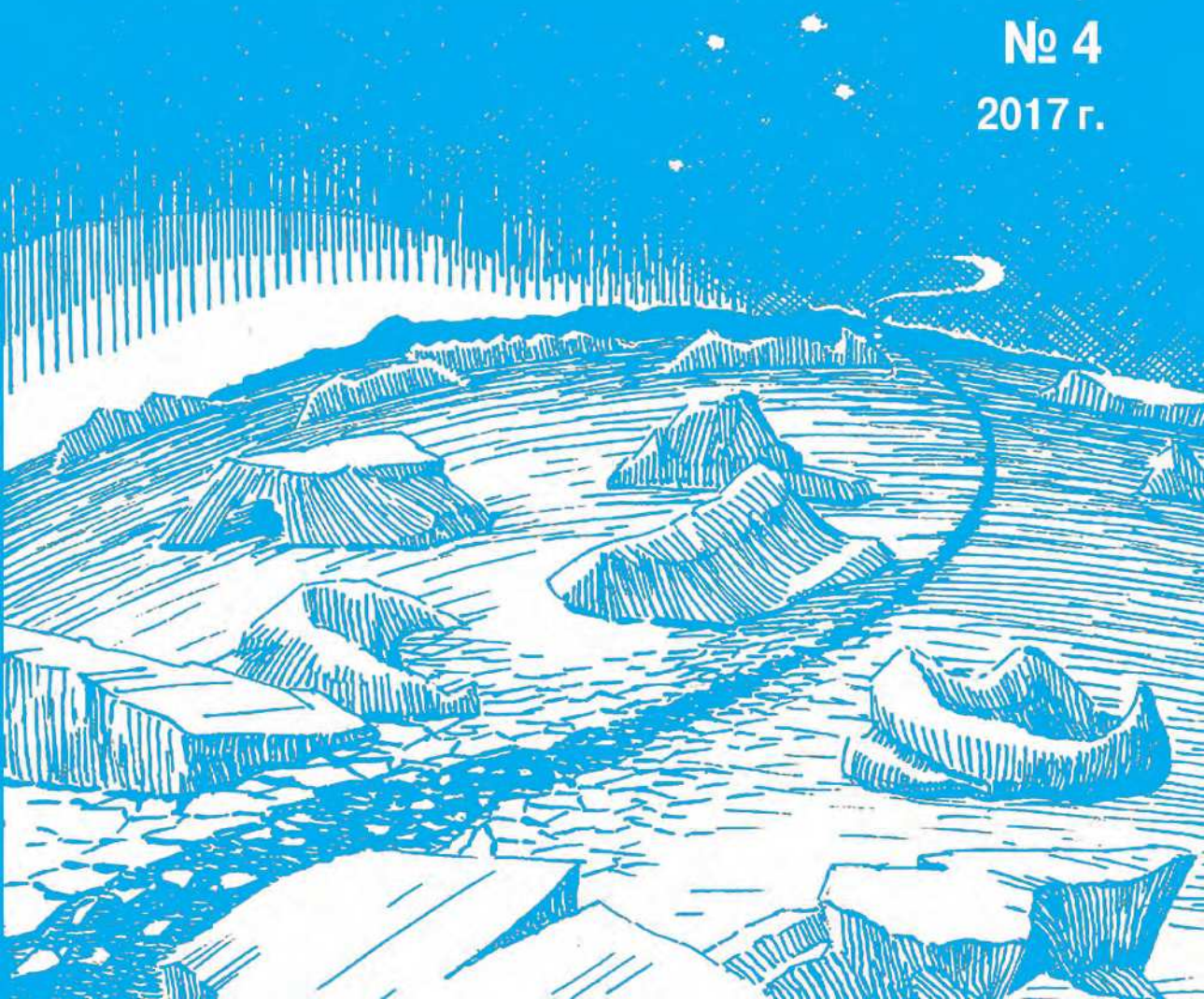




ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4
2017 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

№ 4 (114)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2017

Главный редактор

чл.-кор. РАН, д-р геогр. наук *И.Е. Фролов* (ААНИИ)

Редакционная коллегия

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

канд. биол. наук *И.А. Алехина*

(ученый секретарь, тел. (812) 337-3162, e-mail: alekhina@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)

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

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

д-р геол.-минерал. наук *Г.Л. Лейченков* (ВНИИОкеангеология)

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. Прохутинский* (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

№ 4 (114)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций
Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК (вступивший в силу 1 декабря 2015 г.),
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), 2017

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С.В. Хотченков.</i> Формирование возрастного состава ледяного покрова в море Лаптевых.....	5
<i>А.Г. Григорьев, Е.Н. Нестерова, И.А. Неевин, М.А. Холмянский.</i> Схема техногенного радиоактивного загрязнения Российской Арктики	16
<i>А.А. Пискун.</i> О точности определения средних и экстремальных уровней воды при сокращении сроков наблюдений на постах Обской и Тазовской губ	23
<i>В.П. Карклин, А.В. Юлин, М.В. Шаратунова, Л.П. Мочнова.</i> Климатическая изменчивость ледяных массивов Карского моря	37
<i>У.В. Прохорова, П.Н. Священников, Б.В. Иванов.</i> Исследование временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции в районе арх. Шпицберген	47
<i>О.Б. Поповичева, А.П. Макитас, В.В. Мовчан, Н.М. Персианцева, М.А. Тимофеев, Н.М. Ситников.</i> Аэрозольная составляющая приводного слоя атмосферы по данным наблюдений экспедиции «Север-2015»	57
<i>В.В. Харитонов.</i> Сезонная изменчивость температуры льда по результатам измерений на дрейфующей станции «Северный полюс-38»	66
<i>И.А. Немировская.</i> Содержание и состав органических соединений в отделяющихся озерах в Антарктике и Арктике	76
<i>С.В. Попов, С.С. Пряхин, Д.П. Бляхарский, А.Д. Белков, В.Л. Кузнецов, М.П. Кашкевич, С.В. Тюрин.</i> Основные результаты инженерных изысканий в районе станций Мирный, Прогресс и полевой базы Молодежная, Восточная Антарктида, в сезон 62-й РАЭ (2016/17 г.).....	86
<i>Г.Н. Войнов, А.К. Наумов.</i> Приливы в юго-западной части Карского моря. Результаты применения способа калибровки приливов	98

CONTENTS

<i>S.V. Hotchenkov.</i> Stages of sea ice development in the Laptev sea	5
<i>A.G. Grigoriev, E.N. Nesterova, I.A. Neevin, M.A. Kholmyanskii.</i> The scheme of the anthropogenic radioactive pollution of Russian Arctic.....	16
<i>A.A. Piskun.</i> About the accuracy of definition of average and extreme water levels at reduction of terms of observations on posts of the Ob and Taz estuaries	23
<i>V.P. Karklin, A.V. Yulin, M.V. Sharatunova, L.P. Mochnova.</i> Climate variability of the Kara sea ice massifs	37
<i>U.V. Prokhorova, P.N. Sviashchennikov, B.V. Ivanov.</i> Investigation of the temporary variability of the characteristics of atmospheric circulation in the area of Spitsbergen	47
<i>O.B. Popovicheva, A.P. Makshtas, V.V. Movchan, N.M. Persiantseva, M.A. Timofeev, N.M. Sitnikov.</i> Aerosol component of the atmospheric surface layer according observations of the expedition “North-2015”	57
<i>V.V. Kharitonov.</i> Seasonal variability of ice temperature upon the results of measuring at “North Pole-38” drifting station.....	66
<i>I.A. Nemirovskaya.</i> Content and composition of organic compounds in separate lakes in Antarctica and the Arctic.....	76
<i>S.V. Popov, S.S. Pryakhin, D.P. Bliakharskii, A.D. Belkov, V.L. Kuznetsov, M.P. Kashkevich, S.V. Tyurin.</i> Main results of the engineering survey in the area of stations Mirny and Progress and field base Molodezhnaya, East Antarctica, in the field season of 62 RAE (2016/17)	86
<i>G.N. Voinov, A.K. Naumov.</i> The tides in the south-western Kara sea. Tides calibration method effects	98

ФОРМИРОВАНИЕ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

С.В. ХОТЧЕНКОВ

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

С использованием электронных ледовых карт ААНИИ за 1997–2017 гг. с декадной дискретностью рассчитаны возрастные характеристики льдов в ледяном покрове моря Лаптевых в осенне-зимний период. Выявлены различия в формировании возраста (толщины) дрейфующих и припайных льдов, проявляющиеся в более раннем появлении однолетних льдов в припае и в их относительном количестве. В среднем ледяной покров моря Лаптевых в конце периода нарастания на 60 % состоит из однолетних толстых льдов, большая часть которых образуется в припае — 38 %, при этом площадь дрейфующих льдов в 1,5 раза больше.

Ключевые слова: море Лаптевых, возраст (толщина) льда, дрейфующий лед, припай.

ВВЕДЕНИЕ

Для исследования и освоения арктического шельфа оказалось необходимым знание ледового режима арктических морей не только в летний период, когда происходит разрушение ледяного покрова, но и в осенне-зимний период его формирования. В настоящее время в зимний период в море Лаптевых нефтегазовыми компаниями проводятся ледово-гидрологические и метеорологические исследования на припайных и дрейфующих льдах. Припай моря используется для решения транспортных и логистических задач.

Общие сведения о зимнем ледовом режиме моря Лаптевых получены в период визуальных авиационных ледовых разведок до начала 1990-х гг., которые производились с февраля по май один раз в месяц по стандартным маршрутам с последующей интерполяцией ледовых характеристик по акватории моря. Дополнительные сведения о состоянии ледяного покрова предоставляли наблюдения в районах полярных станций.

Использование спутниковых данных позволило получать пространственное распределение ледовых характеристик с дискретностью 7–10 суток (при необходимости и чаще) в течение всего периода формирования ледяного покрова. Эти данные существенно расширили имеющиеся представления о формировании припая, заприпайных полыней. Создание электронных ледовых карт и их анализ с помощью ГИС-технологий позволили регулярно оценивать количество льдов различного возраста в период формирования ледяного покрова, что важно при отсутствии прямых измерений толщины льда в море.

Приведенные в статье результаты характеризуют состояние льдов в море Лаптевых в период происходящего в Арктике потепления и существенно дополняют режимные характеристики ледяного покрова в осенне-зимнее время, полученные ранее в «холодный» климатический период (Карелин, 1946; Гордиенко, 1971; Гудкович и др., 1972).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕДОВОГО РЕЖИМА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Почти девять месяцев (октябрь–июнь) ледяной покров полностью покрывает море Лаптевых. Ледяной покров состоит из дрейфующих и припайных льдов. В период его формирования западная и северная части акватории моря находятся под воздействием ложбины исландского минимума. В это же время погодные условия в юго-восточных и восточных районах моря определяются отрогом мощного Сибирского антициклона и западной периферией Арктического антициклона. Море Лаптевых свободно сообщается с Арктическим бассейном, и вследствие особенностей атмосферной циркуляции дрейфующие льды через северную границу моря выносятся в Арктический бассейн. При этом вынос льдов из моря Лаптевых максимальный среди морей сибирского шельфа (Гудкович и др., 1972).

Ледообразование и нарастание льда. В конце августа — начале сентября на севере моря среди остаточных льдов (не вытаявших летом) начинается устойчивое ледообразование, которое постепенно распространяется к югу на центральные и прибрежные районы моря свободные ото льдов. В первых числах октября процессы ледообразования распространяются на южные прибрежные районы западной части моря, и в среднем 5–7 октября замерзает район вблизи дельты реки Лены, до этого времени остававшийся свободным от первичных видов льда (рис. 1). Таким образом, в среднем все море замерзает в течение одного месяца.

В то время как процессы ледообразования распространяются в южные районы моря, в его северных и центральных районах происходит интенсивное нарастание толщины льда. В соответствии с распространением процесса ледообразования в море характерно зональное распределение льдов различного возраста (толщины), ориентированное в юго-восточном направлении. Как видно из рис. 2 (см. цвет. вклейку), в конце октября большая часть юго-восточного района моря занята низовыми и серыми льдами (5–15 см), северо-западнее располагается обширная

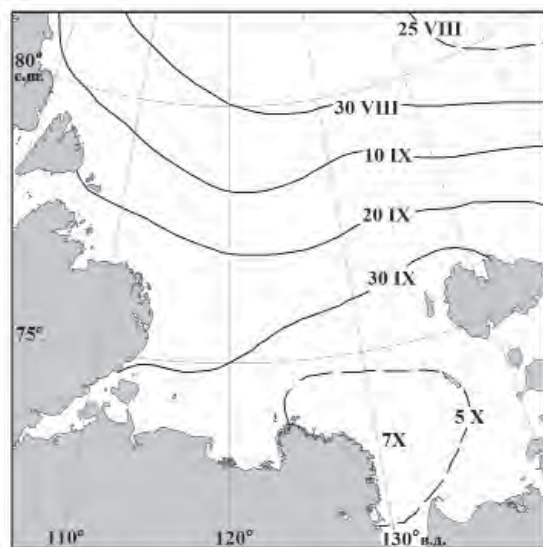


Рис. 1. Изохроны средних сроков устойчивого ледообразования в море Лаптевых.

зона серо-белых льдов (15–30 см). Еще севернее этой зоны образовались однолетние тонкие льды (30–70 см), которые к этому времени занимают около 12 % акватории моря, и начинают образовываться однолетние средние льды (70–120 см). В крайнем северо-западном районе моря сохраняется небольшое количество (около 5 %) остаточных льдов, которые позже переходят в стадию двухлетних льдов (рис. 2 цвет. вклейки).

Припай. По данным полярных станций, в среднем через 10–15 суток после начала устойчивого ледообразования на мелководьях, в закрытых бухтах и заливах в виде ледяных заберегов появляется припай. Его образование становится возможным при достижении молодым льдом толщины 5–10 см. В большинстве районов моря Лаптевых припай начинает образовываться в одной из декад октября (чаще всего в конце октября).

Припай моря Лаптевых является наиболее развитым в арктических морях сибирского шельфа и уступает по площади только припаю Восточно-Сибирского моря. При этом площадь припая в меньшей степени подвержена влиянию межгодовых колебаний гидрометеорологических условий, чем припай в Восточно-Сибирском и Карском морях. Этому способствуют особенности припайной зоны моря, характеризующейся неровным дном со множеством банок в южной и юго-восточной его частях, где глубины не превышают 5 м. При дрейфе и подвижках льда на мелководьях образуются стамухи, и при нарастании припая они оказываются включенными в припайный лед и являются своеобразными «якорями», удерживающими припай от разломов при смене направлений ветров. Припай в этих районах простирается в море на сотни километров. Положение границ припая в южных районах моря Лаптевых при различной степени его развития по данным работы (Карклин и др., 2013) представлено на рис. 3.

Припай вдоль архипелага Северная Земля и Таймырского полуострова развит значительно слабее. Его ширина в среднем составляет около 35 км.

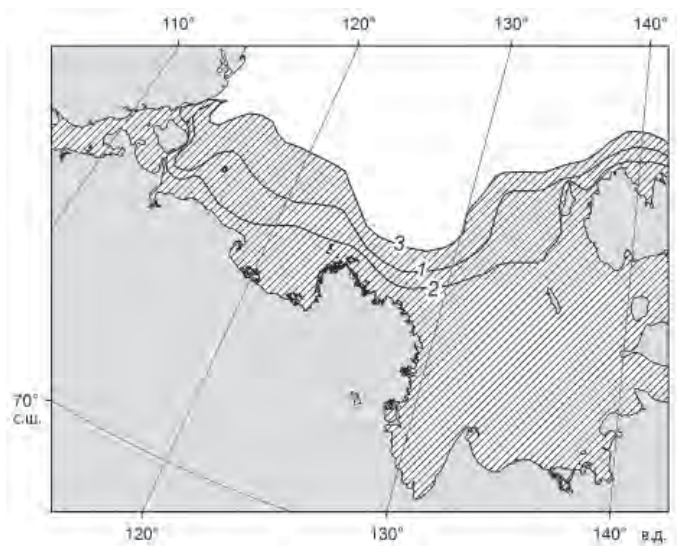


Рис. 3. Положение границ припая в южной и юго-восточной части моря Лаптевых при среднем (1), минимальном (2) и максимальном (3) развитии.

В среднем в период максимального сезонного развития припай занимает около 39 % акватории моря Лаптевых. Большая часть припайного льда образуется в восточной части моря (к востоку от 125° в.д.), его площадь составляет около 70 % от общей площади припая в море. В среднем площадь припая в море Лаптевых достигает около 210 тыс. км², при максимальном развитии — около 230 тыс. км² (Карелин, Карклин, 2012; Карклин и др., 2013).

По данным полярных станций, припай в море Лаптевых достигает толщины 180–200 см, иногда — 220–250 см.

Дрейфующие льды. Припай распространяется в открытые районы моря до 20–25-метровых глубин, в зависимости от его площади в период максимального распространения, дрейфующие льды занимают от 57 до 61 % площади моря (536 тыс. км²).

В зимний период дрейфующие льды состоят в основном из полей размерами 500–2000 м, а также полей сморозей, образующих большие ледяные поля длиной 5–10 км.

В зимнее время, благодаря преобладанию воздушных потоков южных направлений (Гидрометеорологические условия..., 1986), которые усиливают Новосибирское течение, дрейфующие льды выносятся из моря в Арктический бассейн, где соединяются с Трансарктическим дрейфом льдов.

С Восточно-Таймырским течением, наоборот, в море Лаптевых круглый год поступают многолетние льды из Арктического бассейна. С этим же течением в море поступают айсберги, образующиеся у берегов Северной Земли.

Как показывают наблюдения и эмпирические расчеты ледообмена моря Лаптевых с Арктическим бассейном, только за зимнее полугодие (октябрь–март) из моря в Арктический бассейн выносятся в среднем около 280000 км² льда, что по площади сравнимо с площадью восточной части моря (Гудкович и др., 1972).

Толщина дрейфующих однолетних льдов составляет 140–180 см. Двухлетние льды, поступающие из Арктического бассейна, достигают толщины 2,0–2,5 м (Романов, 1991).

Льды в море Лаптевых мало всторошены, торосистость их в основном составляет 1–2 балла, местами — 3 балла. Преобладающая высота гряд торосов — 1,0–2,0 м, а отдельных торосов 3–4 м.

К концу периода нарастания ледяного покрова, в мае, около 80 % акватории моря занимают однолетние толстые льды (толщиной более 120 см). В северных районах моря присутствуют двухлетние и многолетние льды, занимающие 4–6 % акватории моря (Гудкович и др., 1972).

Заприпайные полыньи. В зимний период при почти постоянном выносе льдов из моря между припаем и дрейфующими льдами образуются полыньи с чистой водой и молодыми льдами (до 30 см). Море Лаптевых отличается от других арктических морей не только развитым припаем, но и устойчивыми заприпайными полыньями.

Полыньи образуются за припаем североземельского, таймырского и южного побережий моря и побережья Новосибирских островов. Полыньи называют по месту их образования. Наиболее устойчивыми из полыней являются Анабаро-Ленская, Западная-Новосибирская и Северная-Новосибирская, располагающаяся к северу от Новосибирских островов. Протяженность этих полыней — сотни километров, ширина в среднем 30–40 км, но может превышать 100 км. В 80 % случаев эти полыньи существуют одновременно, образуя Великую Сибирскую полынью.

Суммарная площадь полыней моря Лаптевых в зимнее время в среднем составляет около 52 тыс. км², что близко к 10 % от площади моря (Карелин, Карклин, 2012).

В период нарастания ледяного покрова полыньи вовлекаются в процесс ледопродуктивности моря. Почти половина (по площади) выносимого из моря льда репродуцируется благодаря полыньям.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА (ТОЛЩИНЫ) ДРЕЙФУЮЩИХ И ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Основные результаты обработки электронных ледовых карт за 1997–2017 гг. представлены в таблицах 2 и 3. Следует иметь в виду, что количество льдов разного возраста приведено в таблицах относительно площадей, занимаемых льдами в каждой из декад осенне-зимних месяцев, эти площади изменяются в процессе нарастания ледяного покрова. Характер этих изменений представлен в табл. 1.

Таблица 1

Площади льдов в море Лаптевых в начале месяцев осенне-зимнего периода, %

Характеристика льдов	Месяц							
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Дрейфующие льды	71	94	85	74	67	64	62	62
Припайные льды	2	5	14	25	32	36	37	37

Из табл. 1 видно, что в начале октября припай занимает 2 % площади моря (около 11 тыс. км²), дрейфующие льды — около 70 %. Соотношение площадей изменяется по мере нарастания припая и окончательно устанавливается в начале апреля.

Возраст дрейфующего льда. В начальный период формирования ледяного покрова вместе с вновь образующимися льдами в море присутствуют остаточные льды, которые не вытаяли в летний период. Чаще всего это льды Таймырского ледяного массива. В начале октября на их долю приходится около 25 % от общего количества дрейфующих льдов. Постепенно остаточные льды переходят в стадию двухлетних льдов, их количество уменьшается вследствие выноса льдов из моря, но в небольшом количестве они сохраняются до конца периода формирования ледяного покрова (табл. 2).

До середины ноября в море преобладают молодые и начальные виды льдов. Их основу составляют серо-белые льды толщиной 10–30 см, максимум которых приходится на первую декаду ноября и составляет около 60 %. Молодые и даже начальные льды присутствуют в море в течение всего периода нарастания ледяного покрова. В основном они постоянно образуются в заприпайных полыньях, а также в трещинах, каналах и развоях, образующихся вследствие дрейфа и постоянных подвижек льда (табл. 2).

Образование однолетних льдов — тонких и средних — начинается с середины октября в северных районах моря. Максимальное количество однолетних тонких льдов приходится на первую декаду декабря и составляет 54 %. При постоянном их переходе в однолетние средние льды они преобладают в ледяном покрове до конца декабря (табл. 2).

С начала января и до конца марта в ледяном покрове преобладают однолетние средние льды. В процессе нарастания толщины льда часть этих льдов постоянно переходит градиацию однолетних толстых льдов толщиной более 120 см. Повышенное содержание однолетних средних льдов сохраняется до конца периода формирова-

Таблица 2

**Сезонные изменения возрастного состава (толщины) дрейфующих льдов
в период нарастания ледяного покрова в море Лаптевых по данным за 1997–2017 гг., %**

Месяц	Декада	Начальные виды < 10 см	Молодые льды		Однолетние льды			Старые льды (> 200 см)
			Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)	
X	1	39,8	18,4	16,7	0,0	0,0	0,0	24,8
	2	33,4	29,1	24,9	0,1	1,9	0,0	10,3
	3	11,4	31,8	38,4	9,8	1,7	0,0	6,5
XI	1	2,0	6,2	59,6	24,9	1,5	0,0	5,6
	2	3,0	1,6	43,9	44,7	1,3	0,0	5,5
	3	3,0	3,6	33,7	53,7	1,8	0,0	4,2
XII	1	3,0	2,1	29,3	54,0	7,5	0,0	4,1
	2	2,3	2,1	29,9	47,0	15,7	0,0	3,1
	3	2,5	3,7	24,1	42,9	25,4	0,0	1,4
I	1	1,8	2,6	22,8	35,2	35,5	0,2	1,9
	2	2,9	2,8	18,8	27,3	46,4	0,7	0,7
	3	2,7	2,4	19,2	22,3	47,6	5,1	0,7
II	1	1,8	3,0	17,4	20,3	48,8	7,9	0,7
	2	2,2	2,1	17,9	20,2	46,7	10,4	0,5
	3	2,4	2,1	18,8	16,7	44,1	15,7	0,3
III	1	1,9	4,4	18,8	14,6	39,2	20,5	0,6
	2	2,8	2,1	19,2	13,3	37,4	24,6	0,5
	3	3,8	1,1	16,1	15,8	34,8	27,8	0,4
IV	1	3,0	1,7	14,8	16,8	31,5	32,0	0,3
	2	3,9	2,0	13,2	16,2	31,7	32,5	0,4
	3	5,3	1,1	13,8	13,7	32,0	34,0	0,1
V	1	3,7	0,7	13,5	14,2	32,0	35,8	0,1
	2	2,4	0,5	11,6	14,8	33,4	36,5	0,1
	3	1,0	0,3	11,4	14,0	35,1	37,8	0,1

ния ледяного покрова и лишь незначительно уступает однолетним толстым льдам, максимальное количество которых достигает почти 38 % от площади моря (табл. 2).

В сумме однолетние льды занимают около 87 % акватории моря Лаптевых. Изменения площадей однолетних дрейфующих льдов с октября по май представлено на рис. 4. На рисунке можно видеть постепенный переход однолетних тонких льдов в средние и средних в толстые и их соотношение в период формирования ледяного покрова.

Возраст припайного льда. Вследствие значительной широтной протяженности моря Лаптевых формирование припая несколько растянуто по времени. Раннее становление припая, в третьей декаде сентября, происходит вдоль Североземельского архипелага, в октябре припай распространяется вдоль всего материкового и островного побережий моря (Карелин, Карклин, 2012).

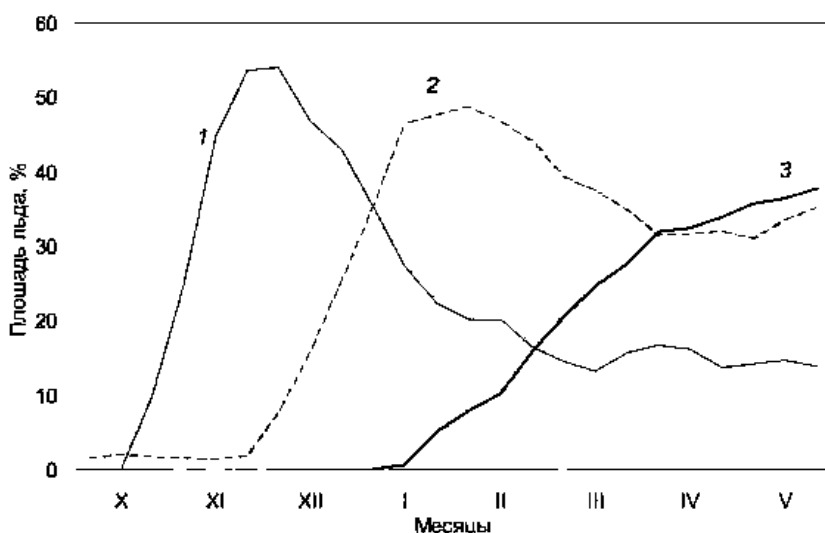


Рис. 4. Сезонные изменения площади (%) дрейфующих однолетних тонких (1), средних (2) и толстых (3) льдов в море Лаптевых по данным 1997–2017 гг.

Как видно из табл. 3, в октябре припай более чем на 90 % состоит из молодых льдов, серых и серо-белых. Появление однолетнего тонкого льда в припае в первой декаде месяца объясняется ранним образованием припая вблизи архипелага Северная Земля.

Таблица 3

Сезонные изменения возрастного состава (толщины) льдов в припае в период нарастания ледяного покрова в море Лаптевых по данным за 1997–2017 гг., %

Месяц	Декада	Молодые льды		Однолетние льды		
		Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)
X	1	39,6	54,2	6,2	0,0	0,0
	2	48,4	46,4	5,3	0,0	0,0
	3	5,4	82,8	11,7	0,0	0,0
XI	1	0,3	32,0	67,1	0,0	0,0
	2	0,0	16,0	84,0	0,0	0,0
	3	0,0	8,7	80,1	11,3	0,0
XII	1	0,0	8,3	76,0	16,4	0,0
	2	0,0	0,6	41,9	59,8	0,0
	3	0,0	0,7	31,5	67,9	0,0
I	1	0,0	0,5	13,7	80,7	5,1
	2	0,0	1,0	11,3	72,9	15,3
	3	0,0	0,1	6,9	47,4	47,6
II	1	0,0	0,1	7,6	33,9	57,3
	2	0,0	0,8	5,3	17,3	76,5
	3	0,0	0,3	5,8	9,0	84,9

**Сезонные изменения возрастного состава (толщины) льдов в припае
в период нарастания ледяного покрова в море Лаптевых по данным за 1997–2017 гг., %**

Месяц	Декада	Молодые льды		Однолетние льды		
		Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый ($\geq$ 120 см)
III	1	0,0	0,1	5,3	8,4	86,2
	2	0,0	0,1	1,5	8,8	89,6
	3	0,0	0,0	1,2	8,2	90,7
IV	1	0,0	0,0	5,3	3,8	90,8
	2	0,0	0,0	4,2	1,8	94,0
	3	0,0	0,0	4,6	1,8	93,8
V	1	0,0	0,0	0,7	5,5	93,8
	2	0,0	0,0	0,1	5,2	94,6
	3	0,0	0,0	0,1	5,4	94,8

Для прибрежной мелководной зоны, в которой формируется припай, характерен сравнительно малый теплозапас вод, поэтому нарастание толщины льда в припае происходит быстрее, чем в дрейфующих льдах (Горбунов и др., 1983). Уже в начале ноября в припае преобладают однолетние тонкие льды, максимальное их количество приходится на вторую-третью декады ноября и составляет 80–84 % (табл. 3).

С третьей декады ноября начинается частичный переход однолетних тонких льдов в однолетние средние льды. Количество этих льдов увеличивается почти до 80 % в начале января и начинает уменьшаться с появлением однолетних толстых льдов. Увеличение количества однолетних толстых льдов происходит довольно быстро

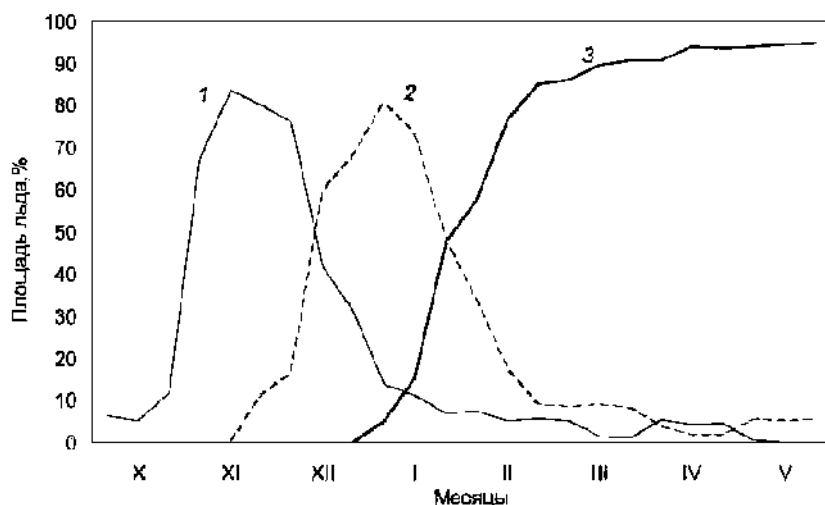


Рис. 5. Сезонные изменения площади (%) однолетних тонких (1), средних (2) и толстых (3) льдов в припае моря Лаптевых по данным 1997–2017 гг.

и к концу февраля достигает 85 %. В дальнейшем скорость перехода в однолетние толстые льды падает, и в течение трех последующих месяцев количество льда достигает 95 % (табл. 3).

Таким образом, припай в конце периода нарастания ледяного покрова в основном состоит из однолетних толстых льдов. Их толщина может достигать более 200 см, как упоминалось в предыдущем разделе.

На рис. 5 наглядно представлены изменения площадей припайных однолетних льдов различного возраста в период формирования припая.

Как показывают результаты совместного анализа дрейфующих и припайных льдов, представленные в табл. 4, в январе и феврале в море преобладают однолетние средние льды, с марта начинается преобладание однолетних толстых льдов. В конце периода нарастания ледяного покрова однолетние толстые льды занимают 60 % акватории моря.

Таблица 4

Общее количество льдов различного возраста (толщины) в дрейфующих и припайных льдах в море Лаптевых в конце каждого месяца по данным за 1997–2017 гг., %

Месяц	Начальные виды < 10 см	Молодые льды		Однолетние льды			Старые льды (> 200 см)
		Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)	
X	10,9	30,6	40,3	9,9	1,6	0,0	6,2
XI	2,7	3,2	31,4	56,2	2,7	0,0	3,8
XII	1,9	2,8	18,8	40,3	35,1	0,0	1,1
I	1,9	1,7	13,3	17,6	45,7	19,9	0,5
II	1,9	1,7	13,3	17,6	45,7	19,9	0,5
III	2,4	0,7	10,2	10,5	25,1	50,8	0,3
IV	3,3	0,7	8,6	10,3	20,7	56,4	0,0
V	0,6	0,2	6,8	8,4	23,2	60,2	0,1

В работе (Гудкович и др., 1972) указывается, что в конце периода нарастания ледяного покрова (в мае) в море Лаптевых количество однолетних толстых льдов составляет около 80 %. В работе обобщены визуальные авиационные наблюдения за возрастным составом ледяного покрова за годы с конца 1930-х до начала 1970-х, которые относятся к «холодному» климатическому периоду в Арктике. Они характеризовались более сложными ледовыми условиями (Фролов и др., 2007).

Приведенная в данной статье средняя величина количества однолетних толстых льдов (табл. 4) на 20 % меньше. Эта величина характеризует среднее количество однолетних толстых льдов за 1998–2017 гг., которые относятся к периоду потепления в Арктике с более мягкими ледовыми условиями. Изменения количества однолетних толстых льдов за этот период представлены на рис. 6.

Как можно видеть на рис. 6, количество однолетних толстых льдов в море Лаптевых подвержено значительным межгодовым колебаниям. За период 1998–2017 гг. трижды, в 1998, 2009 и 2010 гг., их количество превышало 70 %. Важно отметить, что

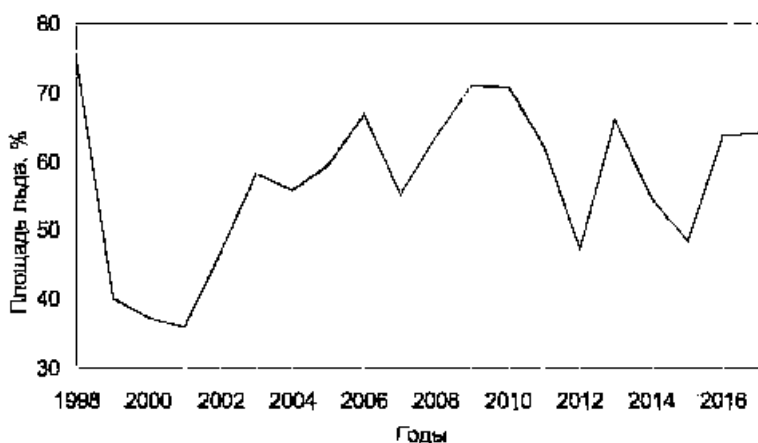


Рис. 6. Изменения количества однолетних толстых льдов (%) в море Лаптевых в конце периода нарастания ледяного покрова по данным за 1998–2017 гг.

в течение этого периода большая часть однолетних толстых льдов формировалась в припае. Как можно заключить из данных табл. 5, хотя площадь дрейфующих льдов в 1,5 раза больше площади припая, количество однолетних толстых льдов в припае более чем в 1,7 раза превышает их количество в дрейфующих льдах.

Таблица 5

Количество однолетнего толстого льда в дрейфующих и припайных льдах моря Лаптевых в конце периода нарастания ледяного покрова по данным за 1998–2017 гг.

Характеристика льда	Площадь льда		Количество однолетнего толстого льда	
	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%
Дрейфующий лед	293	59,7	108,0	22,0
Припайный лед	198	40,3	187,6	38,2
Ледяной покров	491	100	295,6	60,2

ВЫВОДЫ

Приведенные в статье результаты исследования возрастного состава льда существенно дополняют режимные характеристики ледяного покрова моря Лаптевых в осенне-зимний период.

Благодаря квазистационарным заприпайным полыньям, в море Лаптевых в течение всего периода нарастания ледяного покрова (октябрь–май) в дрейфующих льдах присутствуют молодые (толщиной до 30 см) и начальные (до 10 см) льды, общее количество которых в мае составляет около 13 % от площади моря.

Однолетние льды появляются в дрейфующих льдах почти на месяц позже, чем в припае. При этом самые мощные, однолетние толстые льды (более 120 см) в припае формируются на 4 декады раньше, чем в дрейфующих льдах.

В среднем ледяной покров моря Лаптевых на 60 % состоит из однолетних толстых льдов, большая часть которых образуется в припае — 38 %, при этом площадь дрейфующих льдов в 1,5 раза больше, чем припайных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 278 с.
- Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М., Лосев С.М., Соколов А.Л. Основы физико-статистических методов прогнозов и расчетов для арктических морей заблаговременностью до 30 суток. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 288 с.
- Гордиенко П.А. Припайные льды арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1971. Ч. I. 176 с.
- Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
- Карелин Д.Б. Влияние гидрометеорологических условий на состояние льдов в море Лаптевых. М.; Л.: Изд. Главсевморпути, 1946. 260 с.
- Карелин И.Д., Карклин В.П. Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.
- Карклин В.П., Карелин И.Д., Юлин А.В., Усольцева Е.А. Особенности формирования припая в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 5–14.
- Романов И.П. Ледяной покров арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 212 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.

S.V. HOTCHENKOV

STAGES OF SEA ICE DEVELOPMENT IN THE LAPTEV SEA

Variability of the stages of sea ice development in the Laptev Sea is assessed with 10-days periodicity for the autumn — winter period on a basis of AARI digital ice charts for 1997–2017. Difference in formation of the stages of ice development (ice thickness) was revealed between the drifting and fast ice, which is manifested in an earlier appearance of the first-year ice for the fast ice area and in its partial concentration. On average, the ice cover of the Laptev Sea is by 60 % composed of thick first-year ice, most of which is formed within the fast ice area — 38%, while the area of drifting ice is 1,5 times larger.

Keywords: Laptev Sea, stage of ice development, ice thickness, drifting ice, fast ice.

СХЕМА ТЕХНОГЕННОГО РАДИОАКТИВНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

А.Г. ГРИГОРЬЕВ¹, Е.Н. НЕСТЕРОВА¹, И.А. НЕЕВИН¹, М.А. ХОЛМЯНСКИЙ²

¹ — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: Andrey_Grigiryev@vsegei.ru

² — ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, e-mail: ya.holm36@yandex.ru

Представлена схема техногенного радиоактивного загрязнения Российской Арктики, изложены основные положения методики ее составления. На схеме выделены основные области загрязнения суши и акватории в пределах арктической зоны и указаны предполагаемые источники загрязнения.

Ключевые слова: техногенная радиоактивность, донные отложения, радиоцезий, арктические моря.

ВВЕДЕНИЕ

Источниками антропогенной радиоактивности являются атмосферные, наземные и подземные ядерные взрывы, аварии на атомных предприятиях и электростанциях, выбросы радиоактивности в процессе работы этих предприятий и т.д.

При проведении испытаний ядерного оружия и авариях на атомных предприятиях и электростанциях в атмосферу, в ее верхнюю часть — стратосферу, попало значительное количество мелкодисперсных радиоактивных частиц. В результате осаждения этих частиц на земную поверхность сформировались обширные области низкоуровневого радиоактивного загрязнения, относительно равномерно распределенные по обширной широтной зоне Северного полушария (глобальные выпадения). В результате атмосферного переноса и последующего выпадения радионуклидов на земной поверхности образуются радиоактивные следы различной протяженности.

Авария на Чернобыльской АЭС привела к существенному загрязнению значительных по площади территорий, как в виде «Чернобыльского следа», так и за счет последующих глобальных выпадений. Учитывая короткие периоды полураспада большинства выброшенных из реактора радионуклидов, через 2–3 года значимыми остаются только загрязнения ^{90}Sr , ^{137}Cs и трансурановыми элементами. Поскольку ^{90}Sr и трансурановые изотопы обладают низкой летучестью, радионуклидом, определяющим современную радиационную обстановку в чернобыльском выбросе на удалении в 100 и более километров от аварийного реактора, оказался ^{137}Cs (Израэль и др., 1987; Израэль и др., 1997).

Существенной особенностью поведения ^{137}Cs в почвах, влияющей на изменения уровней загрязнения, является его малая подвижность. Основная часть ^{137}Cs в почвах находится в труднорастворимой форме. Это приводит к тому, что скорость выноса цезия в региональном масштабе значительно ниже, чем скорость его радио-

активного распада, и поэтому реально не влияет на изменение плотности загрязнения ^{137}Cs . Таким образом, прогнозирование изменений величины плотности загрязнения местности ^{137}Cs на региональном уровне может осуществляться на основе радиоактивного распада.

МЕТОДИКА

При создании схемы техногенного радиоактивного загрязнения поверхности суши Российской Арктики в качестве базовых использовались карты, созданные по результатам радиационного мониторинга, проведенного в 1988–1993 гг. (Атлас..., 1998; Атлас..., 2009; Национальный атлас России..., 2007), а также материалы аэрогамма-спектрометрической и наземной гамма-спектрометрической съемки 1968–1973 гг. Следует отметить, что одним из основных положений при создании схемы является тезис о стабильности радиоэкологической обстановки в пределах рассматриваемого региона, то есть отсутствии новых заметных источников загрязнения. В результате на представленной схеме показано прогнозируемое на 2016 г. пространственное распределение удельной активности ^{137}Cs и выделены площади с различными уровнями загрязнения.

В основу построения радиоэкологической схемы распределения ^{137}Cs в донных осадках морских акваторий легли как результаты работ собственно ВСЕГЕИ, так и значительное количество литературных данных. В частности, материалы Г.И. Иванова (Иванов, 2006), а также данные приведенные в работах (Гуревич, 2002; Baskaran et al., 1996). Кроме того, использовались аналитические данные и образцы донных осадков, предоставленные ФГБУ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ), РНЦ «Курчатовский институт», Институтом геохимии РАН, НП «ЦИТ».

При создании радиоэкологической схемы, базирующейся на разнородных материалах, все имеющиеся данные по активности радиоцезия, полученные по результатам анализов разных лет с учетом периода полураспада ^{137}Cs (30,2 года), были приведены к расчетной активности на 2016 г., и на их основе построена результирующая схема распространения ^{137}Cs в донных осадках.

Серьезной проблемой при создании радиогеохимических карт и схем распределения техногенных радионуклидов в донных осадках является отсутствие официальных нормативов оценки уровней загрязнения донных отложений радиоактивными веществами. В связи с этим в качестве критерия оценки накопления радиоцезия в донных осадках использовалось понятие степени аномальности его концентрации в осадках.

Расчет степени аномальности ($A_{\text{ан.}}$) производится по стандартной формуле, в зависимости от уровня значимости имеющей вид: $A_{\text{ан.}} = (A_{\text{фон.}} + N_{\sigma})$, где $A_{\text{фон.}}$ — удельная фоновая активность радиоцезия, σ — стандартное отклонение, N — переменная, принимающая значения от 1 до 3 в соответствии с уровнем значимости (Q). Логичным продолжением использования данной формулы служит и ее применение при выборе градаций построения изоконцентрат активности в донных осадках в величинах стандартного отклонения от фона.

Региональное загрязнение радиоцезием северных морей обусловлено, главным образом, глобальными выпадениями. Для построения схемы распределения радиоцезия в донных осадках были выбраны статистические параметры распределения радиоцезия, характеризующие региональный фон для алевропелитовых осадков вне зон влияния выявленных источников загрязнения, что позволило более строго

Соответствие степени аномальности и числовых значений удельной активности ^{137}Cs в донных осадках северных морей

Параметры	Базовые градации		
Степень аномальности	$A_{\text{фон.}} + 1\delta$	$A_{\text{фон.}} + 2\delta$	$A_{\text{фон.}} + 3\delta$
Градация активности, Бк/кг	7	12	16

выделять аномалии ^{137}Cs и, в общем случае, более надежно квартировать области повышенных активностей радиоцезия. Соответствие степени аномальности и числовых значений удельной активности изоконцентрат приведены в табл. 1.

На детальность схемы техногенного радиоактивного загрязнения ^{137}Cs значительное влияние оказывает различная плотность радиогеохимической изученности территории, убывающая с запада на восток, что соответственно сказывается на информативности результирующих материалов.

Таким образом, в работе сведены в единое целое данные по разрозненным участкам, составлены единая легенда и схема загрязнения ^{137}Cs донных осадках акватории арктических морей, что в определенной степени и определяет новизну проведенных исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Уровень загрязнения радиоцезием поверхности суши Российской Арктики весьма неоднороден. Наибольшее заражение почв ^{137}Cs отмечается на западе территории — севере европейской части России: максимальный уровень загрязнения зафиксирован на южной оконечности архипелага Новая Земля, где удельная активность, приведенная к 2016 г., составляет более 0,5 Ки/км², что, вероятно, связано с проведением в районе губ Черная и Раковая (о. Южный арх. Новая Земля) приземного, надводного и подводного ядерных взрывов (Карта..., 1996). Площадь участков загрязнения в данном случае достаточно локальна и сосредоточена в окрестностях мест проведения взрывов. Территории с менее значительным уровнем заражения радиоцезием, соответствующим 0,05–0,1 Ки/км², расположены в европейской части России к югу от побережья Баренцева и Печорского морей. Они не связаны с Чернобыльской аварией, так как загрязнение радиоцезием на данных площадях отмечалось и до 1986 г. Наиболее вероятно, что это последствия радиоактивных выпадений, обусловленных ядерными испытаниями, проведенными в течение ряда лет на Новоземельском полигоне.

В арктической зоне азиатской части России значимое загрязнение почв радиоцезием встречается достаточно редко. Довольно существенной по размерам площадью, где наблюдается заметное загрязнение ^{137}Cs в интервале 0,05–0,1 Ки/км², является территория, прилегающая к долине реки Енисей. Это, очевидно, обусловлено деятельностью (в том числе, и в значительной степени аварийными ситуациями) ядерно-производственных комплексов, расположенных в Красноярском крае — в верхнем течении Енисея. Кроме того, два заметных пятна расположены восточнее Обской губы, вероятно, являющиеся реликтами глобальных выпадений, связанных с массовыми испытаниями ядерного оружия в атмосфере, проводимыми в 1957–1962 гг. СССР, США, Францией, Китаем.

В соответствии с нормативами Российской Федерации, минимальным опасным уровнем загрязнения является 1 Ки/км². В таком случае, согласно данным, представ-

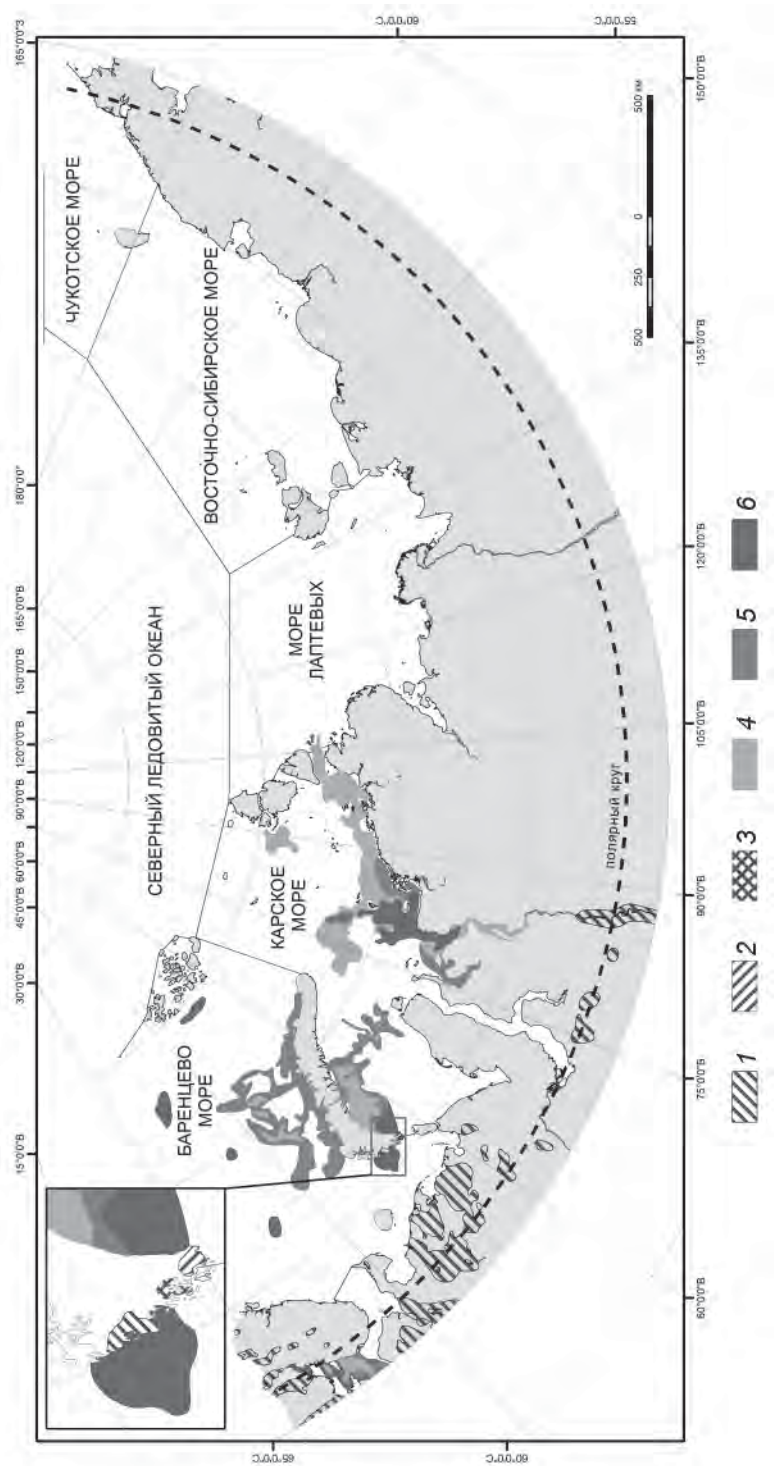


Рис. 1. Схема загрязнения ^{137}Cs Российской Арктики.

Загрязнение почв (плотность загрязнения ^{137}Cs): 1 — 0,05–0,1 Ки/км²; 2 — 0,1–0,25 Ки/км²; 3 — более 0,25 Ки/км². Загрязнение донных осадков акватории (удельная активность ^{137}Cs): 4 — 7–12 Бк/кг; 5 — 12–17 Бк/кг; 6 — более 17 Бк/кг.

ленным на схеме, следует, что в пределах Российской Арктики в региональном плане опасного загрязнения почв изотопом ^{137}Cs не отмечается, за исключением некоторого количества точечных, локальных участков.

Как отмечалось выше, в России отсутствуют официальные критерии оценки уровней загрязнения донных отложений техногенными радионуклидами. В связи с этим при построении схемы в качестве критериев уровня загрязнения радиоцезием использовалось значение степени аномальности его концентрации в осадках.

В пределах акватории морей Российской Арктики можно выделить четыре основные области с относительно повышенным содержанием ^{137}Cs в донных осадках. В первую очередь это участок Карского моря, примыкающий к Енисейскому заливу, и сам залив, откуда полоса распространения радиоцезия языками протягивается на север и вдоль побережья на восток, вплоть до пролива Вилькицкого. Максимальная зафиксированная на данной площади удельная активность составляет 41 Бк/кг. Выделенный участок акватории увязывается с полосой площадного загрязнения суши, вытянутой вдоль долины реки Енисей. Очевидно, источником поступления радиоцезия в обоих случаях является Красноярский горно-химический комбинат, расположенный выше по течению Енисея.

Вторая достаточно обширная область с повышенными по отношению к фону активностями ^{137}Cs расположена на западе и, отчасти, в центральной части Карского моря, в целом простираясь вдоль восточного побережья архипелага Новая Земля. затопленных объектов проводилось в заливах Цивольки, Степового и Абросимова. Территориально в ее пределах расположены районы затопления твердых радиоактивных отходов (ТРО), которые проводились в 1967–1991 гг. в заливах восточного побережья архипелага Новая Земля и Новоземельском желобе. Наиболее интенсивное затопление ТРО с высокой суммарной активностью По имеющимся данным, фоновые значения активности радиоцезия в донных осадках этих заливов относительно невелики и составляют: 7 Бк/кг в заливе Цивольки, 9 Бк/кг в заливе Степового и 11 Бк/кг в заливе Абросимова. Даже в непосредственной близости от высокоактивных затопленных объектов активность ^{137}Cs в донных осадках не представляет реальной опасности. Так, в заливе Степового, в непосредственной близости от затопленной атомной подводной лодки «К-27», фоновая активность составляла 9,5 Бк/кг, при максимальной зафиксированной в пределах залива удельной активности 12 Бк/кг. В заливе Цивольки, рядом с затопленной экранной сборкой с частью отработанного ядерного топлива атомного ледокола «Ленин», фоновая активность составляла 4,5 Бк/кг, при максимальной зафиксированной в пределах залива удельной активности 6,8 Бк/кг. Аналогичная радиоэкологическая ситуация, как правило, характерна и для других затопленных объектов, что свидетельствует об отсутствии в настоящее время заметных утечек радиоактивных веществ и целостности защитных барьеров. Таким образом, захоронения твердых радиоактивных отходов едва ли являются заметным источником повышения содержания радиоцезия в донных осадках региона. Вероятно, повышенные концентрации радиоцезия в пределах второй выделенной области главным образом обусловлены глобальными выпадения, связанными с Чернобыльской аварией (Иванов, 2006, 2007) и различными видами испытания ядерного оружия на полигонах Новой Земли.

Третий участок расположен в юго-восточной части Баренцева моря, примыкающей к южной оконечности архипелага Новая Земля. Здесь отмечены максимальные для региона активности радиоцезия, достигающие 74 Бк/кг. Появление подобной зоны, очевидно,

связано с проведением ядерных взрывов в губе Черная, расположенной в данном районе, и последующим выносом радионуклидов в открытое море. В самой губе Черная в донных осадках зафиксирована удельная активность ^{137}Cs , равная 292 Бк/кг (Иванов, 2007).

Четвертый участок с повышенными активностями радиоцезия, колеблющимися в интервале от 7 до 17 Бк/кг, расположен в Баренцевом море к западу от архипелага Новая Земля. Основным источником поступления ^{137}Cs в донные осадки можно считать испытания ядерного оружия, хотя определенный вклад могли вносить как слив жидких радиоактивных отходов, проводимый ранее в указанном регионе, так и поступление радиоактивных отходов с морскими течениями (Иванов, 2006) из атомного комплекса Селлафилде (Англия), где в разное время производился оружейный плутоний, изготовлялось топливо для АЭС и перерабатывались радиоактивные отходы. Известны случаи ряда аварий на данном комплексе. На остальной территории акваторий морей Российской Арктики аномальных значений ^{137}Cs в донных осадках не зафиксировано.

Следует отметить, что с геологических позиций все области повышенных концентраций радиоцезия расположены в пределах полей распространения алевропелитового материала. Известно, что радиоцезий наиболее интенсивно накапливается в пелитовой фракции донных отложений (Громов, Спицин, 2012; Матишов, Матишов, 1998; Матишов, и др., 1994). В значительной мере это объясняется тем обстоятельством, что цезий как однозарядный щелочной металл с крупным радиусом иона легко сорбируется глинистыми минералами (Перельман, 1989). Механизм накопления радиоцезия в алевропелитовых осадках имеет тройственную природу: непосредственная сорбция ^{137}Cs из воды, осаждение мелкодисперсных частиц из атмосферы с последующим накоплением в пелитовой фракции и накопление за счет осаждения на дно массы взвешенного глинистого материала, адсорбировавшего радиоцезий в наземных условиях, а затем смытого в акваторию. В пределах акватории происходит перераспределение тонкодисперсного материала и его накопление в границах полей распространения алевропелитовых осадков. Очевидно, что литологический фактор играет заметную роль в процессах пространственного распределения радиоцезия в донных осадках наряду с наличием источников его поступления, их интенсивностью и временным интервалом, в течение которого происходило поступление и накопление радиоцезия. Последнее, учитывая период распада радионуклида, также в значительной степени влияет на его содержание в донных осадках.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По степени техногенного радиоактивного загрязнения всю территорию Российской Арктики можно подразделить на две составные части, западную и восточную. К западной части относится территория севера европейской части России, районы, прилегающие к долине реки Енисей и южной части Обской губы, а также акватория Баренцева и Карского морей. На суше в ее пределах выявлены довольно существенные по размерам площади загрязнения почв радиоцезием активностью от 0,05 Ки/км² и более, в пределах акватории зафиксированы площадные аномалии ^{137}Cs в донных осадках с удельной активностью, достигающей 292 Бк/кг. К восточной части относится территория, расположенная к востоку от Енисея, включая акваторию моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Здесь как на суше, так и в ее акваториальной части аномалий по ^{137}Cs не зафиксировано.

В целом можно констатировать, что в региональном плане в пределах Российской Арктики опасного загрязнения изотопом ^{137}Cs не отмечается, за исключением ряда локальных участков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас радиоактивного загрязнения Европейской части России, Белоруссии и Украины / Главный редактор Ю.А. Израэль. М.: ИГКЭ Росгидромета, Роскартография, 1998. 144 с.
- Атлас современных и прогнозных аспектов последствий аварии на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Белоруссии / Под ред. Ю.А. Израэля и И.М. Богдевича. М.; Минск: Фонд «Инфосфера» – НИА-Природа, 2009. 140 с.
- Громов В.В., Спицин В.И. Искусственные радионуклиды в морской среде. М.: Атомиздат, 1975. 271 с.
- Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 134 с.
- Иванов Г.И. Геоэкология Западно-Арктического шельфа России: литолого-экогеохимические аспекты. СПб.: Наука, 2006. 303 с.
- Иванов Г.И. Губа Черная: что осталось после взрывов // Безопасность окружающей среды. 2007. № 3. С. 54–60.
- Израэль Ю.А. и др. Радиоактивное загрязнение природных сред в зоне аварии на Чернобыльской АЭС // Метеорология и гидрология. 1987. № 2. С. 5–18.
- Израэль Ю.А., Назаров И.М., Квасникова Е.В. Радиоактивное загрязнение местности. (Обзор загрязнения окружающей природной среды в Российской Федерации за 1997 г.). М.: Росгидромет, 1997.
- Карта объектов ядерного топливного цикла и радиоактивного загрязнения России. Масштаб 1:10 000 000 // Геологический Атлас России, раздел 4 / Ответственный редактор А.А.Смыслов, СПб.: ВСЕГЕИ, 1996.
- Матишов Г.Г., Матишов Д.Г. Особенности аккумуляции ^{137}Cs различными типами донных отложений в прибрежных водах Баренцева и Карского морей // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 5. С. 540–554.
- Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Руссанен К. Радионуклиды в экосистеме Баренцева и Карского морей. Апатиты, 1994. 233 с.
- Национальный атлас России. Т. 2. Природа и экология. URL: <http://национальныйатлас.рф/cd2/> [дата обращения 01.11.2017].
- Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
- Baskaran M., Asbil S., Santschi P., Brooks J., Champ M., Adkinson D., Colmer M.R., Makeyev V. Pu, ^{137}Cs and excess ^{210}Pb in russian Arctic sediments // Earth and Science Letters. 1996. Vol. 140. Is. 1. P. 243–257.

A.G. GRIGORIEV, E.N. NESTEROVA, I.A. NEEVIN, M.A. KHOLMYANSKII

THE SCHEME OF THE ANTHROPOGENIC RADIOACTIVE POLLUTION OF RUSSIAN ARCTIC

The paper presents the scheme of the anthropogenic radioactive pollution of Russian Arctic and describes the main principles of its compilation. The scheme shows the main polluted onshore and offshore areas and defines the supposed sources of the pollution.

Keywords: anthropogenic radioactivity, bottom deposits, radiocesius, Arctic seas.

О ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНИХ И ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ВОДЫ ПРИ СОКРАЩЕНИИ СРОКОВ НАБЛЮДЕНИЙ НА ПОСТАХ ОБСКОЙ И ТАЗОВСКОЙ ГУБ

А.А. ПИСКУН

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

Выполнено сравнение характеристик уровня воды, вычисленных для ежечасных, 4-срочных и 2-срочных наблюдений на постах Ямсалский бар, Новый Порт, Сеяха, Тамбей, Дровяная, Антипаюта. Представлены расхождения (разности) между ежечасными и 4-срочными, ежечасными и 2-срочными наблюдениями для среднесуточных, среднемесячных, среднегодовых и экстремальных уровней. Показано, что наибольшие расхождения между ежечасными и 4-срочными наблюдениями при определении среднесуточных уровней достигают 8–33 см, среднемесячных — 1–3 см, среднегодовых — близки к нулю, экстремальных — 32–78 см. Наибольшие расхождения между ежечасными и 2-срочными данными при определении среднесуточных уровней достигают 21–96 см, среднемесячных — 4–27 см, среднегодовых — 2–3 см, экстремальных — 60–177 см.

Ключевые слова: уровень воды, Обская и Тазовская губы, расхождения между данными наблюдений различной дискретности для средних и экстремальных уровней.

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о точности определения характеристик уровня воды в зависимости от дискретности наблюдений неизменно возникает при формировании рядов наблюдений за уровнем. Однородность таких рядов определяется качеством данных и является одним из основных условий получения достоверных характеристик режима уровней для проектирования и строительства, развернутого в последние годы в Обско-Тазовском регионе.

Вопросы качества уровенных данных на постах Обской и Тазовской губ освещены в ряде публикаций (Пискун, 2004, 2010; Войнов, Пискун, 2015; Войнов, 2016). В них рассмотрена репрезентативность многолетних наблюдений за уровнем воды на постах, определены основные причины и периоды ее возможного нарушения (Пискун, 2004, 2010). Отмечены типичные недостатки уровенных постов по их местоположению. Посты Новый Порт, Каменный, Тамбей расположены у отмелей берегов, где имеются подвижные песчаные косы. При сильных сгонных ветрах уровнемерные устройства этих постов иногда могут обсыхать, что приводит к перерывам в регистрации уровня. В низовьях и устьях небольших рек местного водосбора Обской и Тазовской губ на расстоянии от сотен метров до нескольких километров от их впадения в губу находятся посты им. 60-летия ВЛКСМ, Сеяха, Тадибеяха, Ямбург, Антипаюта. Для них в сезон половодья за счет местного стока ход уровня на посту может существенно отличаться от уровня в губе.

Качество данных наблюдений за уровнями воды, кроме полноты рядов, определяется также состоянием высотной основы постов, регулярностью контроля высотного положения реперов и равномерных устройств. Установлено, что за период с 1977 по 2005 г. количество контрольных нивелировок высотной основы на станциях Новый Порт, Сеяха, Тадибеяха, Антипаюта не превышает 7–8, а на остальных — и менее того (Пискун, 2010). Нивелировки высотной сети реперов наиболее часто выполнялись преимущественно в период 1977–1988 гг., хотя и они не отличались необходимой регулярностью.

К настоящему времени ежегодные данные наблюдений за уровнем на постах Обской и Тазовской губ опубликованы по 1989 г. Однако эти ряды не являются однородными. Причина кроется в том, что переход уровенных постов в 1980-е гг. к единому нулю (–5,00 м) был проведен с опережением перевода отметок нулей постов в БС-77. В дальнейшем очередное нарушение однородности для постов Антипаюта и Сеяха было вызвано отказом от системы единого нуля и переходом от ежечасных и 4-срочных наблюдений к 2-срочным. Все это привело к необходимости неоднократного пересчета уровней для приведения рядов к однородному виду, для чего были определены соответствующие поправки (Пискун, 2010) по отношению к опубликованным материалам Водного кадастра.

Г.Н. Войнов на основе применения гармонического анализа приливов по версии ААНИИ с помощью авторских компьютерных программ обработки и анализа данных ежечасных и срочных уровней выполнил оценку качества данных исходных наблюдений на всех станциях Обской и Тазовской губ, произвел коррекцию материалов и приведение временных рядов к однородным массивам (Войнов, Пискун, 2015; Войнов, 2016). Благодаря этому он получил принципиально новые результаты по приливным явлениям рассматриваемой акватории.

Перечисленные работы не затрагивали количественных оценок погрешностей, возникающих из-за изменения дискретности наблюдений за уровнем воды, которое имело место на отдельных стационарных постах Обской и Тазовской губ. Примеры исследования данного вопроса по отношению к уровенным наблюдениям в Обской и Тазовской губах на сегодняшний день отсутствуют.

Это обусловило задачу данной работы — оценить различия в значениях средних суточных, месячных, годовых уровней и наблюденных экстремальных уровней, вычисленных при разном числе сроков наблюдений на стационарных постах Обской и Тазовской губ, на которых изменялась дискретность наблюдений от ежечасных к 4- и 2-срочным.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Из всех постов Обской и Тазовской губ (рис. 1) к исследованиям были привлечены материалы наблюдений за уровнем воды на стационарных постах Гидрометслужбы Антипаюта, Новый Порт, Сеяха и Ямсалский бар (табл. 1). Именно на этих постах происходили изменения дискретности наблюдений от ежечасных или 4-срочных до 2-срочных. Кроме того были использованы данные ежечасных наблюдений у мыса Ям-Сале (1938 г.) и Новый Порт (1939 г.), выполненных Омским территориальным управлением ГУСМП (ОТУ), а также Салехардским техническим участком Иртышского бассейнового управления пути (СТУИБУП) в период 1941–1960 гг. (табл. 2). Подробное описание методики наблюдений у м. Ям-Сале за эти годы приведено в работе (Войнов, Пискун, 2016), поэтому здесь на данном вопросе не останавливаемся.

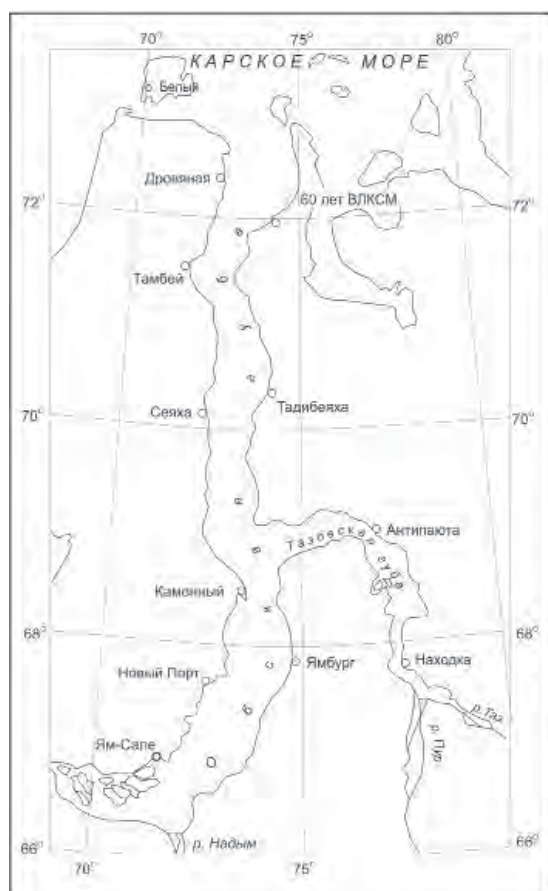


Рис. 1. Схема расположения стационарных уровенных постов в Обской и Тазовской губах.

Таблица 1

Сведения об изученности уровней воды и дискретности наблюдений на стационарных постах Обской и Тазовской губ, рассмотренных в настоящей работе

Пост	Годы наблюдений за уровнем	Характер наблюдений	Дискретность наблюдений
Ямсальский бар	1965, 1967	навигационные	многосрочные, без системы
	1966, 1968–1976, 1978–1980	навигационные	4-срочные
	1977, 1981–1984; в 1984 г. закрыт	навигационные	2-срочные
Новый Порт	1944–1965, 1967, 1968, 1970–1976	навигационные	2-срочные
	С 1978 г. — действующий	круглогодичные	4-срочные; 1.04–30.09.1979 ежечасные
Сеяха	1967–1972, 1974–1976, 1979–1980, 1986–1993	круглогодичные	4-срочные
	1977, 1978, 1981–1985	круглогодичные	ежечасные
	С 2000 — действующий	круглогодичные	2-срочные

Пост	Годы наблюдений за уровнем	Характер наблюдений	Дискретность наблюдений
Антипаюта	1965–31.03.1988	круглогодичные	4-срочные; 16.07–29.09.1968 и 1.07–15.10.1969, 1981–1987, 1.01–31.03.1988 ежечасные
	С 1.04.1988 — действующая	круглогодичные	2-срочные
Тамбей	1976–1994, С 2006 г. — законсервирован	круглогодичные с перерывами	4-срочные
п/ст Дровяная	1952–1962	навигационные	4-срочные

Дополнительно к перечисленным наблюдениям на временных постах Обской губы были привлечены данные ежечасных наблюдений ОТУ в пунктах м. Дровяной и Тамбей в навигационный период 1938 г. Впоследствии в этих пунктах были организованы постоянные 4-срочные уровенные наблюдения (п/ст Дровяная с 1952 по 1962 г., Тамбей с 1976 по 1994 г., 2006 г.; в настоящее время пост законсервирован). Хотя на постах Тамбей и Дровяная к 2-срочным наблюдениям за уровнем не переходили, в методических целях сравнительные оценки ежечасных данных с 4-срочными и 2-срочными за 1938 г. с были выполнены и для этих постов, которые в тот период, наряду с Ямсалским баром и Новым Портом, были охвачены серией одновременных ежечасных наблюдений. С тех пор ежечасных наблюдений одновременно на нескольких постах Обской губы, к сожалению, не проводилось.

Данные табл. 1 подтверждают целесообразность оценки влияния дискретности наблюдений за уровнем на его характеристики на постах Обской и Тазовской губ. Как показывает табл. 1, из 20 лет, в которые велись навигационные наблюдения за уровнем на стационарном посту Ямсалский бар, в начальный период они были многосрочными без определенной системы, затем, в течение 13 летних сезонов, проводились 4-срочные наблюдения и на конечном этапе — 2-срочные.

В Новом Порту наблюдения за уровнем начались в 1944 г. как 2-срочные и продолжались с такой дискретностью по 1976 г., охватив 31 навигационный период. После чего стали круглогодичными и 4-срочными. Имеется также полугодовая серия ежечасных наблюдений в 1979 г.

На постах Сеяха и Антипаюта сложилась ситуация с дискретностью наблюдений, качественно схожая с той, что отмечена для Ямсалского бара. Т.е. произошла деградация сроков наблюдений от изначальных 4-срочных до 2-срочных. В Антипаюте это произошло с 1.04.1988 г., в Сеяхе — с 1.10.1994 г.

В табл. 2 приведены сведения о ежечасных наблюдениях, которые были использованы для дальнейшего анализа. Среди них наибольшей полнотой отличаются посты Сеяха и Антипаюта, по которым имеются данные круглогодичных ежечасных уровней за 7 лет. По посту Антипаюта, кроме того, имеются две серии ежечасных наблюдений по 2–3 месяца в 1968 и 1969 гг. По остальным постам ежечасные уровни представлены сериями по несколько месяцев в году. По посту Ямсалский бар это летне-осенний период, по Новому Порту частично охвачен весенний период со льдом (1979 г.).

В методическом плане для решения нашей задачи наиболее близка работа (Иванов, Кондратьева, 1970), в которой рассмотрен вопрос точности определения среднего

Сведения о ежечасных уровнях, использованных в настоящей работе

Пост	Период наблюдений	Ведомственная принадлежность
Ямсальский бар	6.06–30.09.1938	ОТУ
	9.07–29.09.1941	СТУИБУП
	1.08–13.10.1944	СТУИБУП
	11.07–7.10.1945	СТУИБУП
	18.07–4.10.1946	СТУИБУП
	24.07–10.10.1947	СТУИБУП
	22.06–15.10.1955	СТУИБУП
	5.07–7.10.1956	СТУИБУП
	26.06–7.10.1960	СТУИБУП
Новый Порт	2.07–17.08.1938	ОТУ
	1.07–25.09.1939	ОТУ
	1.04–30.09.1979	Гидрометслужба
Сеяха	1977, 1978, 1981–1985	Гидрометслужба
Тамбей	19.07–17.09.1938	ОТУ
м. Дровяной	19.07–19.09.1938	ОТУ
Антипаюта	16.07–29.09.1968	Гидрометслужба
	1.07–15.10.1969	Гидрометслужба
	1981–1987, 1.01–31.03.1988	Гидрометслужба

уровня моря при разных сроках наблюдений применительно к морским береговым станциям на материалах ежечасных наблюдений за 1961–1967 гг. по 43 стационарным постам Гидрометслужбы. Среди них по Карскому морю представлен единственный пост Диксон, расположенный сравнительно недалеко от рассматриваемого нами региона, с длиной ряда ежечасных уровней 5 лет. При этом оценивалась погрешность среднесуточного и среднемесячного уровня.

Методика обработки данных в нашей работе заключалась в следующем. За действительные величины уровней, принятых в качестве своеобразных эталонов, взяты значения, полученные из ежечасных наблюдений. С этими значениями сравнивались величины соответствующих характеристик, полученные при 4- и 2-срочных наблюдениях в сутки. При этом, в зависимости от наличия исходных ежечасных данных, оценки выполнялись для характеристик, полученных по среднесуточным уровням, наблюдаемым экстремумам и среднемесячным (для постов, не охваченных круглогодичными наблюдениями), а также по среднегодовым (для постов Сеяха и Антипаюта).

Сравнение характеристик в виде разностей (расхождений) между ежечасными и срочными уровнями позволило использовать данные наблюдений за ряд лет, даже если они не увязаны в единую систему высот; достаточно, чтобы сохранялась их однородность в пределах одного года (сезона).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Как уже было отмечено, однородность рядов уровней по постам Антипаюта и Сеяха была нарушена при отказе от системы ЕНП и переходе их на речную программу, предусматривающую 2 срока наблюдений в сутки. Двухсрочные наблюдения практиковались также на постах Новый Порт и Ямсальский бар (см. табл. 2). Насколько это решение способно повлиять на характеристики среднесуточных и экстремальных

**Наибольшие расхождения (см) в значениях среднесуточных и экстремальных
в течение суток уровней, вычисленных по 4-х и 2-срочным данным
относительно ежечасных**

Сравниваемые значения уровня	Характеристика уровня		
	Среднесуточный	Максимальный наблюденный	Минимальный наблюденный
Ямсальский бар			
6.06–30.09.1938, 9.07–29.09.1941, 1.08–13.10.1944, 11.07–7.10.1945, 18.07–4.10.1946, 24.07–10.10.1947, 22.06–15.10.1955, 5.07–7.10.1956, 26.06–7.10.1960 гг.			
Ежечасные и 4-срочные	33/–15	64	–58
Ежечасные и 2-срочные	31/–35	115	–111
Новый Порт			
2.07–17.08.1938, 1.07–25.09.1939, 1.04–30.09.1979 гг.			
Ежечасные и 4-срочные	7/–14	32	–41
Ежечасные и 2-срочные	29/–27	44	–71
Сеяха			
1977, 1978, 1981–1985 гг.			
Ежечасные и 4-срочные	12/–11	47	–45
Ежечасные и 2-срочные	49/–36	101	–94
Тамбей			
20.07 – 17.09.1938 г.			
Ежечасные и 4-срочные	11/–8	68	–60
Ежечасные и 2-срочные	45/–61	98	–128
м. Дровяной			
20.07 – 19.09.1938 г.			
Ежечасные и 4-срочные	11/–13	71	–78
Ежечасные и 2-срочные	96/–60	177	–91
Антипаюта			
16.07–29.09.1968, 1.07–15.10.1969, 1981–1987, 1.01–31.03.1988 гг.			
Ежечасные и 4-срочные	8/–8	42	–56
Ежечасные и 2-срочные	18/–21	60	–92

Примечание. В числителе наибольшие положительные расхождения, в знаменателе — отрицательные.

уровней, видно на примере расчетов, выполненных по круглогодичным данным за 1977–1978, 1980–1985 гг. для поста Сеяха (табл. 3, рис. 2–4) и за 1981–1987 гг. для поста Антипаюта, а также по данным за летне-осенний период разных лет для постов Новый Порт, Ямсальский бар, Антипаюта, м. Дровяной и Тамбей (табл. 3).

Таблица 3 свидетельствует, что наибольшие расхождения между значениями *среднесуточных* уровней, вычисленных по ежечасным и полученным из них 4-срочным данным, за рассматриваемый период составили по абсолютной величине для поста Дровяной — 13 см, Тамбей — 11 см, Сеяха — 12 см, Новый Порт — 14 см, Ямсальский бар — 33 см, Антипаюта — 8 см.

Примерно в 2–4 раза выше оказались абсолютные наибольшие расхождения между значениями *среднесуточных* уровней, вычисленных по ежечасным и полученным из них 2-срочным данным, для постов Сеяха (49 см), Новый Порт (29 см), Антипаюта (21 см). Для поста Ямсальский бар оно составило 35 см, т.е. незначительно выше того, что отмечалось между ежечасными и 4-срочными. Из всех постов самые

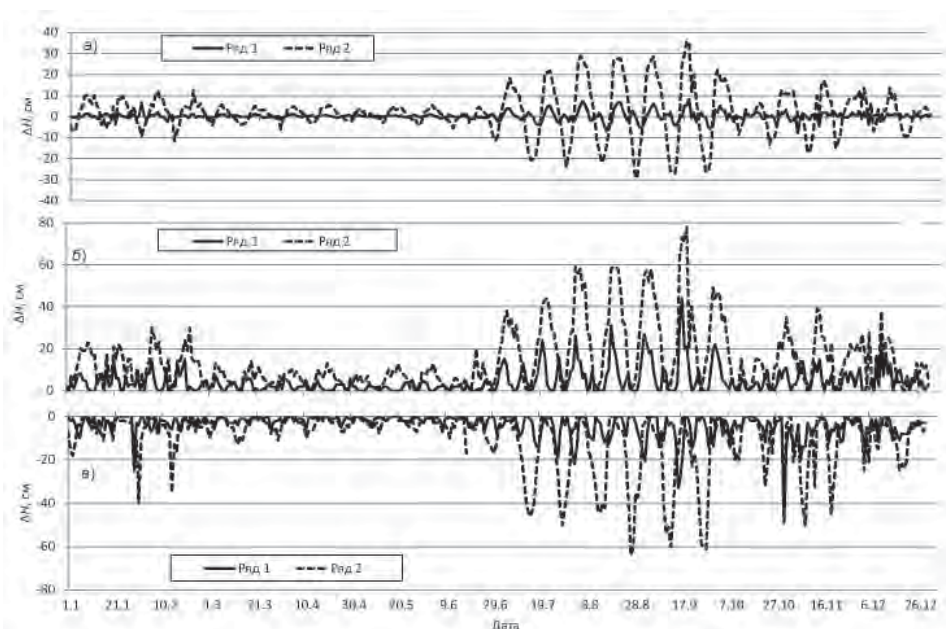


Рис. 2. Ежедневные разности среднесуточных (а), максимальных (б) и минимальных (в) значений уровня для Сеяхи за 1981 г., вычисленных по исходным ежечасным и выборочным рядам по различным срокам наблюдений: ряд 1 — между ежечасными и 4-срочными, ряд 2 — между ежечасными и 2-срочными данными.

высокие расхождения (в 5–7 раз) отмечены по данным 1938 г. для северной части Обской губы: м. Дровяной — 96 см, Тамбей — 61 см. Знаки наибольших расхождений при этом оказались положительными для Дровяного, Сеяхи и Нового Порта, отрицательными для Ямсальского бара, Тамбея и Антипаюты.

Материалы круглогодичных наблюдений на посту Сеяха позволяют проследить в течение года изменчивость расхождений между среднесуточными уровнями, полученными по ежечасным и срочным данным. Из рис. 2а на примере 1981 г. видно, что наибольшие разности приурочены, как и следовало ожидать, к периоду открытого русла, когда колебания уровня наиболее развиты. В период март–май 1981 г. расхождения не превышали 6 см.

Качественно похожая картина по среднесуточным уровням поста Сеяха отмечается и для остальных рассмотренных лет (рис. 3). Наибольшие за календарный год положительные разности между ежечасными и 4-срочными наблюдениями по Сеяхе за 1977–1978, 1981–1985 гг. находятся в диапазоне 8–12 см, между ежечасными и 2-срочными — в диапазоне 31–49 см. Наибольшие за календарный год отрицательные разности между ежечасными и 4-срочными данными по абсолютной величине лежат в диапазоне 6–11 см, между ежечасными и 2-срочными — в диапазоне 27–36 см. Наибольшие в течение месяца положительные и отрицательные расхождения среднесуточных уровней, вычисленные между ежечасными и 4-срочными, ежечасными и 2-срочными, во всех случаях приурочены к летне-осеннему периоду. Аналогичная картина во внутригодовом распределении рассматриваемых разностей отмечается и для Антипаюты по данным круглогодичных наблюдений за 1977, 1978, 1981–1985 гг. (рис. 4).

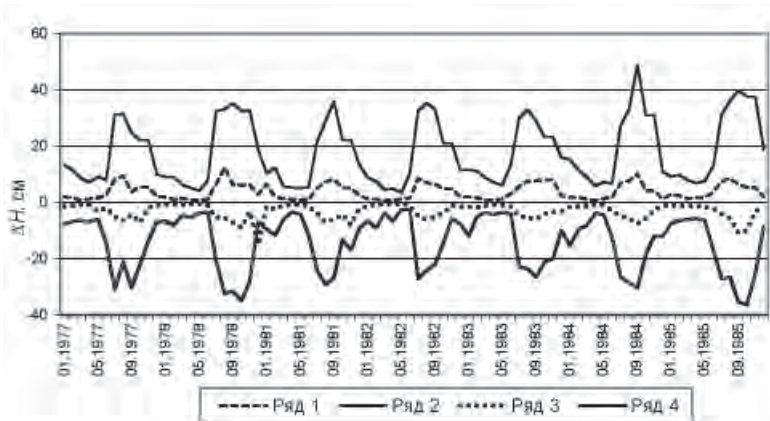


Рис. 3. Наибольшие в течение месяца положительные и отрицательные расхождения (ΔH) среднесуточных уровней, вычисленные между ежечасными и 4-срочными (ряды 1, 3), еже-часными и 2-срочными (ряды 2, 4) данными поста Сеяха за 1977–1978, 1981–1985 гг.

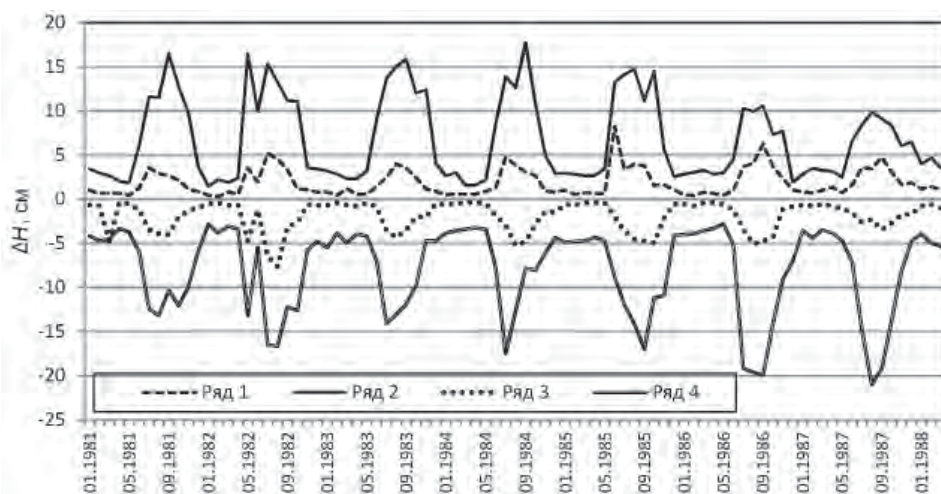


Рис. 4. Наибольшие в течение месяца положительные и отрицательные расхождения (ΔH) среднесуточных уровней, вычисленные между ежечасными и 4-срочными (ряды 1, 3), еже-часными и 2-срочными (ряды 2, 4) данными поста Антипаяута за 1977, 1978, 1981–85 гг.

Таким образом, мы получили количественные оценки расхождений в значениях среднесуточных уровней, вычисленных по 4-срочным и 2-срочным данным относительно ежечасных для постов Обской и Тазовской губ. Как видно, эти расхождения весьма значительны и с ними следует считаться при формировании однородных рядов среднесуточных уровней.

Еще более существенные расхождения относительно ежечасных данных отмечаются при выборке *экстремальных* уровней по 4-срочным и 2-срочным значениям. Для поста Сеяха наибольшие расхождения приурочены к максимальным уровням и соответственно достигают 47 см (август 1984 г.) для 4-срочных наблюдений и 101 см (сентябрь 1984 г.) для 2-срочных (см. табл. 3).

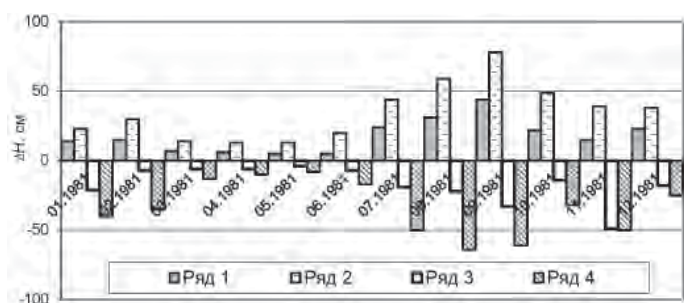


Рис. 5. Помесячные выборки наибольших разностей (ΔH) экстремальных уровней, наблюдавшихся в течение суток, между ежечасными и 4-срочными (ряд 1 — максимальными, ряд 3 — минимальными), между ежечасными и 2-срочными (ряд 2 — максимальными, ряд 4 — минимальными) уровнями Сеяхи за 1981 г.

Как видно из рис. 5, включающего годовую серию наблюдений по Сеяхе, для экстремальных уровней, как и для среднесуточных, наиболее существенные разности между ежечасными и 4-срочными, ежечасными и 2-срочными данными приурочены к летне-осеннему периоду, когда внутрисуточная изменчивость уровня наиболее развита. Это позволяет считать, что привлеченные к анализу данные остальных постов (см. табл. 2) являются репрезентативными для оценки наибольших расхождений в значениях уровня, вычисленных между ежечасными и срочными наблюдениями, поскольку эти данные охватывают именно летне-осенний период.

Для поста Антипаюта по сравнению с Сеяхой соответствующие наибольшие разности относятся к минимальным уровням. Из всего ряда наблюдений они оказались по абсолютной величине несколько больше, чем в Сеяхе, между ежечасными и 4-срочными (56 см) и меньше между ежечасными и 2-срочными (92 см) (табл. 3, рис. 6).

В южной части Обской губы для Нового Порта наибольшие разности между экстремальными ежечасными и 4-срочными наблюдаемыми уровнями составили по абсолютной величине 41 см, ежечасными и 2-срочными — 84 см. Пост Ямсальский бар отличается от Нового Порта более высокими значениями расхождений между наблюдаемыми экстремальными уровнями, вычисленными по ежечасным, 4-срочным и 2-срочным данным. Так, для ежечасных и 4-срочных данных наибольшие разности максимальных наблюдаемых уровней составили 64 см (1945 г.), минимальных —

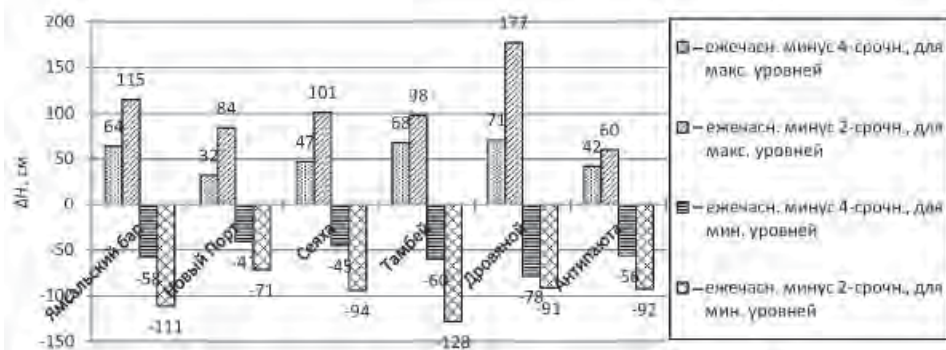


Рис. 6. Наибольшие расхождения (ΔH , см) в экстремальных уровнях, вычисленные между ежечасными и 4-срочными, ежечасными и 2-срочными значениями

–58 см (1960 г.) (рис. 6). Для ежечасных и 2-срочных соответствующие разности оказались равными 115 см (1944 г.) и –111 см (1938 г.).

Посты Дровяной и Тамбей выделяются наиболее высокими значениями расхождений между экстремальными уровнями, вычисленными для различной дискретности наблюдений по данным за 1938 г. Так, между ежечасными и 4-срочными данными наибольшие разности максимальных и минимальных уровней, наблюдаемых в Дровянном в течение суток, составили 71 и –78 см соответственно. Для ежечасных и 2-срочных максимальных уровней самая большая разность в Дровянном составила 177 см (рис. 6). По посту Тамбей наибольшая разность между ежечасными и 2-срочными данными для максимальных уровней составила 98 см, для минимальных — 128 см.

С увеличением периода осреднения до месяца расхождение в результатах для 4- и 2-срочных данных в сравнении с ежечасными уменьшается. Для среднемесячных значений они составляют для поста Сеяха от 1 см (между ежечасными и 4-срочными значениями) до 7 см (между ежечасными и 2-срочными) (рис. 7). Отмечается наличие сезонного хода указанных расхождений. Наибольшие разности приходятся на период август – сентябрь, наименьшие — на период ледостава.

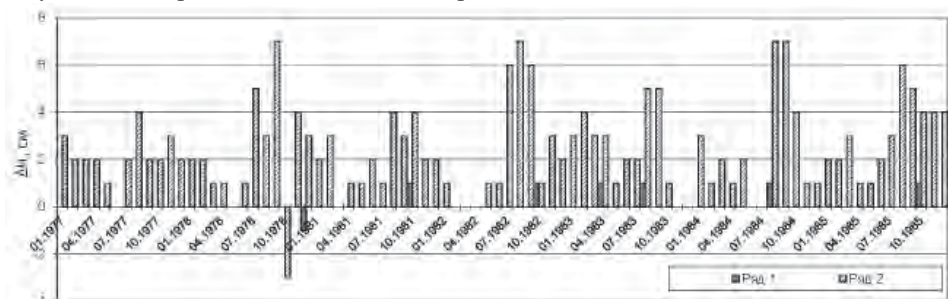


Рис. 7. Разности (ΔH) среднемесячных уровней, вычисленных по ежечасным и 4-срочным (ряд 1), ежечасным и 2-срочным (ряд 2) наблюдениям на посту Сеяха за 1977–1978, 1981–1985 гг.

В южной и северной частях Обской губы разности среднемесячных уровней, вычисленных по ежечасным и 4-срочным наблюдениям, близки между собой и составляют по абсолютной величине для поста Ямсальский бар 3 см, Новый Порт, Тамбей и Дровяной — по 1 см.

Между ежечасными и 2-срочными наблюдениями наибольшие разности среднемесячных уровней оказались равными для Ямсальского бара 4 см, Нового Порта и Сеяхи 7 см. Для Тамбея и Дровяного по данным за один календарный месяц ежечасных наблюдений (август 1938 г.) разности оказались равными соответственно 8 и 27 см. Т.е. для 2-срочных данных самая большая разность получена для северной части Обской губы.

В Тазовской губе для поста Антипаюта наибольшие разности среднемесячных уровней, вычисленных по ежечасным и 4-срочным наблюдениям, по абсолютной величине не превышают 1 см. Между ежечасными и 2-срочными такая разность достигает 6 см.

При увеличении временного масштаба осреднения уровней *до года* разница между уровнями, полученными по ежечасным и 4-срочным данным, приближается к нулю, а между ежечасными и 2-срочными — к 2–3 см. Подчеркнем, что такие оценки для годового цикла наблюдений получены по данным постов Сеяха и Антипаюта за 7 лет.

Таблица 4

**Повторяемость разностей между 4-срочными и 2-срочными уровнями
относительно ежечасных для среднесуточных и экстремальных значений**

Пост	Многолетний размах колебаний уровня, м*	Число членов ряда	Число сроков наблюдений	Наиболее часто повторяющаяся разность, см (%)		
				для среднесуточных уровней	для максимальных уровней	для минимальных уровней
Ямсаляский бар	4,24	798	4	2 (22,7)	0 (30,2)	0 (28,2)
Новый Порт	3,72	132	2	6 (7,5)	0 (15,1)	0 (31,1)
			4	1 (22,7)	0 (25,0)	0 (26,5)
Сеяха	2,28	2556	2	5 (7,6); 15 (7,6)	0 (19,7)	0 (12,9)
			4	0 (42,1)	0 (24,0)	0 (26,2)
Тамбей	2,54	60	2	2 (11,1)	0 (8,3)	0 (13,7)
			4	4 (20,0)	0 (18,3)	0 (11,7)
Дровяной	2,65	62	2	45 (8,3)	0 (10,0)	0 (16,7)
			4	2 (22,6)	0 (11,3)	0 (21,0)
Антипаюта	4,38	2829	2	75 (4,8)	0 (6,4)	0 (12,9)
			4	1 (72,1)	0 (26,6)	0 (29,0)
			2	2 (21,7)	0 (14,7)	1 (11,5)

Примечание. * — размах колебаний уровня указан по данным стационарных наблюдений за периоды, в которые наблюдения можно считать однородными.

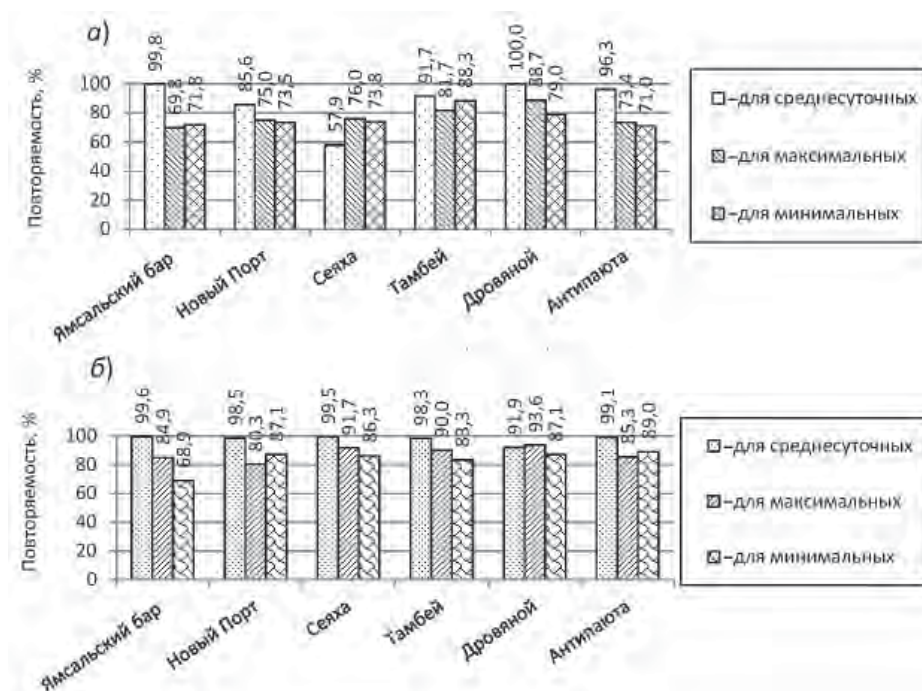


Рис. 8. Повторяемость (%) отличных от нуля разностей для среднесуточных и экстремальных уровней: а) между 4-срочными и ежечасными, б) между 2-срочными и ежечасными данными.

Приведенные выше оценки характеризуют значения *наибольших* разностей (расхождений, погрешностей) уровня, которые могут иметь место при сокращении числа сроков наблюдений в сутки до 4-х и 2-х в сравнении с ежечасными данными. Разумеется, наибольшие разности относятся к событиям редкой повторяемости.

Перейдем к рассмотрению *повторяемости* тех или иных разностей. Интервал разбиения их для оценки повторяемости принимался равным 1 см. Результаты обработки данных представлены в табл. 4 и на рис. 8 и 9.

Как следует из табл. 4, для *среднесуточных* уровней наиболее часто повторяющиеся разности между ежечасными и 4-срочными наблюдениями находятся в пределах от 0 до 4 см. Наибольшие значения повторяемости разностей между ежечасными и 4-срочными данными составили в Обской губе 42,1 % для Сеяхи (при нулевом расхождении, т.е. совпадении результатов ежечасных и 4-срочных наблюдений), в Тазовской губе — 72,1 % для Антипаюта (при расхождении 1 см).

Между ежечасными и 2-срочными наблюдениями для среднесуточных уровней чаще всего отмечались разности от 2 см (Сеяха, 11,1 % случаев, Антипаюта, 21,7 % случаев) до 75 см (Дровяной, 4,8 % случаев).

Для *экстремальных* уровней характерно наиболее частое совпадение результатов 4- и 2-срочных наблюдений с ежечасными, о чем свидетельствуют нулевые расхождения в табл. 4. В процентном отношении число совпадений для максимальных уровней находится в пределах от 11,3 до 30,2 % между ежечасными и 4-срочными

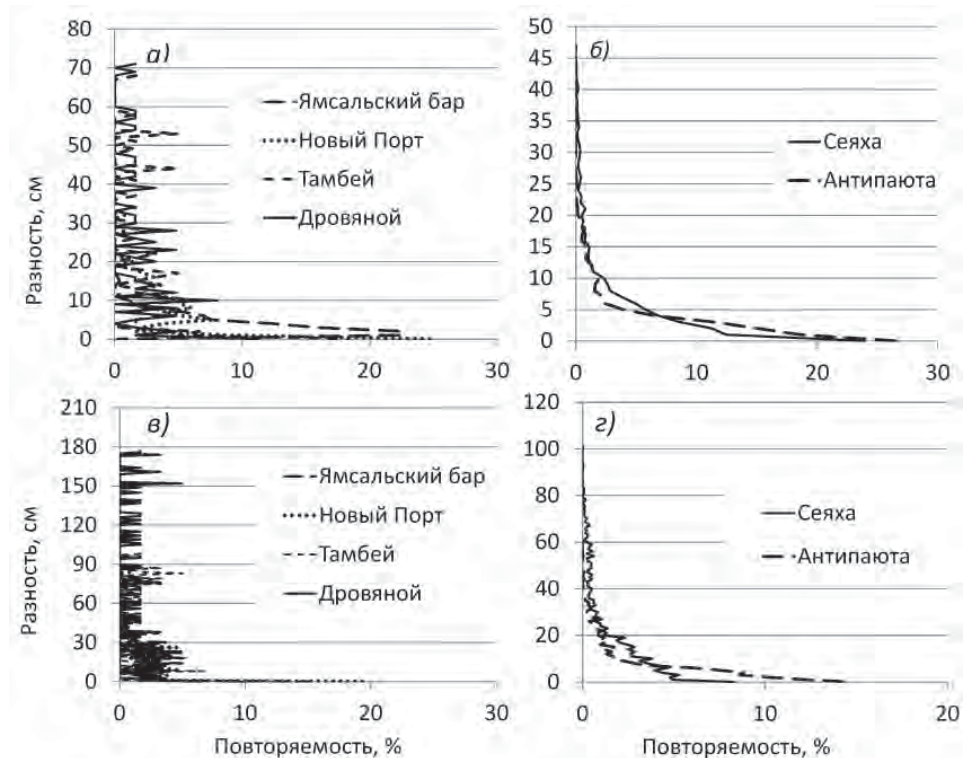


Рис. 9. Кривые повторяемости разностей максимального уровня, полученных между ежечасными и 4-срочными (а, б), ежечасными и 2-срочными наблюдениями (в, г).

наблюдениями и от 6,4 до 19,7 % между ежечасными и 2-срочными. Число совпадений для минимальных уровней находится в пределах от 11,7 до 29 % между ежечасными и 4-срочными наблюдениями и от 11,5 до 31,1 % между ежечасными и 2-срочными.

Таким образом, из приведенных сведений следует, что, несмотря на наличие большого числа совпадений в данных, полученных из ежечасных и срочных наблюдений (табл. 4), все же в преобладающем большинстве случаев отмечаются значимые расхождения в этих данных при различной дискретности наблюдений (рис. 8). Повторяемость расхождений, отличных от нуля, составляет от 57,9 до 100 % для разностей между ежечасными и 4-срочными и от 68,9 до 99,6 % между ежечасными и 2-срочными.

Рис. 9, на котором представлены кривые повторяемости разностей максимального уровня, наглядно отражает характер проявления разностей по всему диапазону их значений.

Как следует из рис. 9а и 9в, для постов, обеспеченных данными наблюдений за навигационный период, характерны близкие значения повторяемости по всему диапазону разностей между ежечасными и 4-срочными, ежечасными и 2-срочными наблюдениями. За исключением диапазона разностей от 0 до 5 см для постов Ям-сальский бар и Новый Порт, для которых в этом диапазоне отмечается выраженный пик повторяемости.

Для постов, по которым имеются круглогодичные наблюдения (Сеяха и Анти-паюта), отмечается постепенное возрастание повторяемости разностей по мере снижения их величины.

Качественно похожая картина повторяемости разностей отмечается и для минимальных уровней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований оценены расхождения в средних суточных, месячных, годовых, а также экстремальных уровнях, полученных при различной дискретности наблюдений в сутки (ежечасные, 4- и 2-срочные) на стационарных постах Обской и Тазовской губ.

Установлено, что при переходе от ежечасных наблюдений к 4-срочным наибольшие разности в определении *среднесуточных* уровней на постах достигают 8–33 см. Уменьшение числа наблюдений до двух сроков в сутки приводит к возрастанию наибольших разностей до 21–96 см. При этом наиболее часто повторяющиеся разности между ежечасными и 4-срочными наблюдениями находятся в диапазоне от 0 до 4 см, между ежечасными и 2-срочными наблюдениями — от 2 до 75 см.

Наибольшие разности *экстремальных* уровней, полученные между ежечасными и сокращенными наблюдениями, достигают 32–78 см для 4-срочных и 60–177 см для 2-срочных.

В целом как для среднесуточных, так и для экстремальных уровней повторяемость разностей между ежечасными и 4-срочными наблюдениями (при значениях этих разностей от 1 см и выше) составляет от 57,9 до 100 %, а между ежечасными и 2-срочными наблюдениями — от 68,9 до 99,6 %

С увеличением периода осреднения *до месяца* расхождения в результатах для 4- и 2-срочных данных в сравнении с ежечасными уменьшаются. Для среднемесячных значений уровня расхождения составляют по абсолютной величине от 1 до 3 см при 4-срочных наблюдениях и от 4 до 27 см при 2-срочных.

При увеличении временного масштаба осреднения уровней до года разница между уровнями, полученными по ежечасным и 4-срочным данным, приближается к нулю, а между ежечасными и 2-срочными – к 2–3 см.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что одним из важнейших условий для получения надежных данных по уровням на сети станций и постов Обской и Тазовской губ является, наряду с прочими показателями гарантии качества данных, обеспечение ежечасных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Войнов Г.Н., Пискун А.А.* Оценка приливов в Новом Порту (Обская губа) по наблюдениям за уровнем за период 1977–2012 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 3 (105). С. 51–65.
- Войнов Г.Н.* Приливы в Обской губе (Карское море). 1. Общая характеристика приливов // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 44. С. 70–95.
- Войнов Г.Н., Пискун А.А.* Приливные и сгонно-нагонные колебания уровня у мыса Ям-Сале (Обская губа) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 4 (110). С. 51–66.
- Иванов Г.С., Кондратьева В.И.* О точности определения среднего уровня моря // Тр. ГОИН. 1970. Вып. 99. С. 59–67.
- Пискун А.А.* Качество многолетних данных по уровням на стационарной сети наблюдений в Обской и Тазовской губах // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 307–322.
- Пискун А.А.* Состояние высотной основы и качество данных по уровням воды в Обско-Тазовской устьевой области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 97–113.

A.A. PISKUN

ABOUT THE ACCURACY OF DEFINITION OF AVERAGE AND EXTREME WATER LEVELS AT REDUCTION OF TERMS OF OBSERVATIONS ON POSTS OF THE OB AND TAZ ESTUARIES

The water level characteristics calculated for hourly observations and observations at 4 and 2 times per day at the Yamsal Bar, Novy Port, Seyakha, Tambey, Drovyanaya, and Antipyuta were compared. Presented discrepancies (differences) between observations of different discrete for the average daily, average monthly, average annual and extreme level. It is shown that the greatest discrepancies between hourly observations and observations in 4 terms in determining the average daily levels reach 8–33 cm, the average monthly — 1–3 cm, the average annual — close to zero, extreme — 32–78 cm. The greatest discrepancies between hourly observations and observations in 2 terms in determining the average daily levels reach 21–96 cm, the average monthly — 4–27 cm, the average annual — 2–3 cm, extreme — 60–177 cm.

Keywords: water level, Ob and Taz estuaries, discrepancies between observational data of various discreteness for average and extreme levels.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕДЯНЫХ МАССИВОВ КАРСКОГО МОРЯ

В.П. КАРКЛИН, А.В. ЮЛИН, М. В.ШАРАТУНОВА, Л.П. МОЧНОВА

ГНЦ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: karklin@ari.ru

Сложность ледовых условий и их влияние на различные виды морской деятельности в основном связана с колебаниями площадей ледяных массивов, которые подвержены не только межгодовой, но и климатической изменчивости. В статье впервые приводятся результаты анализа площадей ледяных массивов Карского моря в летний период для «холодного» (1954–1985 гг.) и «теплого» (1986–2017 гг.) климатических периодов в Арктике.

Полученные в работе типовые изменения площадей ледяных массивов и повторяемость их отсутствия в различные климатические периоды могут быть использованы для характеристики прогнозируемого типа ледовых условий в море.

Ключевые слова: Карское море, ледяные массивы, климатические периоды.

ВВЕДЕНИЕ

Понятие «ледовые массивы арктических морей» (в последующих работах «ледяные массивы») появилось из опыта полярных навигаций в 1940-е гг., и было сформулировано П.А. Гордиенко (Гордиенко, 1945) как основное препятствие при прохождении судов по трассам Северного морского пути. Ледяной массив представляет собою значительное по занимаемой акватории скопление льдов, отличающееся повышенной сплоченностью и мощностью. Вместе с тем массив является основным элементом ледового режима. Навигационной характеристикой ледяного массива была принята сплоченность от 7 до 10 баллов. Нижний предел этой характеристики — сплоченность, до которой транспортные суда могут свободно плавать без помощи ледоколов.

Окружающая массив зона разреженных льдов сплоченностью менее 7 баллов является периферией массива, или промежуточным поясом. Внутри самого массива может выделяться ядро со сплоченностью, близкой к 10 баллам. В некоторые периоды промежуточный пояс может не наблюдаться. При его уплотнении массив увеличивается, при разрежении массива увеличиваются ширина и сплоченность его периферии (Гордиенко, 1945).

В 1940-е гг. также было установлено, что ледяные массивы локализуются и стационарируют в одних и тех же районах арктических морей вдоль трассы Северного морского пути. Массивы были названы по районам их местоположения. Схема их местоположения и их названия впервые представлены в статье П.А. Гордиенко (Гордиенко, 1945) и до сих пор воспроизводятся в ряде работ (Гудкович и др., 1972; Наблюдения за ледовой обстановкой..., 2009).

В статье (Гордиенко, 1945) также выделены две группы ледяных массивов по их происхождению: локальные и отроговые. Локальные массивы образованы в основном

из однолетних дрейфующих или припайных льдов. В течение летнего периода они разрезаются, перестают быть массивами и часто исчезают. К локальным массивам относятся Новоземельский и Североземельский в Карском море, Янский в море Лаптевых, Новосибирский в Восточно-Сибирском и Врангелевский в Чукотском море.

Отроговые массивы являются частью океанского массива, они включают в себя двухлетние и многолетние льды. В течение навигационного периода они полностью не разрушаются, а отступают на север. Отроговыми массивами являются Карский Северный в Карском море, Таймырский в море Лаптевых, Айонский в Восточно-Сибирском море и Чукотский Северный в Чукотском море.

Ледяные массивы образуют основу инфраструктуры ледяного покрова в период таяния. Перед началом таяния ледяные массивы полностью занимают районы арктических морей. В начальный период разрушения ледяного покрова полыньи и разводья разделяют массив дрейфующих и припайных (сплошных) льдов. Как показывают наблюдения, под влиянием гидрометеорологических условий массив может распадаться на отдельные скопления сплоченных льдов. Практически в процессе мониторинга состояния ледяного покрова к площади массива относят все 7–10-балльные льды, находящиеся в пределах данного района моря.

В настоящее время, когда происходит активное освоение шельфа арктических морей, ледяные массивы являются препятствием не только для судоходства, но и для исследований шельфа и работ на нем в районах лицензионных участков (бурение скважин, сейсмические исследования др.). Обширные и большие ледяные поля массивов могут представлять опасность для ледотехнических сооружений в шельфовой зоне.

Как известно, ледовые условия в арктических морях подвержены межгодовой и многолетней изменчивости. Результаты исследований, выполненных ранее (Карклин, Тейтельбаум, 1987; Карклин, 2001; Фролов и др., 2007), показали, что в XX и в начале XXI в. в арктической зоне (и в других регионах Северного полушария) изменения температуры воздуха, ледовитости арктических морей и других гидрометеорологических показателей характеризовались наличием циклических колебаний продолжительностью около 60, 20, 8–12, 5–7 и 2–3 лет. Эти колебания происходили на фоне квазилинейного тренда потепления, который сам, возможно, является частью сверхвекового цикла продолжительностью около 180–200 лет (Абдусаматов, 2009; Raspopov et al., 2009).

Климатические колебания в Арктике характеризуются сменой периодов похолодания и потеплений. С начала 1920-х гг. до примерно середины 1950-х гг. ледовые условия в арктических морях формировались на повышенном температурном фоне. За этим «теплым» периодом до середины 1980-х гг. последовал «холодный» период. С середины 1980-х гг. начался очередной «теплый» период, который продолжается в настоящее время.

В ряде работ (Абдусаматов, 2009; Покровский, 2009; Шерстюков, Салугашвили, 2010; Humlum et al., 2013; МГЭИК, 2014) отмечается, что с конца 1990-х гг. повышение температуры прекратилось. По некоторым прогнозам с начала 2020-х гг. ожидается переход к новому периоду похолодания (Абдусаматов, 2009; Frolov et al., 2009).

Сложность ледовых условий и их влияние на различные виды морской деятельности в основном связаны с колебаниями площадей ледяных массивов, которые подвержены не только межгодовой, но и климатической изменчивости.

В предшествующих исследованиях (Карклин и др., 2001; Фролов и др., 2007) для анализа климатических колебаний ледяного покрова арктических морей используются данные о ледовитости арктических морей более чем за 100-летний период, начиная с 1900 г. Данные о площадях ледяных массивов более короткие. Они относятся к концу 1930-х — началу 1940-х гг. Для анализа климатической изменчивости ледяных массивов в Карском море в данной работе использованы ряды наблюдений за период 1954–2017 гг. Начало этих рядов близко к началу «холодного» периода, как указывалось выше. Следует отметить, что связь площадей массивов с ледовитостью (то есть с площадью льдов независимо от их сплоченности) оценивается коэффициентом корреляции, превышающим 0,9.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕДЯНЫХ МАССИВОВ КАРСКОГО МОРЯ

Среди арктических морей Карское море наиболее активно используется для различных видов хозяйственной деятельности. С начала 1970-х гг. в море осуществляется круглогодичное судоходство, интенсивность которого возрастает в связи с необходимостью вывоза углеводородного сырья. В последние годы в море регулярно проводятся экспедиции в целях исследования шельфа, а также морских ледовых образований, представляющих опасность для сооружений на шельфе (айсберги, торосы и др.).

Как уже упоминалось выше, в Карском море выделяются три ледяных массива: Новоземельский в юго-западной части моря, Североземельский и Карский Северный — в северо-восточной части моря. Площадь районов, в которых располагаются массивы, составляет 335 тыс. км², 278 тыс. км² и 217 тыс. км² соответственно.

Новоземельский ледяной массив формируется в основном однолетними дрейфующими и (в меньшей степени) припайными льдами местного происхождения. Локализации массива способствует циклоническая система течений в этой части моря (Атлас Арктики, 1985) и ветры северных направлений над морем, характерные для весенне-летнего периода (Гидрометеорологические условия..., 1986).

В средние по ледовым условиям годы Новоземельский ледяной массив препятствует плаванью судов в июне–июле. В середине июля он занимает около 50 % от акватории юго-западной части Карского моря. В зависимости от ветровых ситуаций Новоземельский массив может занимать западное, восточное или центральное положение. Чаще наблюдается западное положение массива, когда он прижат к Новой Земле и блокирует пролив Карские Ворота. При восточном положении массива сплоченными льдами блокируется побережье полуострова Ямал.

В начале периода таяния Новоземельский массив соединен со льдами Североземельского массива в северо-восточной части Карского моря. При западном положении Новоземельского массива в третьей декаде июля происходит его отделение от Североземельского массива. При восточном и центральном положении Новоземельского массива отделение его от Североземельского массива, как правило, не происходит.

В августе льды массива интенсивно вытаивают, и в конце месяца в 80 % случаев он исчезает полностью (Гудкович и др., 1972).

Сплоченные льды *Североземельского ледяного массива* распространяются южнее линии мыс Желания — остров Пионер до материкового побережья. Массив формируется из однолетних дрейфующих и припайных льдов. Припайные льды образуются вдоль всех материковых и островных побережий от острова Диксон до мыса Арктический и составляют от 20 до 30 % площади ледяного покрова северо-восточной части Карского моря (Карелин, Карклин, 2012).

Под влиянием воздушных потоков с западной составляющей и отчасти речного стока рек Оби и Енисея Североземельский массив обычно прижат к островам Северной Земли и блокирует пролив Вилькицкого. Сокращение площади массива происходит в основном за счет разрушения льдов на месте и, отчасти, выноса их через пролив Вилькицкого в море Лаптевых.

Североземельский массив большую часть летнего периода блокирует западные подходы к Североземельскому архипелагу и к проливу Вилькицкого, и в среднем до 20–25 % массива сохраняются до начала ледообразования (Гудкович и др., 1972).

Карский Северный ледяной массив является отрогом океанического ледяного массива и пополняется его льдами. В основном он состоит из однолетних льдов, и только в северной его части, на границе с Арктическим бассейном и вдоль северо-западного побережья Северной Земли в отдельные годы наблюдаются двухлетние и многолетние льды.

Карский Северный ледяной массив разрушается медленнее, чем остальные массивы Карского моря. Иногда льды массива пополняют Новоземельский и Североземельский массивы. Чаще всего в середине августа происходит разделение Карского Северного и Североземельского массивов зоной разреженных льдов или чистой воды (Гудкович и др., 1972).

Схематично положение ледяных массивов Карского моря представлено на рис. 1.

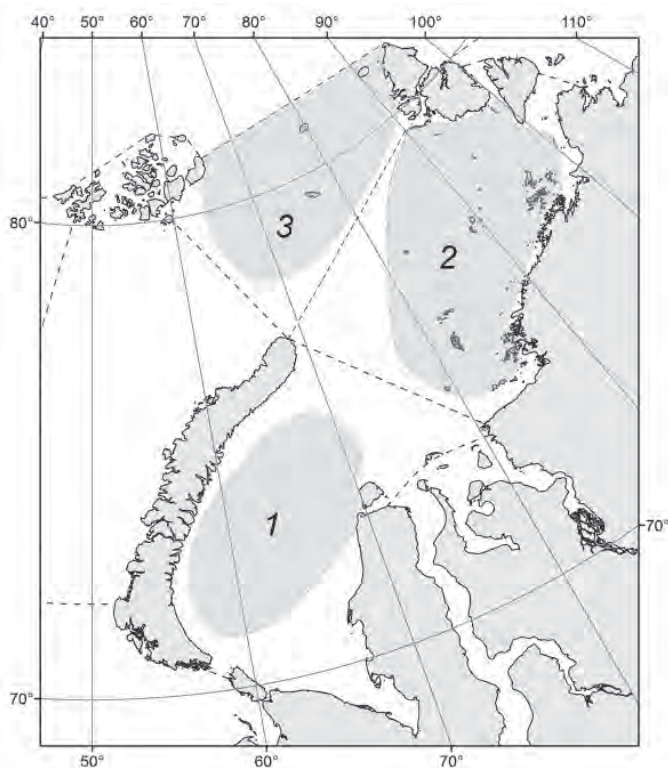


Рис. 1. Схема расположения ледяных массивов в Карском море.

Штриховые линии — границы районов расположения массивов: 1 — Новоземельского, 2 — Североземельского и 3 — Карского Северного.

На рис. 2 (см. цвет. вклейку) представлено распределение льдов различной сплоченности, характерное для легкого типа ледовых условий в Карском море в июле. На рис. 2 хорошо видно положение ледяных массивов, разделенных периферией редких (1–3 балла) и разреженных (4–6 баллов) льдов.

Таблица 1

Характеристика рядов площадей ледяных массивов Карского моря за период 1954–2017 гг.

Характеристики	Ледяные массивы		
	Новоземельский	Североземельский	Карский Северный
Длина ряда	64	64	64
Средняя, %	41	35	50
Максимальная, %	89	86	97
Минимальная, %	0	2	2
Размах колебаний, %	89	84	95
Стандартное отношение (σ)	22	25	27

В табл. 1 приведены некоторые характеристики значений площадей ледяных массивов Карского моря в августе за период 1954–2017 гг. Вследствие инерционности сезонных изменений ледовых условий в летний период, площади ледяных массивов в августе тесно связаны с площадями в июле и сентябре. Коэффициенты корреляции, характеризующие эту связь, составляют 0,8–0,9. Характеристики для Новоземельского массива приведены по данным за июль, поскольку в августе массив часто исчезает. В табл. 1 обращают внимание величины размахов многолетних колебаний площадей ледяных массивов, которые составляют более 80 %.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ЛЕДЯНЫХ МАССИВОВ КАРСКОГО МОРЯ

Для оценки сложности гидрометеорологических и ледовых явлений часто используется упрощенное разделение рядов показателей этих явлений на три типа, соответствующие легким, средним и тяжелым условиям. Для этого рассчитываются аномалии показателей относительно среднего ряда наблюдений, которые нормируются по среднему квадратичному отклонению (σ). В данной работе за *критерий типизации* принята величина, равная $0,8\sigma$ от величины среднего квадратичного отклонения.

К среднему типу условий отнесены годы, для которых величина нормированной аномалии площадей массивов находится в диапазоне $\pm 0,8\sigma$, к тяжелому типу — годы с положительными аномалиями равными или большими $0,8\sigma$, к легкому типу годы — с отрицательными аномалиями равными или меньшими $-0,8\sigma$.

Аномалию $0,8\sigma$ по абсолютной величине можно отнести к крупным аномалиям в изменчивости площадей ледяных массивов. Она равна 18, 20 и 22 % для Новоземельского, Североземельского и Карского Северного массивов соответственно.

По этому критерию была выполнена сортировка лет по трем основным типам развития ледяных массивов Карского моря — тяжелый, легкий и средний и оценена повторяемость каждого из типов (табл. 2).

Как видно из табл. 2, наиболее часто наблюдаются средние площади ледяных массивов. Их повторяемость за 64-летний период составляет 45–48 %. Близки повторяемости крупных положительных и отрицательных аномалий площадей массивов и связанных с ними тяжелых и легких ледовых условий соответственно. Их повторяемость в многолетней изменчивости массивов колеблется в пределах 25–28 %.

Таблица 2

Количество лет (N) с различным типом развития ледяных массивов в Карском море и их повторяемость (P , %) в августе за период 1954–2017 гг.

Тип развития массива	Новоземельский массив		Североземельский массив		Карский Северный массив	
	N	P , %	N	P , %	N	P , %
Тяжелый	17	27	16	25	17	27
Легкий	16	25	18	28	18	28
Средний	31	48	30	47	29	45

Для оценки климатических изменений всех типов в развитии ледяных массивов был выполнен анализ повторяемости этих типов раздельно за 1954–1985 гг., относящиеся к «холодному» периоду, и за 1986–2017 гг., относящиеся к «теплому» периоду в Арктике. Результаты представлены в табл. 3.

Таблица 3

Количество лет (N) с различными типами развития ледяных массивов и их повторяемость (P , %) в Карском море в «холодный» и «теплый» климатические периоды

Годы климатических периодов	Длина ряда	Тип развития массива					
		Тяжелый		Легкий		Средний	
		<i>N</i>	<i>P</i> , %	<i>N</i>	<i>P</i> , %	<i>N</i>	<i>P</i> , %
Новоземельский массив							
«Холодный», 1954–1985 гг.	32	13	41	4	12	15	47
«Теплый», 1986–2017 гг.	32	4	12	12	38	16	50
Североземельский массив							
«Холодный», 1954–1985 гг.	32	12	38	5	16	15	47
«Теплый», 1986–2017 гг.	32	6	19	12	38	14	44
Карский Северный массив							
«Холодный», 1954–1985 гг.	32	10	31	2	6	20	63
«Теплый», 1986–2017 гг.	32	5	16	17	53	10	31

Как следует из табл. 3, в течение обоих климатических периодов наблюдаются как крупные положительные, так и отрицательные аномалии среднемесячных площадей ледяных массивов.

Для «холодного» периода характерна повышенная повторяемость крупных положительных аномалий площадей массивов. Их повторяемость изменяется от 31 % для Карского Северного массива до 41 % для Новоземельского массива. В этот же период крупные отрицательные аномалии площадей массивов составляли 12–16 %.

В годы «теплого» периода преобладают крупные отрицательные аномалии среднемесячных площадей ледяных массивов. Повторяемость крупных положительных аномалий в этот период составляет 12–19 %, повторяемость крупных отрицательных аномалий в 2–3 раза больше.

Во все климатические периоды преобладает повторяемость средних площадей ледяных массивов, близкая в среднем к 50 %.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОЩАДЕЙ ЛЕДЯНЫХ МАССИВОВ КАРСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ИЮНЕ–СЕНТЯБРЕ

Климатические колебания среднемесячных площадей ледяных массивов, естественно, проявляются и в сезонной изменчивости в период разрушения. Для

**Сезонные изменения площадей ледяных массивов Карского моря
при различных типах их развития, %**

Тип развития массива	Месяцы											
	VI			VII			VIII			IX		
	Декады											
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Новоземельский массив												
Тяжелый	94	90	87	83	73	52	33	17	9	5	2	2
Легкий	60	45	25	12	4	0	0	0	0	0	0	0
Средний	82	76	71	58	40	20	9	3	0	0	0	0
Североземельский массив												
Тяжелый	96	95	94	92	89	86	81	71	59	48	41	34
Легкий	71	60	53	45	33	23	14	7	4	3	2	1
Средний	87	85	81	76	70	58	46	31	20	15	12	12
Карский Северный массив												
Тяжелый	97	95	93	90	87	85	83	78	73	69	62	58
Легкий	83	81	73	63	50	38	23	15	11	9	10	9
Средний	90	88	86	82	77	70	62	52	41	33	30	29

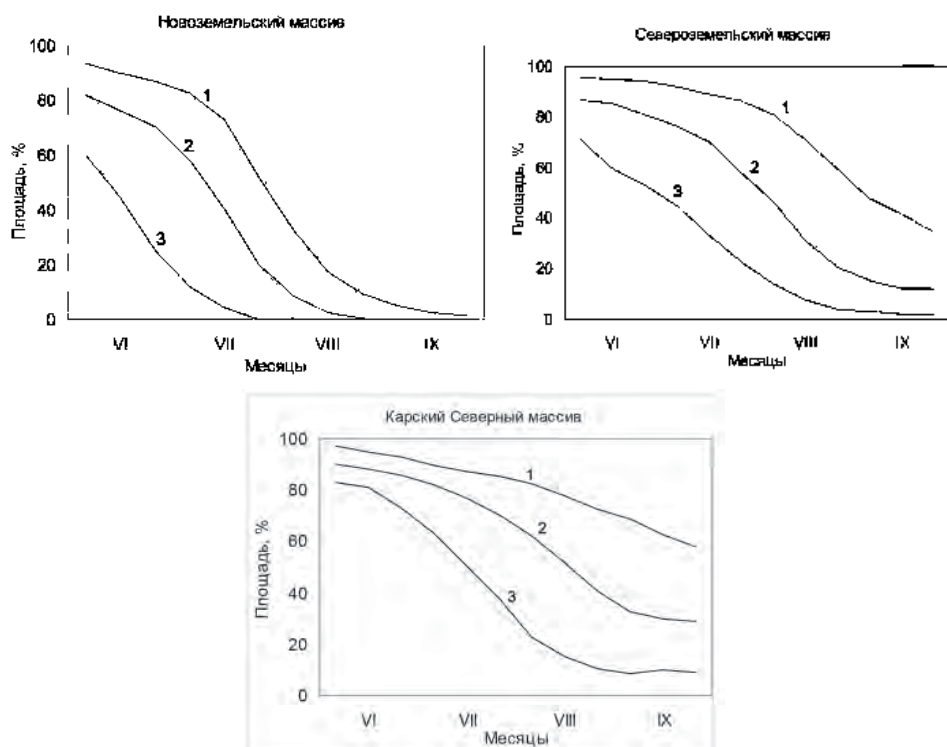


Рис. 3. Сезонные изменения площадей ледяных массивов Карского моря при тяжелом (1), среднем (2) и легком (3) типах их развития.

сравнения величин площадей массивов в «холодный» и «теплый» климатические периоды были рассчитаны средние величины декадных площадей массивов за годы с тяжелым, легким и средним типами в развитии массивов в соответствии с их количеством, указанным в табл. 3. Результаты расчетов представлены в табл. 4 и на рис. 3.

Как можно видеть из табл. 4 и рис. 3, в июне при тяжелом типе развития массивы почти полностью занимают районы их расположения, их площади больше 90 %. При этом все массивы сохраняются до конца сентября. Наиболее устойчивым является Карский Северный массив. Его площадь в конце сентября составляет около 60 %.

В годы с легким типом развития массивов таяние льдов начинается в мае, и в начале июня часть районов расположения массивов освобождается от сплоченных льдов. Наиболее интенсивно разрушается Новоземельский ледяной массив, который в среднем исчезает в третьей декаде июля, тогда как при среднем его развитии массив исчезает в третьей декаде августа, то есть на месяц позже.

На грани исчезновения при легком типе оказывается Североземельский массив. В конце сентября его площадь составляет всего 1 % от площади района его расположения, то есть 2,78 тыс. км². Площадь Карского Северного массива к этому времени уменьшается до 9–10 % (табл. 4).

Данные табл. 4, по существу, представляют собой сезонные изменения площадей ледяных массивов, осредненные по группе лет для каждого климатического типа их развития.

В табл. 5 приведены результаты анализа количества лет, в которые ледяные массивы Карского моря полностью разрушались в течение «холодного» и «теплого» климатических периодов.

В годы «холодного» периода Новоземельский ледяной массив один раз исчезал в конце июля и дважды сохранялся до конца сентября. Чаще всего массив исчезал в одной из декад августа, и в сумме в этом месяце массив исчезал в половине из 32 лет «холодного» периода, или в 50 % случаев.

В «теплый» период полное разрушение Новоземельского массива наблюдалось уже во второй декаде июля. Как и в «холодный» период, массив чаще разрушался в августе. Однако происходило это чаще — в 24 годах, или в 75 % случаев.

Таблица 5

Количество лет с исчезновением ледяных массивов в Карском море в июле–сентябре в различные климатические периоды

Годы климатических периодов	Длина ряда	Месяцы								
		VII			VIII			IX		
		Декады								
		1	2	3	1	2	3	1	2	3
Новоземельский массив										
«Холодный», 1954–1985 гг.	32	–	–	1	4	5	7	7	3	2
«Теплый», 1986–2017 гг.	32	–	3	2	8	8	8	1	1	1
Североземельский массив										
«Холодный», 1954–1985 гг.	32	–	–	–	–	–	–	1	2	2
«Теплый», 1986–2017 гг.	32	–	–	–	–	–	5	2	4	2
Карский Северный массив										
«Холодный», 1954–1985 гг.	32	–	–	–	–	–	–	–	–	1
«Теплый», 1986–2017 гг.	32	–	–	–	–	1	2	2	2	1

Североземельский ледяной массив более устойчив к климатическим колебаниям, чем Новоземельский. В «холодный» период массив исчезал в пяти годах в одной из декад сентября, или в 16 % случаев. В «теплый» период исчезновение массива наблюдалось на одну декаду раньше, чем в холодный. В 5 годах массив исчезал в конце августа и в 8 годах в сентябре.

Наиболее устойчивым к климатическим колебаниям является Карский Северный ледяной массив. В «холодный» период массив исчезал полностью только один раз в конце сентября. В «теплый» период массив разрушался в 8 годах: 3 раза в августе и 5 раз в сентябре (табл. 5).

ВЫВОДЫ

Понятие ледяные массивы арктических морей было введено в 1940-е гг. П.А. Гордиенко как основное препятствие при прохождении судов по трассам Северного морского пути. Навигационной характеристикой ледяного массива была принята сплоченность от 7 до 10 баллов. Нижний предел этой характеристики — сплоченность льдов, до которой транспортные суда могут свободно плавать без помощи ледоколов.

Ледяные массивы образуют основу инфраструктуры ледяного покрова в период таяния. Окружающая массив зона разреженных льдов сплоченностью менее 7 баллов является периферией массива, или промежуточным поясом.

В настоящее время, когда происходит активное освоение шельфа арктических морей, ледяные массивы являются препятствием не только для судоходства, но и для исследований и работ на шельфе арктических морей, необходимых для освоения лицензионных участков в шельфовой зоне.

Анализ повторяемости типов развития ледяных массивов отдельно в «холодный» (1954–1985 гг.) и «теплый» (1986–2017 гг.) климатические периоды в Арктике показал, что в каждом из них наблюдаются как тяжелый, так и легкий типы развития массивов.

Для «холодного» периода характерна повышенная повторяемость крупных положительных аномалий площадей массивов в пределах 31–41 %. В этот же период повторяемость крупных отрицательных аномалий площадей массивов составляет 12–16 %.

Для «теплого» периода характерна повышенная повторяемость крупных отрицательных аномалий площадей массивов в пределах 38–53 %. В этот же период повторяемость крупных положительных аномалий составляет 12–19 %.

В течение «холодного» и «теплого» климатических периодов чаще всего наблюдаются средние площади ледяных массивов, их повторяемость близка к 50 %.

Полученные в работе средние типовые сезонные изменения площадей ледяных массивов и повторяемость их исчезновений в различные климатические периоды могут быть использованы для характеристики прогнозируемого типа ледовых условий в море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдусаматов Х.И.* Солнце диктует климат Земли. СПб.: Изд-во «Logos», 2009. 198 с.
- Атлас Арктики. М.: Изд-во ГУГик, 1985. 204 с.
- Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 278 с.
- Гордиенко П.А.* О ледовых массивах арктических морей // Проблемы Арктики. 1945. № 1. С. 94–97.

- Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеониздат, 1972. 348 с.
- Карклин В.П., Юлин А.В., Карелин И.Д., Иванов В.В. Климатические колебания ледовитости арктических морей сибирского шельфа // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 5–11.
- Карелин И.Д., Карклин В.П. Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX — начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.
- Карклин В.П., Тейтельбаум К.А. Временная структура многолетних изменений ледовитости арктических морей // Тр. ААНИИ. 1987. Т. 402. С. 53–66.
- МГЭИК, 2014 г.: Изменение климата, 2014 г.: Воздействия, адаптация и уязвимость – Резюме для политиков. URL: https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg2/ar5_wgII_spm_ru.pdf [дата обращения 01.11.2017]
- Наблюдения за ледовой обстановкой: Учебное пособие. СПб.: ААНИИ, 2009. 360 с.
- Шерстюков Б.Г., Салугаишвили Р.С. Новые тенденции в изменении климата Северного полушария Земли в последнее десятилетие // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2010. Вып. 175. С. 43–51.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.
- Frolov I., Gudkovich Z., Karklin V., Kovalev E., Smolyanitsky V. Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Centennial Ice Cover Observations. Praxis Publishing Ltd. Chichester, UK, 2009. 164 p.
- Humlum O., Stordahl K., Solheim J-E. The phase relation between atmospheric carbon dioxide and global temperature // Global and Planetary Changem. 2013. Vol. 100. P. 51–69.
- Raspopov O.M., Dergachev V.A., Kolstrom T. Hale Cyclicity of Polar Activity and its relation to climate variability // Solar Physics. 2004. Vol. 224. P. 455–463.

V.P. KARKLIN, A.V. YULIN, M.V. SHARATUNOVA, L.P. MOCHNOVA

CLIMATE VARIABILITY OF THE KARA SEA ICE MASSIFS

The difficulty of ice conditions and their impact on various marine applications are mainly related to fluctuations in ice massifs areas that are subject not only to interannual, but also to climate variability. The article presents for the first time the analysis of the areas of the Kara Sea ice massifs in the summer during for the “cold” (1954–1985) and “warm” (1986–2017) climatic periods in the Arctic.

The typical changes in ice massifs areas and frequency of their absence in different climatic periods can be used to characterize the predicted type of ice conditions in the Kara Sea.

Keywords: Kara Sea, ice massifs, climate periods.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В РАЙОНЕ АРХ. ШПИЦБЕРГЕН

У.В. ПРОХОРОВА¹, П.Н. СВЯЩЕННИКОВ^{1,2}, Б.В. ИВАНОВ^{1,2}

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, ylwa@rambler.ru

² — Санкт-Петербургский государственный университет

Приведены результаты исследования временной изменчивости циркуляции атмосферы в Западной Арктике: Норвежское – Баренцево море. Для характеристики атмосферной циркуляции была использована классификация форм циркуляции атмосферы по Вангенгейму — Гирсу за холодный (ноябрь–апрель) и теплый (март–октябрь) периоды года. Рассматривается повторяемость серий с одной и той же формой циркуляции в зависимости от продолжительности и изменчивости во времени этих характеристик. Величина повторяемости представляется как параметр устойчивости синоптических процессов в рассматриваемом регионе. В качестве дополнительных характеристик рассчитывались горизонтальные градиенты барического поля (по данным атмосферного давления на уровне моря). Получены оценки изменчивости меридиональных и широтных составляющих адвекции воздуха.

Ключевые слова: Арктика, изменение климата, атмосферная циркуляция.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее актуальных проблем современной климатологии является оценка наблюдаемых изменений климата, определяемых в первую очередь по увеличению средней температуры воздуха. Важная роль в формировании климата Арктики и его изменчивости принадлежит атмосферной циркуляции, обеспечивающей обмен теплом и влагой с умеренными широтами. Имеются инструментальные подтверждения и теоретические оценки полярного усиления колебаний климата вследствие роста меридионального переноса тепла (Алексеев, 2015; Алексеев и др., 2016).

В данном исследовании рассматриваются изменения во времени характеристик атмосферной циркуляции в районе архипелага Шпицберген. В последние десятилетия здесь отмечается рост приземной температуры воздуха (Куражов, 2007; Gjeltén et al., 2016) и усиление таяния ледников (Hagen et al., 2003; Day et al., 2012). Участились случаи, когда устойчивый припай во фьордах архипелага не образуется в зимний период года (Pavlov et al., 2013; Zhuravskiy et al., 2012).

В качестве характеристик атмосферной циркуляции были использованы формы атмосферной циркуляции по классификации Вангенгейма–Гирса, а также приземные меридиональные и широтные горизонтальные градиенты давления воздуха. Рассматривалось изменение повторяемостей форм атмосферной циркуляции на основе классификации Вангенгейма–Гирса, описывающей особенности перемещения ци-

клонов и антициклонов над атлантико-европейским сектором Северного полушария (Вангенгейм, 1952; Гирс, 1971). Исходя из преобладающих основных переносов в тропосфере и нижней стратосфере, возможные варианты атмосферной циркуляции по Вангенгейму–Гирсу сведены к трем основным типам: западному (W), восточному (E) и меридиональному (C). Тип циркуляции устанавливается по направлению основных переносов воздушных масс. Западный тип циркуляции характеризуется усилением западного переноса, при котором отмечается зональное смещение циклонов из Атлантического океана на восток. Восточный тип циркуляции характеризуется либо нарушением западного переноса путем вторжения с востока или северо-востока антициклонов, развивающихся в континентальном воздухе, либо развитием на континенте мощных стационарных антициклонов. Меридиональный тип циркуляции характеризуется нарушением западного переноса путем вторжения на север Скандинавии континентального арктического воздуха и образованием меридиональной полосы высокого давления через Скандинавию на центральную часть Европы (Гирс, 1974; Демин и др., 2014).

Ряд авторов считают, что в крупномасштабной циркуляции атмосферы наблюдаются периоды с длительным преимущественным развитием того или иного макропроцесса — так называемые циркуляционные эпохи: эпоха W+C — 1891–1899 гг.; W — 1900–1928 гг.; E — 1928–1939 гг.; C — 1940–1948 гг.; E+C — 1949–1974 гг. Эти эпохи выделялись на основании учета повторяемости форм циркуляции атмосферы W, E, C в течение года, годового фона распределений аномалий давления и температуры воздуха в Северном полушарии (Гирс, 1971, 1974; Орлов и др., 2008). Во многих исследованиях, в том числе упомянутых ранее, посвященных проблемам изменения климата и атмосферной циркуляции, основанных на классификации Вангенгейма–Гирса, были использованы данные, с суммами дней с той или иной формой циркуляции за каждый месяц, исключающие изучение внутримесячной изменчивости. В ряде работ было проведено сопоставление изменений приземной температуры воздуха с межгодовой изменчивостью форм атмосферной циркуляции. Была выявлена связь между повышением температуры и преобладанием форм W и E и ее понижением и формами C и E (Боков и др., 2013). Была установлена взаимосвязь между изменениями индекса Северо-Атлантического колебания (NAO) и формой циркуляции W с количеством осадков. Увеличение повторяемости формы W и индекса NAO способствует увеличению количества осадков на юге Западной Сибири. Были выделены эпохи по превышению норм повторяемости с одним типом, с 1973 по 2006 г.: 1973–1984 гг. — эпоха циркуляции E, 1985–1990 гг. — переходный период с преобладанием типа E и возрастанием W, 1991–2006 гг. — эпоха преобладания W+C (Безуглова и др., 2008). В представленной работе рассматривается вопрос об устойчивости каждой из трех форм атмосферной циркуляции во времени. Оценка устойчивости осуществляется на основании анализа повторяемости величины продолжительности в днях существования той или иной формы циркуляции. Анализ выполняется как для теплого, так и для холодного периодов года.

ИЗМЕНЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

В работе выполнен анализ изменений атмосферной циркуляции в соответствии с классификацией Вангенгейма–Гирса за период с 1891 г. по настоящее время. Для исследования был использован каталог ежедневных данных о формах циркуляции, созданный в лаборатории долгосрочных метеорологических прогнозов ГНЦ РФ АНИИ.

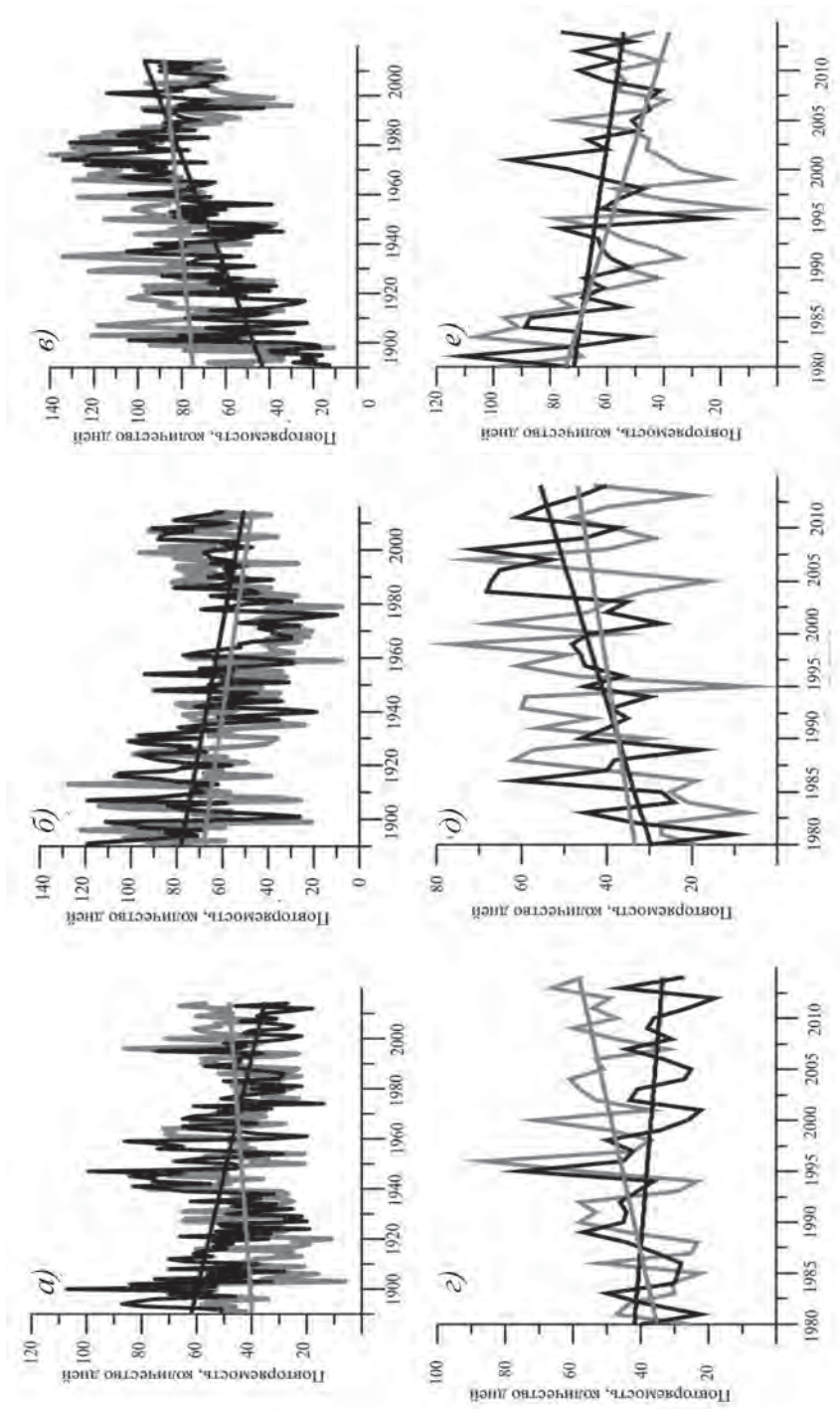


Рис. 1. Повторяемость форм циркуляций за период с 1891 по 2015 г. (a — C , $б$ — W , e — E) и с 1980 по 2015 г. (z — C , $д$ — W , e — E), за теплый (серая линия) и холодный (черная линия) периоды года.

Были получены оценки повторяемости форм циркуляции С, W, E за холодный (с ноября по апрель) и теплый (с мая по октябрь) периоды (см. рис.1) с 1891 по 2015 г. Выявлено, что в холодный период наблюдается тенденция уменьшения количества дней с типом С и W и значительное увеличение числа дней с типом циркуляции E. В теплый период — увеличение числа дней с С и E типами и значительное уменьшение количества дней с типом W. Особый интерес представляет интервал времени с 1980 г. по настоящее время (н/в), который является периодом «современного» потепления в Арктике (Pachauri et al.; 2014, Груза и др., 2012). Для этого периода обнаружено уменьшение повторяемости формы циркуляции E и увеличение повторяемости формы W в холодную часть года, что отличается от тенденций за весь период наблюдений (с 1891 г. по н/в). В теплый период года за последние 30 лет также наблюдаются тенденции уменьшения повторяемости формы циркуляции E и увеличения повторяемости форм W и С. Как уже было отмечено ранее, на основе преобладания одного типа над другими были выделены эпохи. С 1980 г. по н/в отмечен рост количества дней с формой W, повторяемость которой значительно выше, чем формы E, из чего можно сделать вывод, что с 1980 «E+С» эпоха сменяется эпохой «W+С».

Помимо повторяемостей количества дней с определенной формой циркуляции, был произведен расчет повторяемостей количества подряд идущих дней с одной формой по градам продолжительности, что позволяет проанализировать устойчивость синоптических процессов (см. рис. 2). То есть была получена оценка устойчивости той или иной формы, через расчет времени (продолжительности), на которое она устанавливалась. Градации устойчивости были выбраны следующим образом. За

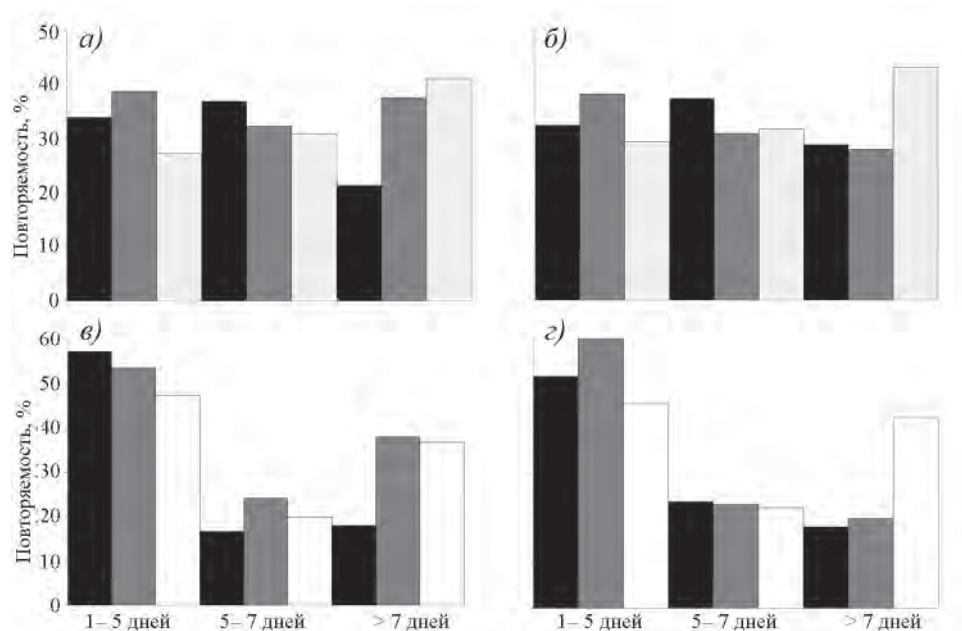


Рис. 2. Частота установления форм циркуляции за период с 1891 по 2015 (а, б) и с 1980 по 2015 гг. (в, з) за холодный (а, в) и теплый (б, з) периоды по градам: короткие (1–5 дней), средние (5–7 дней) и длинные (более 7 дней) (черный цвет — форма С, серый цвет — форма W, белый цвет — форма E).

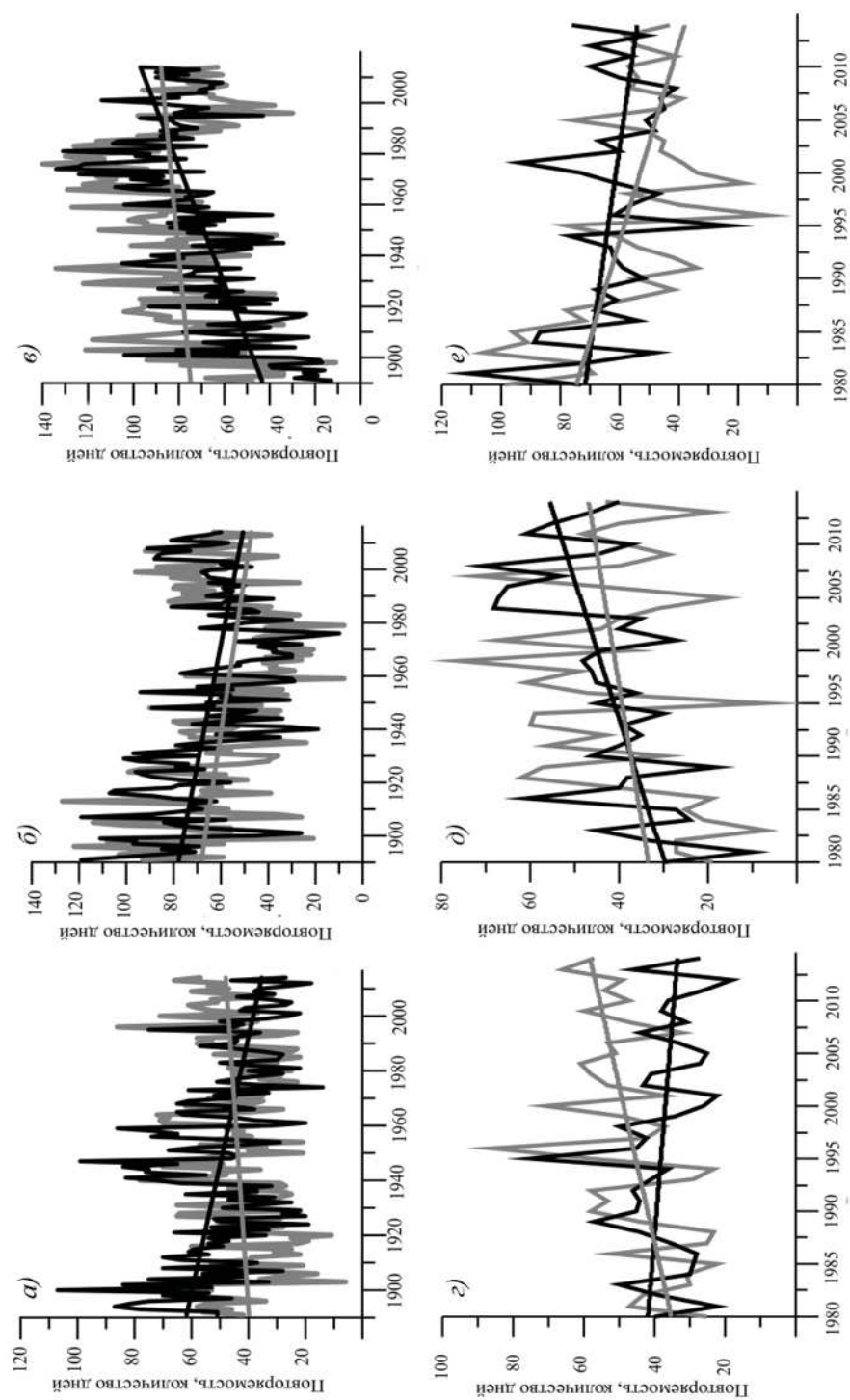


Рис. 3. Повторяемость в днях подряд существования форм циркуляции за период с 1891 по 2015 г. (а — форма С, б — форма W, в — форма E) и с 1980 по 2015 г. (г — форма С, д — форма W, е — форма E), по градам: 1–5 дней (черный), 5–10 дней (темно-серый) и 10–15 дней (светло-серый).

фиксированную величину был взят естественный синоптический период (5–7 дней) — промежуток времени, в течение которого сохраняется такое термобарическое поле в тропосфере, которое обуславливает определенное направление перемещения барических образований у поверхности Земли и сохранение географического расположения их центров на пространстве естественного синоптического района (Мультановский, 1933). За весь период наблюдений для формы С наиболее часто наблюдалась продолжительность в интервале 5–7 дней для типа W, 1–5 дней для типа С и более 7 дней для типа Е. За период с 1980 по 2015 г. все три формы устанавливаются в основном за 1–5 дней, то есть за последние 36 лет возросла неустойчивость синоптических процессов в рассматриваемом регионе.

Оценки изменения повторяемости во времени какой-либо формы циркуляции (количество дней, когда наблюдается только одна определенная форма), вычисленные для каждого сезона за весь период наблюдений, позволяют оценить тенденции изменения устойчивости синоптических процессов во времени (см. рис. 3). Так, для периода 1891–2015 гг. наблюдается значительное увеличение повторяемости продолжительных (5–10 и >10 дней) и коротких интервалов (1–5 дней) с формой циркуляции Е. Для форм С и W наблюдается увеличение коротких интервалов (1–5 дней), количество периодов в 5–10 дней осталось без изменения, но уменьшилось количество продолжительных интервалов (более 10 дней).

Для периода 1980–2015 гг. для форм С и W наблюдается увеличение повторяемости кратковременных и продолжительных процессов, а для формы Е — увеличение средних по времени и продолжительных. Таким образом, в период современного потепления отмечается тенденция к изменению атмосферной циркуляции: если устанавливается атмосферная циркуляция, соответствующая форме Е, то существование во времени подобного поля давления увеличивается. Подобное явление свидетельствует о возможном увеличении влияния атмосферной циркуляции в виде восточного переноса на распространение морского ледяного покрова в районе Гренландского и Баренцева морей.

ЛОКАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Изменения в климатической системе в Арктике происходят достаточно неравномерно и по времени, и по пространству (ACIA, 2004). Наиболее заметные изменения — это повышение средней температуры воздуха в центральном и восточном секторах Арктики. (ACIA, 2004). Помимо роста температуры воздуха у поверхности, в отдельных регионах отмечаются изменения и других характеристик климатической системы (IPCC Climate, 2014). Так, в работах (Nilsen et al., 2008; Pavlov et al., 2013; Tislenko et al., 2015) отмечается, что в ряде фьордов острова Западный Шпицберген последнее время не наблюдается формирование устойчивого припая, что связывается с увеличением притока во внутренние районы фьордов более теплых и соленых вод атлантического происхождения. Несмотря на наблюдаемое потепление в данном регионе, в зимний период продолжают сохраняться отрицательные значения температуры воздуха, при которых образование льда было бы возможно. Отсутствие льда может быть вызвано не только усилением притока атлантических вод, но и изменением циркуляции атмосферы в рассматриваемом регионе, которое может способствовать динамическому разрушению припая и выносу льда из внутренних районов фьордов в пролив Фрама. Вместе с тем атмосферная циркуляция может способствовать усилению или ослаблению океанической циркуляции в верхнем слое океана. Таким образом, атмосферная циркуляция оказывает влияние на оба фактора.

Для анализа пространственной изменчивости переносов воздуха в приземном слое атмосферы использовались величины горизонтальных градиентов поля атмосферного давления, рассчитанные по ежедневным данным давления воздуха на уровне моря для периода 1983–2012 гг. Были рассчитаны следующие градиенты: Баренцбург (Шпицберген) — Тромсё (Норвегия); Данмарксхафн (Гренландия) — Нью-Олесунн (Шпицберген). Учитывались знаки полученных градиентов как характеристики направления переноса воздуха (адвекции) в приземном слое воздуха, с учетом влияния силы Кориолиса, в широтном и меридиональном направлении. Подобная методика уже использовалась для исследования циркуляционного режима в районе острова Западный Шпицберген для периода с июля 2010 по август 2011 г. (Przybylak et al., 2012). Авторами указанной работы были выделены 14 типов синоптических ситуаций, учитывающих направление адвекции по положению циклонов и антициклонов. В летний период (июнь–август) повторяемость положительных значений градиента Данмарксхафн — Нью-Олесунн выросла за период с 1983 по 2012 г., а градиента Баренцбург — Тромсё не имеет выраженной тенденции. В зимний период (декабрь–февраль) преобладают направления с севера на юг и запада на восток, но какой-либо значимой тенденции изменения направления переносов не выявлено. Также были рассчитаны повторяемости величины продолжительности в днях серий одного знака по следующим градациям: 1–5 дней, 5–10 дней и более 10 дней. Эта величина, описывающая продолжительность естественного синоптического периода, характеризует устойчивость во времени синоптических процессов в данном регионе. Наиболее часто встречаются серии с продолжительностью градиента одного знака от 1 до 5 дней, что характеризует частую смену знака барического поля в районе исследования, и, соответственно, можно сделать вывод, что для данного региона характерна быстрая во времени смена направлений атмосферных переносов. Статистически значимые изменения во времени повторяемостей знаков градиентов этого параметра в течение периода 1983–2012 гг. отсутствуют.

Оценка изменения частотной структуры временной изменчивости горизонтальных градиентов давления была произведена с целью выявления колебаний с различным периодом и оценки их вклада во временную изменчивость переносов воздушных масс. Для данной цели был применен вейвлет-анализ, который используется, когда результат анализа сигнала должен не только выявить характерные временные масштабы процесса, но и дать сведения о моментах времени, в которых эти масштабы наблюдаются (Астафьева, 1996; Зверева, 2016). Для такого анализа входным сигналом являются рассчитанные ранее горизонтальные градиенты барического поля. В результате преобразования были рассчитаны коэффициенты, которые дают представление об изменчивости сигнала на различных временных масштабах. На рис. 4 (см. цвет. вклейку) приведена спектрограмма преобразованного сигнала, с использованием вейвлета «Морле» как одного из наиболее широко применяемых в гидрометеорологических расчетах (Белоненко и др., 2009).

На спектрограмме градиента для пунктов Данмарксхафн — Нью-Олесунн (рис. 4а) хорошо заметны колебания, соответствующие периоду в 1 год, являющиеся сезонными. Для больших масштабов (до 30 лет) также были выполнены расчеты. Однако каких-либо значимых колебаний, влияющих на изменчивость на спектрограмме, обнаружено не было. Для градиента между пунктами Нью-Олесунн — Тромсё (рис. 4б) колебаний с небольшим периодом (до года), а также с периодом до 30 лет

обнаружено не было. То есть временная изменчивость обусловлена факторами, не имеющими периодичности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В результате исследования временной изменчивости крупномасштабных процессов, с использованием классификации Вангенгейма–Гирса, отмечается, что за весь исследуемый период (1891 г. – н/в) в холодную часть года (ноябрь – апрель) наблюдается тенденция уменьшения количества дней с меридиональным (С) и западным (W) типами циркуляции и значительное увеличение числа дней с восточным (Е) типом. В летний период (март–октябрь) наблюдается тенденция к увеличению числа дней с типами циркуляции С и Е за счет значительного уменьшения повторяемости дней с типом W.

Для периода «современного» потепления (1980 г. – н/в) в холодное полугодие наблюдается увеличение повторяемостей форм циркуляции W, а в теплое полугодие — форм С и W, что является ситуацией, обратной той, которая отмечается за весь период наблюдений.

Анализ устойчивости синоптических процессов как продолжительности существования циркуляции с определенной формой показал, что для типа циркуляции Е характерна большая устойчивость, нежели для типов С и W, и наблюдается тенденция к увеличению частоты установления типа Е на период продолжительностью 5 дней и более.

В результате анализа пространственно-временной изменчивости атмосферной циркуляции участка Западной Арктики (район Норвежского и Баренцева морей) было выявлено преобладание неустойчивого и быстро изменяющегося по направлениям характера циркуляции в рассматриваемых районах. Из результатов вейвлет-анализа следует, что наибольший вклад во временную изменчивость 1983–2012 гг. значений градиента атмосферного давления, соответствующего направлению переноса с севера на юг (Данмарксхавн — Нью-Олесунн), вносят сезонные колебания. А для направления адвекции «запад — восток», характеризуемой градиентом давления Нью-Олесунн — Тромсё, периодические сезонные колебания, вносящие значимый вклад в изменчивость, проявляются не постоянно, но в течение периодов 1990–1995 гг. и 2010–2013 гг. В течение 1990–1993 гг. отмечается увеличение вклада в изменчивость колебаний с периодом более одного года. В остальное время вклад всех временных составляющих в изменчивость одинаков, что соответствует процессу белого шума.

Исследования выполнены в рамках плановой тематики НИОКР ЦНТП Росгидромета (раздел 1.5.3.7) и при поддержке российско-норвежских проектов: «Исфьорд — прошлый и современный климат» (Программа научного сотрудничества Росгидромет — Met-Norway), «Океанографический режим фьордов Шпицбергена на примере заливов Грен-фьорд и Билле-фьорд» (проект СПбГУ — Арктический университет Норвегии, г. Тромсё).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. Т. 1. С. 11–26.
- Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Уразильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на потепление в Арктике в зимний период // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2016. Т. 1. С. 43–63.

Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.

Безуглова Н.Н., Зинченко Г.С. Региональные климатические проявления глобальной циркуляции атмосферы на юге Западной Сибири // География и природные ресурсы. 2009. № 3. С. 83–87.

Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р., Шилов И.О. Изменчивость уровня Северо-Западной части Тихого океана. СПб.: СММО-Пресс, 2009. 309 с.

Боков В.Н., Воробьев В.Н. Изменчивость атмосферной циркуляции и изменение климата // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2010. № 13. С. 83–88.

Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. 1952. Т. 34. С. 1–52.

Гирс А.А. Многолетние преобразования атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.

Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 488 с.

Груза Г.Н., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России. Обнинск: ФБГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. 194 с.

Демин В.И., Священников П.Н., Иванов Б.В. Изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы и современное потепление климата на Кольском полуострове // Вестник Кольского научного центра РАН. 2014. Т. 84. № 2. С. 101–105.

Зверева А.Е. Спектральный и вейвлет-анализ аномалий уровня Японского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 114–120.

Куражов В.К., Иванов В.В., Коржиков А.Я. Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 33–44.

Мультиановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Ч. 1. М.: ЦУУГМС, 1933. 142 с.

Орлов И.А., Сидоренков Н.С. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата // Метеорология и гидрология. 2008. № 9. С. 22–29.

Савичев А.И., Мироничева Н.П., Цепелев В.Ю. Особенности колебаний атмосферной циркуляции в Атлантико-европейском секторе полушария в последние десятилетия // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2015. № 39. С. 120–131.

ACI. Impacts of a Warming Arctic-Arctic Climate Impact Assessment // Impacts of a Warming Arctic-Arctic Climate Impact Assessment, by Arctic Climate Impact Assessment. UK: Cambridge University Press, 2004. 144 p.

Day J. J., Bamber J. L., Valdes P. J., Kohler J. The impact of a seasonally ice free Arctic Ocean on the temperature, precipitation and surface mass balance of Svalbard // The Cryosphere. 2012. № 6. P. 35–50.

Gjelten H.M., Nordli Ø., Isaksen K., Førland E.J., Sviashchennikov P.N., Wyszynski P., Prokhorova U.V., Przybylak R., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen // Polar Research. 2016. Vol. 35. №. 1. URL: https://www.researchgate.net/publication/305755045_29878-203023-1-SP [дата обращения 16.11.2017]

Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G. Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux // Polar Research. 2003. Vol. 22. № 2. P. 145–159.

Nilsen, F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord-shelf exchanges controlled by ice and brine production: the interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // Continental Shelf Research. 2008. Vol. 28. № 14. P. 1838–1853.

Pachauri R.K., Meyer L. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, Switzerland. IPCC. 2014. 151 p.

Pavlov A.K., Tverberg V., Ivanov B.V., Nilsen F., Falk-Petersen S., Granskog M.A. Warming of Atlantic water in two west Spitsbergen fjords over the last century (1912–2009) // *Polar Research*. 2013. Vol. 32. URL: <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v32i0.11206> [дата обращения 01.11.2017]

Przybylak R., Araźny A., Kejna M. Topoclimatic diversity in Forlandsundet region (NW Spitsbergen) in global warming conditions. Oficyna Wydawnicza “Turpress”. 2012. URL: https://www.researchgate.net/profile/Rajmund_Przybylak/publication/261996139 [дата обращения 01.11.2017].

Tislenko D.I., Ivanov B.V. Long-term variability of Atlantic water temperature in the Svalbard fjords in conditions of past and recent global warming // *Czech Polar Reports*. 2015. № 5 (2). P. 134–142.

Zhuravskiy D., Ivanov B., Pavlov A. Ice conditions at Gronfjorden Bay, Svalbard, from 1974 to 2008. // *Polar Geography*. 2012. URL: <http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/1088937X.2012.662535> [дата обращения 01.11.2017].

U.V. PROKHOROVA, P.N. SVIASHCHENNIKOV, B.V. IVANOV

INVESTIGATION OF THE TEMPORARY VARIABILITY OF THE CHARACTERISTICS OF ATMOSPHERIC CIRCULATION IN THE AREA OF SPITSBERGEN

The article presents the results of a study of the temporal variability of atmospheric circulation in the Arctic region. The classification of atmospheric circulation forms according to Wangenheim — Girs for cold (November – April) and warm (March – October) periods of the year are used. We consider the repeatability of series with one form of circulation for gradations of duration and variability in time of this characteristic, as a parameter of stability of synoptic processes in the region under consideration. As additional characteristics, the horizontal gradients of the pressure field are calculated according to the atmospheric pressure at sea level. Estimates of the variability of the meridional and latitudinal directions of air advection are obtained.

Keywords: Arctic, climate change, circulation.

АЭРОЗОЛЬНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЭКСПЕДИЦИИ «СЕВЕР-2015»

О.Б. ПОПОВИЧЕВА¹, А.П. МАКШТАС², В.В. МОВЧАН², Н.М. ПЕРСИАНЦЕВА¹,
М.А. ТИМОФЕЕВ¹, Н.М. СИТНИКОВ³

¹ — Научно-исследовательский институт ядерной физики им. В.Д. Скобельцына МГУ, г. Москва, e-mail: polga@mics.msu.su

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

³ — Центральная аэрологическая обсерватория (ЦАО), Московская область, e-mail: sitnikov@caomsk.mipt.ru

Приведены результаты исследований аэрозольного состава приводного слоя атмосферы, выполненных в ходе экспедиции «Север-2015» на маршруте от порта Архангельск до архипелага Северная Земля в период 9–26 октября 2015 г. Полученные с высоким пространственно-временным разрешением данные о массовой концентрации черного углерода (ЕВС) на акваториях Белого, Баренцева и Карского морей показали ее значительную изменчивость: от фоновых значений порядка 20 нг/м³ до значений более 1000 нг/м³ в периоды переноса воздушных масс с континента. Кластерный анализ микроструктуры природных арктических аэрозолей позволил выделить доминирующие группы частиц морской соли и сульфатов кальция. При увеличении ЕВС до 250 нг/м³ обнаружено появление групп углеродосодержащих аэрозолей и частиц, богатых серой, характерных для эмиссий при сжигании природных топлив.

Ключевые слова: арктический аэрозоль, черный углерод, микроструктура, экспедиция.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время вследствие очевидных последствий глобального потепления и возрастающего антропогенного воздействия на окружающую среду неопределенности глобальных климатических изменений и обусловленные ими риски находятся в центре интенсивных научных исследований. При этом области, подверженные наиболее быстрым изменениям, включают акватории и прибрежные территории Арктики (AMAP Report, 2011). Черный углерод в составе углеродосодержащих аэрозолей, продукта эмиссий источников горения природных топлив и биомасс, хорошо поглощает солнечное излучение и, в противовес охлаждению чисто рассеивающими органическими и сульфатными аэрозолями, вносит вклад в глобальное потепление (Flanner, 2013). Климат Арктики подвержен воздействию аэрозолей, содержащих черный углерод, в результате их осаждения и уменьшения альбеда подстилающей поверхности и, соответственно, ускорения таяния снежно-ледяного покрова (Doherty et al., 2010), а также вследствие изменения микрофизических процессов формирования облачности благодаря высокой нуклеационной активности арктических аэрозолей (Yun et al., 2013).

Выполненные в последние годы в рамках программы Arctic Monitoring and Assessment Program (AMAP) исследования показали, что меридиональный дальний перенос воздушных масс из более низких широт определяет высокие уровни аэрозольного загрязнения Арктики (AMAP Report, 2011), проявляющегося, в том числе, в виде такого явления, как «арктическая дымка» (Stock et al., 2012). При этом основными источниками загрязнений являются Европа, районы Сибири и Юго-Восточной Азии, где сосредоточены многочисленные индустриальные и транспортные источники эмиссии элементного и органического углерода, сульфатов и нитратов, образующихся при сжигании природного топлива и биомасс (Koch et al., 2009). В то же время можно отметить, что недостаток знаний о структуре и составе природных арктических аэрозолей и их изменениях в процессах ближнего и дальнего переносов от локальных и региональных источников эмиссий создает большие неопределенности в оценке последствий их влияния на изменение температуры, радиационного форсинга, образование облаков и скорость таяния льдов в арктическом регионе.

Прогресс в изучении свойств арктического аэрозоля в приземном слое атмосферы арктических морей был достигнут в ходе ряда высокоширотных экспедиций последнего времени (Полькин и др., 2004; Sakerin et al., 2015). В июле–сентябре 2013 г. на основании аэталометрических измерений были определены пространственные распределения концентрации черного углерода на маршруте вдоль Северного морского пути, продемонстрировавшие общее понижение массовой концентрации в северо-восточном направлении от 140 нг/м³ вблизи Кольского полуострова до 20 нг/м³ в море Лаптевых (Sakerin et al., 2015). В сентябре–октябре 2011 г. и августе–октябре 2015 г. был получен ряд данных об усредненных концентрациях черного углерода в приземном слое арктических морей, варьирующих в диапазоне от 20 до 400 нг/м³ (Stohl et al., 2013; Schevchenko et al., 2016). Однако большая дискретность проведенных измерений накладывает ограничение на возможность проведения количественного анализа временной эволюции свойств аэрозоля в соответствии с направлением переноса масс и распределением источников эмиссий (Stohl et al., 2013).

Подробный анализ аэрозольного загрязнения атмосферы предполагает проведение измерений массового содержания черного углерода в комплексе с исследованиями физико-химических свойств аэрозоля (Поповичева и др., 2010). Анализ элементного состава и морфологии индивидуальных частиц на арктической станции Нью-Олесунн (арх. Шпицберген) показал, наряду с природными частицами морской соли, сульфатов, карбонатов и силикатов, появление частиц сажи и золы в моменты прихода воздушных масс с континента (Weinbruch et al., 2012). Исследования в прибрежных зонах Северного Ледовитого океана подтвердили сложный многокомпонентный состав арктических аэрозолей (Xie et al., 2007). В них, наряду с частицами сажи, было обнаружено высокое содержание серы, типичное для эмиссий морских судов (Киреева и др., 2011). Расширенный иерархический кластерный анализ, примененный для анализа микроструктуры аэрозолей, позволил выделить характерные группы и типы частиц в выхлопах судовых двигателей (Popovicheva et al., 2012), что может служить основой дальнейшего анализа возможных загрязнений природного арктического аэрозоля эмиссией морского транспорта.

ЭКСПЕДИЦИЯ «СЕВЕР -2015»

Экспедиция «Север-2015» проводилась на борту научно-экспедиционного судна «Академик Трёшников» в период с 9 по 25 октября 2015 г. (рис. 1). Десятого октября



Рис. 1. Маршрут экспедиции «Север-2015» на борту НЭС «Академик Трёшников».

корабль вышел из порта г. Архангельска ($64,58^{\circ}$ с.ш., $40,50^{\circ}$ в.д., точка А), далее проследовал через дельту р. Двины в Белое море; мимо мыса Канин Нос (точка 1) в Баренцево море; через Карские Ворота (точка 2) и Карское море до архипелага Северная Земля ($79,35^{\circ}$ с.ш., $101,83^{\circ}$ в.д., точка В). После двухдневной стоянки с 15 по 17 октября около научно-исследовательского стационара «Ледовая база “Мыс Баранова”» (точка 3) корабль практически тем же маршрутом вернулся в г. Архангельск. В результате шторма с 19 по 21 октября корабль маневрировал в Карском море (точка 4), после чего продолжил маршрут до Архангельска, куда прибыл 25 октября.

Метеорологические наблюдения во время плавания проводились с помощью метеостанции Vaisala MAWS-420. Дисперсионная лагранжева модель FLEXPART была использована для расчетов переноса воздушных масс на основе данных реанализа ECMWF дискретностью три часа и с горизонтальным разрешением $1 \times 1^{\circ}$ (Popovicheva et al., 2017). Было проведено сравнение измеренных концентраций эквивалентного элементного углерода (ЕВС) с модельными расчетами FLEXPART на основе базы данных глобальных эмиссий ECLIPSE, включающей распределенные источники сжигания природного топлива для отопления, в промышленных и транспортных целях, а также горения биомасс в природных пожарах.

МЕТОДИКА

Для оценки концентрации аэрозолей учеными МГУ и ЦАО был создан портативный аэталометр, измеряющий поглощение света на трех длинах волн (450, 550 и 650 нм), обусловленное осаждением частиц при прокачке атмосферного воздуха через кварцевый фильтр. Специально для работы в условиях низких температур и сильных ветров был разработан пробоотборник с нагреваемым входным каналом. Коэффициент поглощения света осажденным аэрозолем рассчитывался методом, предложенным в работе (Hansen, Rosen, 1985). ЕВС рассчитывалась с использованием соответствующего массового коэффициента ослабления. Калибровка прибора проводилась при долговременных измерениях параллельно с аэталометром АЕ33 (Popovicheva et al., 2017). Чувствительность измерений ЕВС составляла 30 нг/м^3 при шестиминутном осреднении. При плохих погодных условиях (дождь, снег) регистрировалось более высокое отношение шум/сигнал. Эти короткие периоды исключались из базы данных.



Рис. 2. Места отбора проб аэрозоля на борту НЭС «Академик Трёшников».

1 — место отбора проб и проведения непрерывных измерений ЕВС на носовой палубе; 2 — место отбора проб для оценки аэрозольного загрязнения воздуха судовым двигателем.

Для отбора проб аэрозоля для физико-химического анализа на фильтры была разработана система отбора большого объема воздуха, необходимая в условиях низкой концентрации аэрозоля в арктическом регионе. При этом использовался разработанный в МГУ 2-каскадный импактор с разделением частиц по размерам в диапазоне от 0,6 до 10 мкм.

Для проведения измерений характеристик аэрозолей на борту НЭС «Академик Трёшников» было определено место с наименьшим воздействием выхлопов дымовой трубы. С этой целью предварительно на всех палубах с помощью монитора TSI DustTrak 8530 была измерена массовая концентрация частиц (PM). Наиболее чистым местом оказалась носовая палуба, в районе которой был установлен аэталометр и проводился отбор проб аэрозоля для последующего микроскопического анализа воздуха на фильтры. Второй аэталометр был установлен вблизи трубы (рис. 2). Таким образом был обеспечен мониторинг аэрозоля в невозмущенном приводном слое атмосферы и в районе потенциального влияния выхлопов двигателей корабля. Эпизоды возможных загрязнений идентифицировались по данным о направлении и скорости кажущегося ветра: случаи, когда ветер дул с кормы, были исключены из базы данных ЕВС. Такие эпизоды были зарегистрированы при маневрах корабля в Карском море (рис. 1, точка 4).

Анализ отобранных на фильтры образцов арктического аэрозоля: морфология, размер и элементный состав индивидуальных частиц размером от 100 нм до 3 мкм — был выполнен в МГУ методами сканирующей электронной микроскопии на эмиссионном микроскопе LEO 1430-вр (Carl Zeiss) с разрешением 5 нм, оборудованном Oxford EDX детектором. Для определения микроструктуры арктических аэрозолей впервые был использован расширенный иерархический кластерный анализ индивидуальных частиц, который позволяет выделять характерные группы частиц подобного состава и морфологии (Popovicheva et al., 2012). Для идентификации возможного вклада эмиссии судовых двигателей кораблей в состав аэрозолей приводного слоя атмосферы были использованы результаты анализов, полученные ранее в рамках измерительной кампании проекта TRANSFORM (Moldanova et al., 2009).

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 3 представлены результаты измерения концентрации ЕВС на маршруте Архангельск — Мыс Баранова — Архангельск. 10 октября 2015 г. вблизи порта Архангельска среднечасовые значения ЕВС достигали 700 нг/м^3 , что указывает на мощные локальные источники загрязнения атмосферы. После выхода из промышленных районов дельты р. Двины значение ЕВС понизилось до 100 нг/м^3 . На акватории Белого моря концентрация ЕВС составляла в среднем 40 нг/м^3 . Небольшой максимум ($\sim 163 \text{ нг/м}^3$) наблюдался вблизи Кольского полуострова утром 11 октября. В бассейне Баренцева моря поглощение было ниже предела чувствительности аэталометра, и только в Печорском море 12 октября концентрация ЕВС достигла 153 нг/м^3 . В районе Карских Ворот значение ЕВС возросло до 220 нг/м^3 и продолжало увеличиваться в Карском море до максимума 360 нг/м^3 . В это время был зафиксирован перенос воздушных масс из Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского регионов. Заметим, что типичное для других районах Арктики значение концентрации ЕВС в это время года значительно ниже, около 10 нг/м^3 , что считается арктическим фоном (Stone et al., 2014). Следовательно, значения концентрации ЕВС в Баренцевом море были близки к фоновым, в то время как в Карском море они заметно превышали фоновые значения. Утром 13 октября в восточной части Карского моря концентрация ЕВС уменьшилась до 100 нг/м^3 и затем варьировала между 50 и 220 нг/м^3 . Вблизи архипелага Северная Земля 14 октября концентрация ЕВС не превышала фоновое значения. 15 октября корабль пришвартовался в проливе Шокальского вблизи станции «Ледовая база “Мыс Баранова”».

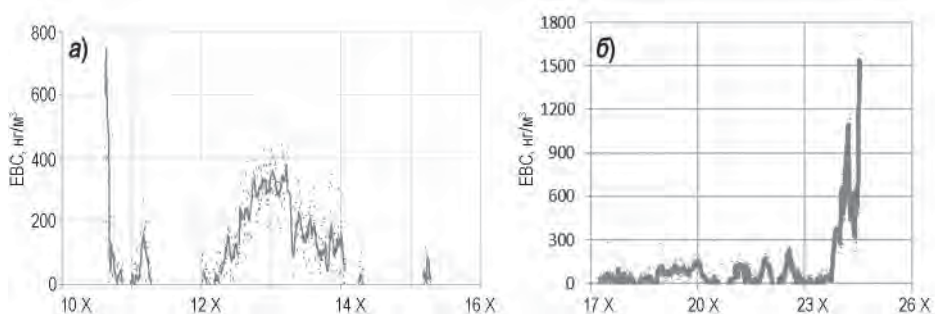


Рис. 3. Массовая концентрация черного углерода (ЕВС) в период экспедиции «Север-2015»: а — результаты измерения на маршруте Архангельск — Мыс Баранова; б — результаты измерения на маршруте Мыс Баранова — Архангельск.

На обратном пути утром 18 октября была зарегистрирована концентрация ЕВС порядка 60 нг/м^3 . С 19 по 21 октября корабль маневрировал в центральной части Карского моря, концентрация ЕВС составляла $\sim 200 \text{ нг/м}^3$. 22 октября концентрация ЕВС снизилась до порога чувствительности прибора. 23 октября, при прохождении через Карские Ворота, был зарегистрирован перенос воздушных масс с юго-запада, районов Ямало-Ненецкого АО и Республики Коми, вследствие чего концентрация ЕВС достигла максимума 250 нг/м^3 , подобного зарегистрированной 12 октября. Далее, в Баренцевом море на пути до Кольского полуострова, она снова заметно снизилась. 24 и 25 октября, в Белом море и в дельте р. Двины, концентрация ЕВС возросла до $\sim 1100 \text{ нг/м}^3$, и, когда корабль прибыл в порт Архангельска, концентрация ЕВС составила 1500 нг/м^3 . В эти дни загрязненные воздушные массы поступали с юго-за-

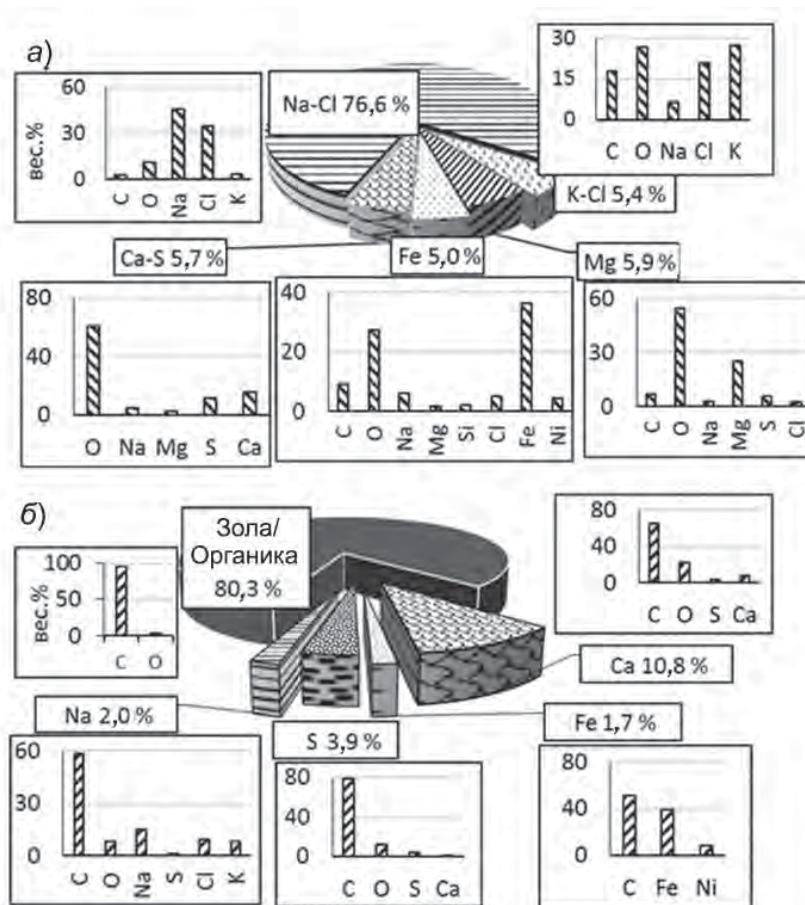


Рис. 4. Микроструктура аэрозолей: группы (в процентах) и средний состав частиц в каждой группе (в весовых процентах) в природном аэрозоле: а) 14 октября около архипелага Северная Земля, б) вблизи выхлопов дымовой трубы.

пада, в основном из Восточной Европы и Украины: около 10 % от пожаров и 90 % от антропогенных источников, включая наземный транспорт, отопительные устройства и промышленные эмиссии (Popovicheva et al., 2017).

Следует отметить, что в периоды, когда аэталометр, расположенный на корме, оказывался по направлению ветра от дымовой трубы, концентрация ЕВС достигала порядка 5 мкг/м³, уровень максимально возможного локального загрязнения.

Анализ направлений прихода воздушных масс показал, что эпизоды низких концентраций ЕВС во время экспедиции наблюдались в случаях переноса с Северного Ледовитого океана. Возрастание концентрации ЕВС сопровождалось сменой направления и преобладанием выноса с континента. Идентификация случаев фоновых значений ЕВС дала уникальную возможность определить микроструктуру природного арктического аэрозоля. На рис. 4а показаны результаты кластерного анализа, примененного к частицам, отобраным 14 октября вблизи о. Большевик архипелага Северная Земля. Как видно из рисунка, доминируют группа Na-Cl (76,6 %) со средним содержанием Na ~45 вес.% и Cl ~35 вес.% и группа, богатая марганцем (5,9 %),

состоящие из типичных кристаллов морской соли. В других группах Ca-S (5,7%), K-Cl (5,4 %) и Fe (5,0 %) определены значительные концентрации сульфатов CaSO_4 , солей KCl и Fe-содержащих минералов.

Перенос воздушных масс с континента существенно изменяет микроструктуру аэрозолей. Так, 23 октября, при прохождении через Карские Ворота, перенос воздушной массы из районов Ямало-Ненецкого АО и Коми сопровождался появлением группы углеродосодержащих частиц (2,5 %) со средним содержанием С ~97 вес.% и О ~3 вес.% и группы частиц, богатых серой (2 %) до 22 вес %, являющихся признаком эмиссий сжигания природных топлив (Weinbruch et al., 2012; Popovicheva et al., 2012).

Для оценки возможного вклада эмиссии судовых двигателей НИС «Академик Трёшников» в состав аэрозолей приводного слоя атмосферы был проведен анализ микроструктуры частиц выхлопов дымовой трубы. Пробы были отобраны вблизи расположенного на корме аэталометра (рис. 4б). Как видно из рисунка, в этом случае доминирует группа сажевого аэрозоля (80,3%), содержащая в среднем С ~98 вес.% и О ~2 вес.%, с типичной морфологией частиц эмиссии морского транспорта (Поповичева и др., 2010). Следует отметить, что частицы такого типа ни разу не были обнаружены при отборе проб на носовой палубе, что косвенно свидетельствует о репрезентативности изложенных в статье результатов исследований аэрозольной составляющей атмосферы в приводном слое арктических морей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе высокоширотной экспедиции «Север-2015» проведен комплекс измерений массовой концентрации черного углерода с высоким временным разрешением. Анализ аэрозольного состава атмосферы в исследованном районе Арктики показал существенное воздействие переноса воздушных масс с континента. В то же время микроструктура природного арктического аэрозоля в периоды переноса воздушных масс из Арктического бассейна демонстрирует типичный состав и морфологию морского аэрозоля. Идентификация изменений микроструктуры арктического аэрозоля приводного слоя атмосферы под воздействием источников загрязнения в корреляции с увеличением концентрации черного углерода указывает на возможные последствия опасных воздействий на климат в Арктике.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-5554020, ЦНТП 1.5.3.3 Росгидромета и проекта 2017-14-588-0005-003 Министерства образования и науки Российской Федерации

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Киреева Е.Д., Поповичева О.Б., Тимофеев М.А. и др. Физикохимия углеродосодержащих аэрозолей эмиссии морских кораблей // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 459–467.
- Полькин В.В., Голобокова Л.П., Козлов В.С., Коробов В.Б., Лисицын А.П., Панченко М.В., Пескова М.А., Ходжер Т.В., Шевченко В.П. Оценка связи микрофизического и химического состава для приводного аэрозоля Белого моря // Оптика атмосферы и океана. 2004. № 17. С. 377–386.
- Поповичева О.Б., Киреева Е.Д., Тимофеев М.А., Шония Н.К., Могильников В.П. Углеродосодержащие аэрозоли в эмиссиях авиации и морского транспорта // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. № 3. С. 368–375.
- AMAP Report. P.K. Quinn, A. Stohl, et al. The Impact of Black Carbon on Arctic Climate. Arctic Monitoring and Assessment Program, 2011. Oslo. 72 p.

- Doherty S.J., Warren S.G., Grenfell T.C. et al. Light-absorbing impurities in arctic snow // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. Vol. 10 P. 11647–11680.
- Flanner M.G. Arctic climate sensitivity to local black carbon // *J. Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. P. 1840–1851, doi:10.1002/jgrd.50176.
- Hansen A.D.A., Rosen H. Horizontal inhomogeneities in the particulate carbon component of the Arctic haze // *Atmos. Environ.* 1985. Vol. 19 (12). P. 2175–2180.
- Koch D. et al. Evaluation of black carbon estimations in global aerosol models // *Atmos. Chem. Phys.* 2009 Vol. 9. P. 9001–9026.
- Moldanova J., Fridell E., Popovicheva O. et al. Characterization of particulate matter and gaseous emissions from a large ship diesel engine // *Atmos. Environ.* 2009. Vol. 43. P. 2632–2641.
- Popovicheva O., Kireeva E., Persiantseva N., Timofeev M., Bladt H., Ivleva N.P., Niessner R., Moldanová J. Microscopic characterization of individual particles from multicomponent ship exhaust // *J. Environ. Monit.* 2012. Vol. 14 (12). P. 3101–3110.
- Popovicheva O., Evangeliou N., Eleftheriadis K., Athina K.C., Sitnikov N., Eckhard S., Stoh A. Black carbon sources constrained by observations and modeling in the Russian high Arctic // *Environ. Sci. Tech.* 2017. Vol. 51 (7). P. 3871–3879.
- Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Pol'kin V.S., Pol'kin V.V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V., Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L., Radionov V.F. On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along the Northern Sea Route // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. Vol. 15 (21). P. 12413–12443.
- Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Evangeliou N. et al. Atmospheric black carbon over the north atlantic and Russian arctic seas in summer-autumn time // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2016. Т. 24. С. 441–446.
- Stock M., Ritter C., Herber A., et al. Springtime Arctic aerosol: Smoke versus haze, a case study for March 2008 // *Atmos. Environ.* 2012. Vol. 52. P. 48–55.
- Stohl A., Klimont Z., Eckhardt S., et al. Black carbon in the Arctic: The underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. Vol. 13 (17). P. 8833–8855.
- Stone R.S., Sharma S., Herber A. et al. A characterization of Arctic aerosols on the basis of aerosol optical depth and black carbon measurements // *Elem. Sci. Anthr.* 2014. Vol. 2. P. 1–22.
- Weinbruch S., Wiesemann D., Ebert M. et al. Chemical composition and sources of aerosol particles at Zeppelin Mountain (NyÅlesund, Svalbard): An electron microscopy study // *Atmos. Environ.* 2012. Vol. 49. P. 142–150.
- Xie Z., Blum J.D., Utsunomiya S. et al. Summertime carbonaceous aerosols collected in the marine boundary layer of the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. D02306.
- Yun Y., Penner J.E., Popovicheva O. The effects of hygroscopicity on ice nucleation of fossil fuel combustion aerosols in mixed-phase clouds // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. Vol. 13. P. 4339–4348.

O.B. POPOVICHEVA, A.P. MAKSHITAS, V.V. MOVCHAN, N.M. PERSIANTSEVA,
M.A. TIMOFEEV, N.M. SITNIKOV

AEROSOL COMPONENT OF THE ATMOSPHERIC SURFACE LAYER ACCORDING OBSERVATIONS OF THE EXPEDITION “NORTH-2015”

The results of the atmospheric sea surface layer aerosol composition studies executed during expedition “Sever-2015” on the route from Arkhangelsk to the Severnaya Zemlya archipelago from October 9 to 26, 2015 are presented. The data about mass concentration of black carbon (EBC) obtained with high spatial-temporal resolution in the White, Barents and Kara Seas showed its significant variability: from background values about 20 ng/m³ to values of more than 1000 ng/m³

during periods of air mass transfer from the continent. Cluster analysis of the microstructure of natural arctic aerosols gave possibility to identify the dominant groups of particles of sea salt and calcium sulfate. In case the increase of EBC up to 250 ng/m³ the groups of carbon-containing aerosols and particles rich in sulfur, characteristic for emissions from the combustion of natural fuel were revealed.

Keywords: arctic aerosol, black carbon, microstructure, expedition.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ЛЬДА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗМЕРЕНИЙ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-38»

В.В. ХАРИТОНОВ

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

Приведены измерения вертикальных профилей температуры льда во время дрейфа научной станции «Северный полюс-38» с ноября 2010 г. по сентябрь 2011 г. Измерения проводились в пяти точках, расположенных на различном льду: молодом, остаточном однолетнем, двухлетнем, многолетнем. В работе рассмотрена методика измерений, приведены температурно-временные профили для всех типов льда. В качестве примера приведен временной профиль для градиента температуры льда. Снежный покров дает существенное тепловое сопротивление, тем самым снижая тепловой поток между атмосферой и океаном. Периоды прогревания и выхолаживания льда в годовом цикле чередуются с периодами, когда распределение температуры льда по толщине близко к линейному: с максимальным градиентом зимой и нулевым — летом. Обсуждаются общие закономерности сезонной эволюции температуры льда. Холодный фронт распространяется вниз по ледяному покрову в целом с октября по июнь. Рост льда продолжается в среднем до середины мая, а прогрев льда до температуры таяния происходит преимущественно в августе.

Ключевые слова: толщина льда, температура льда, градиент, снежный покров, годовой цикл.

ВВЕДЕНИЕ

Арктический ледяной покров играет значительную роль в формировании глобального климата и может служить индикатором процессов, связанных с его изменениями. Рост или таяние льда зависят в основном от комбинации двух факторов: температуры воздуха и наличия или отсутствия снежного покрова. От температурного режима на верхней и нижней поверхности ледяного покрова зависит и характер распределения температуры в его толще. Регулярные экспериментальные исследования температурного режима морского льда проводились на ряде дрейфующих станций «Северный полюс», а среди зарубежных комплексных программ по исследованию льда следует выделить эксперимент «Surface heat energy balance of Arctic» (SHEBA), когда в течение года проводилось изучение системы «атмосфера — морской лед — поверхность океана» в море Бофорта.

Толщина и тепловой режим морского льда всегда были предметом исследований. По результатам работ на дрейфующих станциях «Северный полюс» были опубликованы статьи (Яковлев, 1962; Гайццоки, Спицын, 1970). Дальнейшее развитие есть в работах (Назинцев, Панов, 2000; Лебедев и др., 2003). Начиная с 1991 г. регулярные отечественные исследования Северного Ледовитого океана были прерваны вплоть до 2003 г. Основные черты теории формирования температуры льда освещены в работах

Ю.П. Доронина (1969, 1997). Из зарубежных исследований можно отметить работы (Perovich, Elder, 2001) и (Gould, Jeffries, 2005). Результаты исследований подтверждают изменчивость температурного режима льда год от года. Изменение температуры воздуха, снегонакопление, проникновение под лед талой воды в период летнего таяния — могут ли эти и другие факторы привести к каким-либо принципиальным отличиям в тепловом состоянии ледяного покрова? С целью выяснения этого вопроса проводятся исследования термодинамических процессов в ледяном покрове в годовом цикле. Данная статья представляет результаты наблюдения за температурой ледяного покрова на дрейфующей научно-исследовательской станции «Северный полюс-38» в течение одиннадцати месяцев, когда лед проходил все стадии годового цикла, включающие рост и таяние. Приведены температурно-временные профили льдов различного типа.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Дрейфующая станция СП-38 начала свою работу 15 октября 2010 г. в точке Северного Ледовитого океана с координатами 76°07,7' с.ш., 176°41,6' з.д. Первое измерение температуры льда было выполнено 5 ноября 2010 г., последнее — 22 сентября 2011 г. К этому времени координаты станции были 83°55' с.ш., 155°55,6' з.д.

В течение дрейфа станции СП-38 выполнялись измерения температуры ровного льда в пяти точках в районе расположения станции, находящейся на поле сморози, состоящем из льдов разного возраста и размеров, спаянных в единое целое (Бородачев и др., 1994). Поэтому лед во всех точках был разный: молодой, остаточный однолетний, двухлетний, многолетний. Толщина льда на момент начала эксперимента зависела от его возраста и изменялась в пределах 0,6–2,3 м.

В каждой точке была сделана скважина, измерены начальная толщина льда и превышение поверхности льда над уровнем океана. Названия точек и характеристики льда представлены в табл. 1. Минимальное расстояние между точками составляло 72 м, максимальное — около трехсот. В каждую скважину была вставлена полупрозрачная полиэтиленовая труба диаметром 25 мм и стенкой 2 мм с заглушенным нижним концом, верхний конец которой возвышался над поверхностью льда на заранее заданную

Таблица 1

Толщина льда в точках измерения температуры льда (см)

Характеристика льда	Точка	H_0	$H_{\max}$	H_{end}	H_{snow}	ΔH	$\Delta H_{\text{пов}}$	$\Delta H_{\text{ниж}}$
Остаточный однолетний лед, снежный покров средней толщины	1-3	99	201	117	27	102	-27	-46
Молодой лед, снежный покров небольшой толщины	5-6	68	211	149	9	143	-25	-37
Двухлетний лед, снежный покров практически отсутствует	4-1	148	244	164	5	96	-33	-47
Многолетний лед, снежный покров средней толщины	М-1	239	301	239	28	62	-41	-21
Многолетний лед, снежный покров большой толщины	М-2	234	279	212	115	45	-67*	

Примечания: H_0 — толщина льда в начале измерений, $H_{\max}$ — максимальная толщина льда за год, H_{end} — толщина льда в конце измерений, H_{snow} — максимальная толщина снежного покрова, ΔH — прирост толщины льда к концу периода нарастания, $\Delta H_{\text{пов}}$ — величина стаивания верхней поверхности льда за период таяния, $\Delta H_{\text{ниж}}$ — величина стаивания нижней поверхности льда. * — $\Delta H_{\text{пов}} + \Delta H_{\text{ниж}}$.

высоту. После того, как трубы вмерзли в лед, были начаты регулярные (сначала через неделю, затем через две недели) измерения температуры воздуха в трубах с помощью погружного датчика на размеченном кабеле и измерителя температуры ТМЦ9210М4.

Теоретические исследования Г.А. Остроумова (1952) показали, а эксперименты (Харитонов, Морев, 2011) подтвердили отсутствие конвекции в трубах, т.е. температура воздуха в трубах соответствовала температуре льда.

Измерения проводились на горизонтах через 0,2 м, отсчеты глубины производились от верхнего края трубы. На каждом горизонте датчик выдерживался в течение 10–45 мин, в среднем 12–15 мин. Предварительно измерялась толщина снежного покрова, температура воздуха и поверхности льда. Толщина снежного покрова зависела от рельефа местности и для всех точек кроме одной изменялась незначительно.

Начиная с конца июля для измерения температуры ровного льда применялась другая технология. В ледяном покрове бурилась скважина глубиной 20 см, и на дне ее измерялась температура льда датчиком. Затем скважина углублялась до 40 см, на дне ее измерялась температура льда и т.д. по всей толщине льда. Данные об общей толщине льда были получены путем прямых измерений ледемерной рулеткой в скважинах вблизи от точек измерения температуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В качестве примера на рис. 1 приведено распределение температуры в точке 5-6.

Режим приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в период дрейфа СП-38 целесообразно сравнить с данными, собранными в последние годы на других дрей-

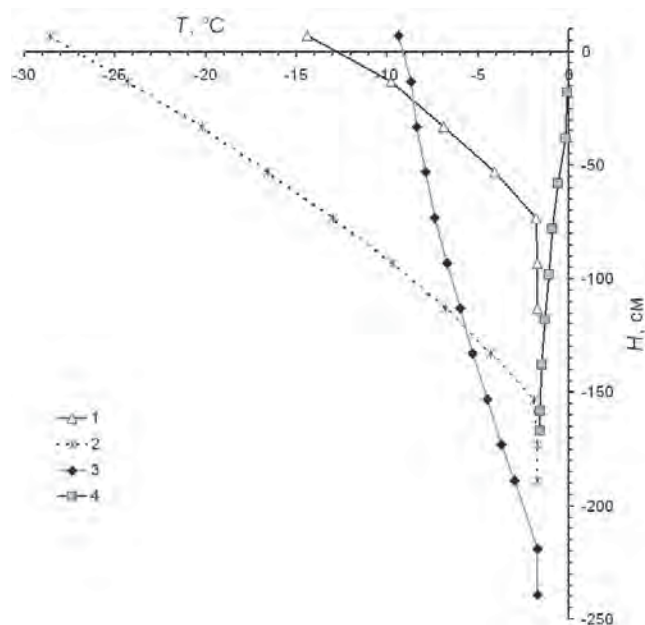


Рис. 1. Изменение температуры льда (T) в точке 5-6 с интервалом три месяца в зависимости от глубины H : 1 — 13 ноября 2010 г., 2 — 5 февраля 2011 г., 3 — 13 мая 2011 г., 4 — 11 августа 2011 г.

Толщина льда 29 октября 2010 г. в момент установки трубы равнялась 60 см (прямое измерение), 13 ноября 2010 г. оценивается в 77 см, 5 февраля 2011 г. — в 161 см, 13 мая 2011 г. — в 226 см, 11 августа 2011 г. — в 149 см (прямое измерение). Толщина снежного покрова колебалась в пределах 0–7 см.

фующих в центральной части Арктического бассейна станциях, т.к. с 1970-х гг. из-за потепления климата (Алексеев и др., 2015а, б) ПТВ претерпела существенные изменения. Данные о ПТВ начиная с дрейфа станции СП-32 в 2003 г. и заканчивая дрейфом станции «Северный полюс-2015» обобщены в табл. 2.

Таблица 2

**Средняя приповерхностная температура воздуха (°С) в центральной части
Арктического бассейна по данным дрейфующих станций
СП-32 – «Северный полюс-2015»**

Средняя ПТВ	Месяц											
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
По данным дрейфующих станций в 2003–2015 гг.	–14,8	–23,7	–27,9	–28,0	–31,9	–32,0	–20,7	–7,4	–0,5	0,1	–1,1	–6,0
По данным дрейфа СП-38 (2010–2011 гг.)	–12,4	–15,2	–25,5	–23,3	–27,7	–25,1	–19,2	–8,2	–1,6	0,4	–0,3	–2,2
Разница температуры	2,4	8,6	2,4	4,7	4,2	6,9	1,5	–0,8	–1,1	0,3	0,8	3,8

В соответствии с приведенными данными зима на СП-38 выдалась аномально мягкой, ПТВ в период интенсивного нарастания льда (октябрь–март) была выше средних за рассматриваемый период, разница температур колебалась от 2,5 до 8,6 °С. В весенний период (апрель–июнь) ПТВ практически не отличалась от средней за период. Летний период (июль–сентябрь) также был на полтора градуса теплее среднего.

Температурно-временные профили для всех пяти точек представлены на рис. 2. Ключевые значения толщины льда для каждой точки сведены в табл. 1. Как видно из рисунка, периоды прогрева и выхолаживания льда в годовом цикле чередуются с периодами, когда распределение температуры льда по толщине близко к линейному: с максимальным градиентом зимой и близким к нулевому — летом.

Точки 4-1, 1-3 и 5-6 находились на ледовом полигоне. В точке 1-3 снег был тонкий (9–15 см) до конца января, потом толщина снега начала расти и в течение февраля–мая в среднем составила 26 см. Толщина льда здесь выросла с 90 см в октябре до 200 см в середине июля. В этой точке в период таяния наблюдалась максимальная абляция (Бородачев и др., 1994) с нижней поверхности ледяного покрова (46 см).

Молодой лед в точке 5-6 образовался предположительно в конце лета и к ноябрю, когда были начаты измерения, достиг толщины 60 см. Из-за тонкого снежного покрова в течение почти всей зимы получился существенный рост льда. В результате появившегося развода и последующего торошения последнее измерение в этой точке было произведено 11 августа 2011 г. Хотя лед в точке 1-3 в начале измерений был примерно в полтора раза толще, чем в точке 5-6, к концу сезона роста они были примерно одинаковой толщины.

Точка 4-1 располагалась на участке двухлетнего льда толщиной около полутора метров. Толщина снежного покрова в течение всего периода наблюдений здесь была совершенно незначительной, с декабря по май в среднем 2 см. Толщина льда к лету выросла на 95 см.

Точка М-1 располагалась на многолетнем льду толщиной 239 см. Снежный покров здесь к середине декабря вырос до 18 см и до середины июня в среднем составлял 21 см. Из-за этого, а также большой начальной толщины льда за годовой цикл прироста льда не произошло. В этой точке наблюдалась высокая абляция с нижней поверхности льда (41 см) и минимальная — с верхней (21 см).

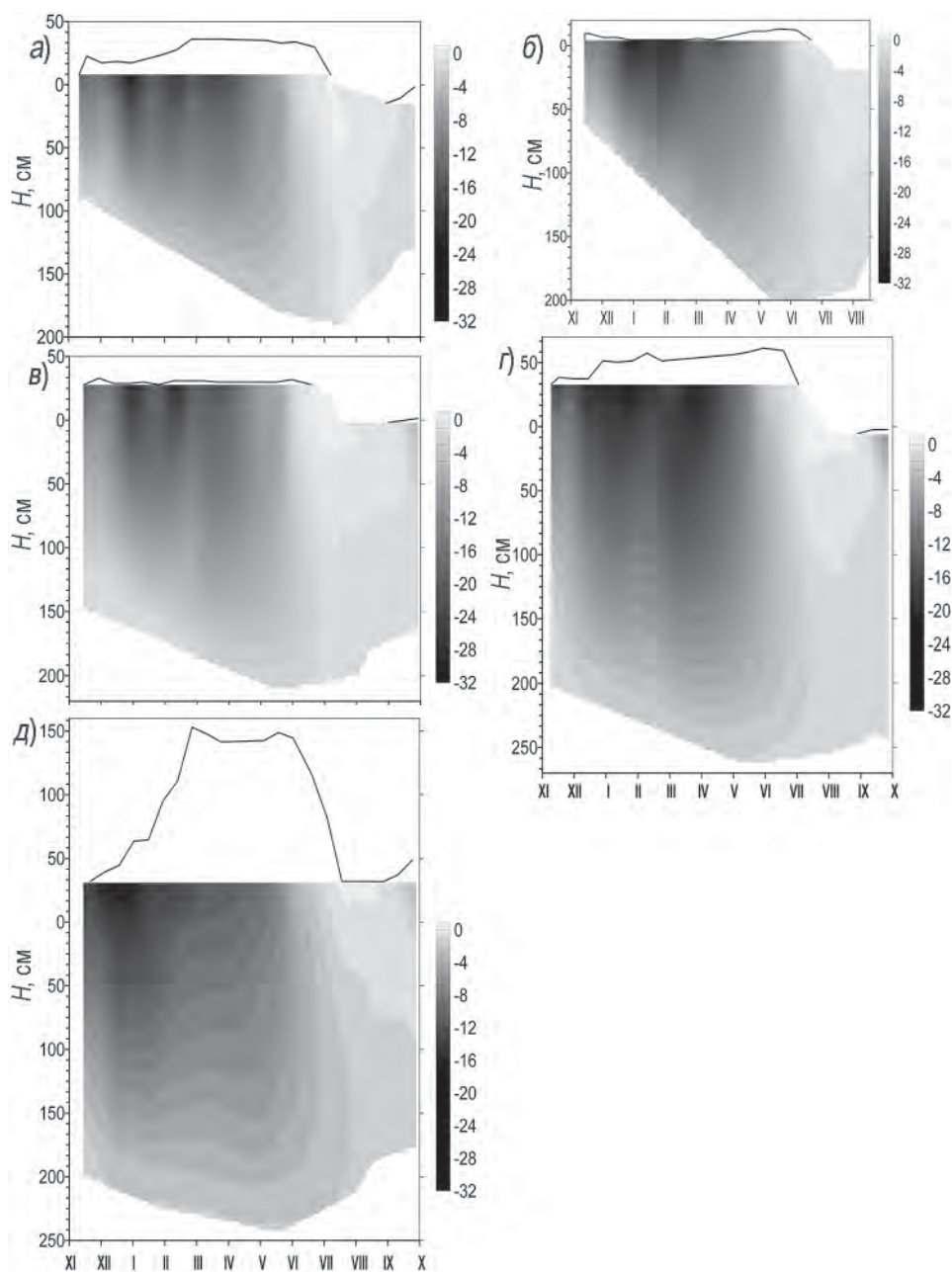


Рис. 2. Температурно-временные профили.

a — остаточный однолетний лед со снежным покровом средней толщины (точка 1-3); *б* — молодой лед со снежным покровом небольшой толщины (точка 5-6); *в* — двухлетний лед с практически отсутствующим снежным покровом (точка 4-1); *г* — многолетний лед со снежным покровом средней толщины (точка М-1); *д* — многолетний лед со снежным покровом большой толщины (точка М-2). Черная линия на графиках — высота снежного покрова.

Точка М-2 также находилась на многолетнем льду толщиной 234 см. Ее отличало наличие снежного покрова большой толщины в течение длительного времени — начиная с середины февраля и до конца мая. Поэтому температура льда здесь была выше и прирост льда минимальный из всех пяти точек наблюдения — всего 45 см. К сожалению, в этой точке не отмечена величина абляции с верхней поверхности, поэтому известно только уменьшение общей толщины льда к концу периода таяния — 67 см. В результате толщина льда за год уменьшилась на 22 см.

Всего лишь в одной точке 1-3 (рис. 2а) в течение примерно месяца со второй декады июля по вторую декаду августа наблюдалась близкая к нулю температура льда по всей толщине. По всей вероятности, это вызвано попаданием под лед большого количества талой пресной воды.

Неравномерное распределение снега по поверхности ледяного покрова приводит к пространственной неоднородности температурного поля и возникновению горизонтальной составляющей теплового потока в нем. В работе (Perovich, Elder, 2001) рассмотрен случай, когда торос располагался рядом со снежницей, т.е. скоплением на льду талой воды, главным образом благодаря таянию снега. Сравнив профили температуры льда под снежницей и находящегося в нескольких метрах льда полностью консолидированного, т.е. смерзшегося в единый монолит тороса, авторы оценили величину горизонтального теплового потока. Даже в таком экстремальном случае он не превышает половины от величины вертикального теплового потока. На рис. 3 приведено для примера временное распределение вертикального градиента температуры по толщине льда в точке 1-3.

Для периода выхолаживания (ноябрь—март) характерны повышенные значения градиента, достаточно равномерно распределенные по толщине льда. В периоды сильного понижения температуры воздуха, как это было в декабре, видно, что возрастание градиента начинается с верхних слоев льда и распространяется вниз. Со временем градиент постепенно выравнивается, становясь равномерным по глубине. Следующий за периодом похолодания период потепления уменьшает градиент в верхней части льда с последующим его выравниванием. Начиная с середины апреля характер распределения градиента несколько меняется в сторону смещения максимума в область нижней половины льда. Такой характер сохраняется до середины августа, когда градиент становится близким к нулю по всей толщине ледяного покрова. Осеннее

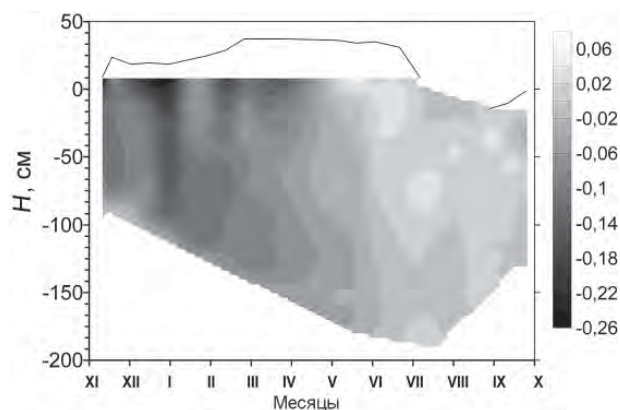


Рис. 3. Временное распределение вертикального градиента температуры по толщине льда (H) в точке 1-3. Значения градиента приведены в $^{\circ}\text{C}/\text{см}$.

выхолаживание приводит к следующему циклу нарастания градиента температуры сначала в верхнем слое льда и далее вниз.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Г.Н. Яковлев (1962) рассмотрел вопрос типизации распределения температур в толще ледяного покрова, а также привел изоплеты в ледяном покрове толщиной 3,5 м в течение годового цикла. Сравнивая наши данные с данными Г.Н. Яковлева, можно отметить хорошее совпадение основных типичных случаев стратификации температуры по толщине льда, характерных для разных периодов года. Спустя почти полвека температурный режим на различных глубинах в течение годового цикла также имеет сходный характер.

D.K. Perovich и B.C. Elder (2001) в заключительной части своей статьи резюмируют общие закономерности сезонной эволюции температуры льда: во-первых, распространение холодного фронта вниз по ледяному покрову осенью, во-вторых, низкая температура и рост льда поздней осенью, зимой и ранней весной и, в-третьих, прогрев до температуры таяния летом. Авторы используют понятие холодного фронта из метеорологии, и в данном случае это передний край более холодной массы льда. Полученные нами результаты позволяют сделать некоторые уточнения. Временные профили градиента температуры льда показывают распространение холодного фронта вниз не только осенью, но в целом с октября по июнь. В работе (Гайцхоки, Спицын, 1970) показано наличие ненулевого градиента температуры льда вплоть до середины июня. Зимой 2010/11 г. в центральной части Арктического бассейна самый холодный лед был в период с середины декабря по середину апреля, а рост льда продолжался в среднем до середины мая. К.П. Тышко и С.М. Ковалев (2005) отмечают прекращение роста льда большой толщины (свыше 130–140 см) к концу мая. Прогрев льда до температуры таяния происходит преимущественно в августе.

В период низких температур воздуха (ноябрь–май) чем толще лед и тоньше снег, тем ниже температура льда. Это констатируется и в работе (Perovich, Elder, 2001). Но что из этих двух факторов — толщина льда или толщина снежного покрова — играет определяющую роль в температуре льда? Из теоретических работ Ю.П. Доронина (1997) вытекает, что их влияние на температуру льда примерно равнозначно.

Диапазон изменения градиента температуры на верхней поверхности льда в холодный период года составил $-0,06 \dots -0,33$ °C/см, в среднем — $-0,15$ °C/см. Максимальный положительный градиент $0,05$ °C/см на верхней поверхности ледяного покрова зафиксирован в конце мая, когда произошло резкое потепление воздуха до нулевой температуры. Приведенный в работе (Gould, Jeffries, 2005) диапазон изменения градиента температуры на верхней поверхности озерного льда Аляски из-за существенно меньшей толщины льда смещен в сторону больших величин: $-0,20 \dots -0,58$ °C/см. Авторы также полагают, что при частых изменениях погоды с резкими перепадами температуры воздуха и выпадающими осадками в виде дождя колебания толщины льда могут быть чаще, чем период наблюдений. Вероятно, для тонкого озерного льда это актуально, но при больших толщинах морского льда такие колебания трудно зафиксировать.

Изоплеты температуры повторяют ход поверхностной температуры ледяного покрова, однако с глубиной становятся более и более плавными, сглаживая резкие ее перепады. Анализ изоплет рис. 2 показывает, что глубина, на которой колебания температуры верхней поверхности льда полностью сглаживаются, составляет примерно 3/4 от общей толщины льда. Между тем распространение колебаний темпера-

туры в глубь льда зависит от амплитуды колебаний на поверхности. Б.Я. Гайцхоки и В.А. Спицын (1970) полагают, что колебания температуры на поверхности ледяного покрова с периодом в пределах месяца проникают в лед на глубину порядка метра. На рисунках, приведенных в работе (Perovich, Elder, 2001), видно, что эти колебания при значительных перепадах температуры воздуха распространяются практически до нижней поверхности ледяного покрова.

Рис. 2 демонстрирует, что изоплеты в период с ноября по апрель плавно понижаются, особенно это заметно в нижней части ледяного покрова, а начиная с мая резко идут вверх. Такая картина хорошо согласуется с отмеченной Ю.Л. Назинцевым и В.В. Пановым (2000) особенностью: накопление холода в ледяном покрове происходит относительно медленно, потери же его происходят вдвое быстрее.

К.П. Тышко и С.М. Ковалев (2005) после проведенных исследований вертикального распределения температуры ледяного покрова в ряде арктических морей выявили заметный прогрев во второй половине апреля его нижнего слоя в результате проникающей в лед радиации. Толщина этого слоя колебалась от 2 до 7 см. В нашей работе этот эффект не отмечен, возможно, из-за большого по глубине интервала измерений.

Толщина многолетнего льда в точке М-1 к концу цикла наблюдений не изменилась (239 см), а в точке М-2 уменьшилась на 22 см и стала равной 212 см. В работе (Фролов и др., 2011) приводятся данные измерений толщины ровного дрейфующего льда (вне торосистых образований) на участке Земля Франца-Иосифа — Северный полюс в июле–августе 2006–2009 гг. Результаты показали, что максимум распределения толщины старых льдов приходится на диапазон 220–240 см. В частном сообщении С.В. Фролов отметил, что если в 1990–2004 гг. средняя толщина старых льдов была 240 см, то в 2006–2008 гг. — уже 214–224 см, а в 2009–2011 гг. — 221–231 см. Можно предположить, что многолетний лед в центральной части Арктического бассейна, достигнув некоторой толщины, находится в равновесном состоянии, не увеличивая с возрастом свою толщину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сравнение данных о температуре ледяного покрова на дрейфующей станции «Северный полюс-38» в 2010–2011 гг. с данными Г.Н. Яковлева показывает хорошее совпадение основных типичных случаев стратификации температуры по толщине льда, характерных для разных периодов года. Спустя почти полвека температурный режим на различных глубинах в течение годового цикла также имеет сходный характер.

2. При обобщении каких-либо результатов исследований, приводимых разными авторами, по-видимому, следует учитывать экстремальные значения. Хорошим примером здесь может служить вопрос максимальной глубины, на которую проникают колебания температуры верхней поверхности льда. При значительных перепадах температуры воздуха они распространяются практически до нижней поверхности ледяного покрова.

3. Многолетний лед в центральной части Арктического бассейна, достигнув некоторой толщины, находится в квазиравновесном состоянии, не увеличивая существенно с возрастом свою толщину.

Автор выражает благодарность океанологу станции «Северный полюс-38» А.А. Балакину за помощь в полевых работах и С.М. Ковалеву за ценные замечания при обсуждении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И. и др. Эволюция площади морского ледяного покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. 2015а. № 2. С. 5–40.
- Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И. и др. Изменения климата Арктики при глобальном потеплении // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015б. № 1 (103). С. 32–41.
- Бородачев В.Е., Гаврило В.П., Казанский М.М. Словарь морских ледовых терминов. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 128 с.
- Гайцхоки Б.Я., Стицын В.А. Некоторые результаты измерения температуры льда на дрейфующей станции «Северный полюс-13ф» // Труды ААНИИ. 1970. Т. 295. С. 154–158.
- Доронин Ю.П. Рост и таяние морского льда // Морской лед / Под ред. И.Е. Фролова и В.П. Гаврило. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. С. 107–125.
- Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 299 с.
- Лебедев Г.А., Сухоруков К.К., Ковалев С.М. Термическое разрушение морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. 184 с.
- Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 84 с.
- Остроумов Г.А. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. М.; Л.: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1952. 256 с.
- Тышко К.П., Ковалев С.М. Некоторые особенности температурного режима ледяного покрова арктических морей в середине весеннего периода // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 92–102.
- Фролов С.В., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э. и др. Результаты наблюдений за толщиной ледяного покрова по данным высокоширотных арктических морских экспедиций // Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. С. 374–384.
- Харитонов В.В., Морев В.А. Метод исследования внутреннего строения торосов и стамух с помощью технологии термобурения // Метеорология и гидрология. 2011. № 7. С. 49–58.
- Яковлев Г.Н. О типизации распределения температур в толще ледяного покрова // Проблемы Арктики и Антарктики. 1962. Вып. 10. С. 77–80.
- Gould M., Jeffries M. Temperature variations in lake ice in central Alaska, USA // Annals of Glaciology. 2005. Vol. 40. P. 1–6.
- Perovich D.K., Elder B.C. Temporal evolution of Arctic sea-ice temperature // Annals of Glaciology. 2001. Vol. 33. № 1. P. 207–211.

V.V. KHARITONOV

SEASONAL VARIABILITY OF ICE TEMPERATURE UPON THE RESULTS OF MEASURING AT «NORTH POLE - 38» DRIFTING STATION

Vertical profiles of ice temperature were measured in November 2010 – September 2011 at “North Pole-38” drifting station. These observations were made at five locations, including young ice, residual first-year ice, second-year ice, multi-year ice. Methods of measurements are considered. Time-temperature profiles for all types of ice as well as time profile for the gradient of temperature of ice, as an example, are shown. A snow cover gives substantial thermal resistance, reducing a heat flux between atmosphere and ocean. The periods of warming-up and cooling of ice in the annual cycle alternate with periods, when vertical distribution of ice temperature close to linear: with a maximal

gradient in winter and zero gradient in summer. A general pattern of the seasonal evolution of ice temperature is discussed. A cold front is propagating down through the ice from October to June. Ice growth lasts, on the average, to a middle of May. Warming of ice to the freezing point occurs mainly in August.

Keywords: ice thickness, ice temperature, gradient, snow cover, annual cycle.

СОДЕРЖАНИЕ И СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ОТДЕЛЯЮЩИХСЯ ОЗЕРАХ В АНТАРКТИКЕ И АРКТИКЕ

И.А. НЕМИРОВСКАЯ

Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН (ИО РАН), г. Москва, e-mail nemir@ocean.ru

Представлены результаты многолетних исследований органических соединений в отделяющихся водоемах в двух районах: в озере Степпед, залив Прюдс, море Содружества (Антарктика) и в озерах периферии Кандалакшского залива Белого моря (Арктика). Установлено, что эвтрофирование водоемов в значительной степени зависит от связи этих озер с морем. Восстановление экосистемы озер происходит при поступлении морских вод. Прибрежная антропогенная деятельность влияет в меньшей степени. Наибольшие различия между органическими соединениями в арктических и антарктических озерах установлены в составе углеводов. В Антарктике, из-за отсутствия растительности, в составе алканов преобладают автохтонные соединения, а в Арктике, наряду с автохтонными, аллохтонные.

Ключевые слова: отделяющиеся озера, Антарктика, Арктика, снег, лед, донные осадки, взвесь, органическое вещество, углеводороды.

ВВЕДЕНИЕ

Обособленные от моря водоемы (меромиктические) — это озера-изгои, отторгнутые сушей, в которых отсутствует циркуляция воды между слоями различной минерализации. Характерны они для приливных морей и заливов с сильно изрезанной береговой линией и котловинами (Jeffries et al., 1984; Krouse et al., 1984). Эволюция таких водоемов включает несколько стадий (Long et al., 2011). На первой стадии сохраняется приливной водообмен через порог, но происходит некоторое обособление вод котловины. Когда порог поднимается настолько, что блокирует приливной водообмен и не препятствует стоку поверхностных вод в море, водоем переходит во вторую стадию развития — отторгнутого морем (Пантюлин, Краснова, 2011). Порог перекрывает весь диапазон колебаний уровня моря, и проникновения морских вод становятся эпизодическими при совпадении приливов и нагонов. Водоем уже практически отделился от моря, но высота порога при этом не препятствует свободному стоку поверхностных вод, поэтому он не опресняется. Продолжительность этой стадии эволюции оценивается по крайней мере в несколько десятилетий, когда морская вода уже не может проникнуть в бассейн, а на поверхности начинает накапливаться пресная вода. В результате в водоеме образуется двухслойная структура, состоящая из пресного слоя толщиной 1–2 м и подстилающего соленого слоя. Вода нижнего слоя озера более минерализованная и плотная, чем вода верхнего слоя. Недостаточное количество кислорода лимитирует окисление органических веществ и приводит к образованию сероводорода. Обновление вод котловины может происходить вследствие двух процессов: зимней вертикальной конвекции и адвекции вод через дно (Лисицын и др., 2013).

С целью определения особенностей распределения органических соединений (ОС) — липидов, углеводов (УВ), $C_{орг}$ и хлорофилла *a* (хл *a*) — в отделяющихся озерах проведено их изучение в двух высокоширотных районах: в озере Степпед (залив Прюдс, море Содружества, Антарктика) и в озерах губы Ругозерской (Канда-лакшский залив Белого моря, Арктика).

Для установления генезиса алифатических УВ используют маркеры в составе алканов. Считается, что в нефтях алканы имеют плавное распределение гомологов (Немировская, 2013; АМАР, 2007; Tolosa et al., 2004) и отношение нечетных к четным гомологам в высокомолекулярной области (индекс нечетности CPI) близко к 1. Для автохтонных алканов характерны максимумы в низкомолекулярной, а для аллохтонных — в высокомолекулярной областях.

Состав полициклических ароматических углеводов (ПАУ) в зависимости от их происхождения (петрогенное, пирогенное, биогенное) также существенно различается. Для определения их происхождения обычно используют маркеры — соотношение индивидуальных соединений. Антропогенные ПАУ, представленные преимущественно продуктами высокотемпературного пиролиза органического сырья — периконденсированные, такие как пирены, бенз- и индопирены, в загрязненных районах преобладают над ПАУ, которые образуются в природных процессах: фенантрены, хризены, плицены (АМАР, 2007). Однако во многих случаях в антропогенных и природных процессах (в активных тектонических зонах, в богатых биотой отложениях) механизм образования ПАУ совпадает. При сжигании различных видов топлив происходит образование практически всех незамещенных полиаренов, поэтому зимой их концентрации значительно выше, чем летом.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Взвесь для определения ОС выделяли из проб воды на предварительно прокаленные при 450 °С стекловолокнистые фильтры GF/F (0,7 мкм). Кроме того, для определения количества взвеси ее выделяли методом мембранной фильтрации на предварительно отмытые (4-процентной особо чистой соляной кислотой) поликарбонатные ядерные фильтры (0,45 мкм) под вакуумом при 0,4 атм. Пробы донных осадков отбирали дночерпателем «Океан».

Для экстракции липидов (суммарная экстрагированная фракция) из воды, взвеси и донных осадков использовали метиленхлорид. Углеводородную фракцию выделяли гексаном методом колоночной хроматографии на силикагеле. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии на силикагеле) и УВ (после колоночной хроматографии на силикагеле) определяли ИК-методом (Определение..., 1996) на приборе IRAffinity-1 Shimadzu. Состав алканов определяли методом капиллярной газовой хроматографии (колонка длиной 30 м, жидкая фаза ZB-5) на хроматографе Intersmat GC 121-2, оснащенном пламенно-ионизационным детектором при программировании температуры от 100 до 320 °С со скоростью 8°/мин.

Содержание и состав ПАУ определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии на хроматографе «LC-20 Prominence» (Shimadzu). Калибровали прибор при помощи индивидуальных ПАУ и их смесей производства фирмы «Supelco». В результате были идентифицированы следующие полиарены: Н — нафталин, MeH — 1-метилнафталин, АСНФ — аценафтен, Флуор — флуорен, Ф — фенантрен, АН — антрацен, ФЛ — флуорантен, П — пирен, BaH — бенз(а)антрацен, ХР — хризен, BeП — бенз(е)пирен, БбФЛ — бенз(б)флуорантен, БкФЛ — бенз(к)флуорантен,

БП — бенз(а)пирен, ДБаhА — дибенз(а,h)антрацен, БПЛ — бенз(g,h,i)перилен, ИДП — индено(1,2,3-с,d)пирен.

Определение $C_{\text{орг}}$ в пробах взвесей и донных осадков проводили методом сухого сжигания на анализаторе АН-7529. Концентрацию хлорофилла *a* (хл *a*) определяли флуориметрическим методом на предварительно откалиброванном флуориметре Trilogy (модель 1.1) фирмы Turner Designs (США). Подробности методических процедур описаны (Немировская, 2013; Немировская и др., 2015).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Озеро Степпед (залив Прюдс моря Содружества) расположено в котловине между российской станцией Прогресс и китайской станцией Зонгшан (рис. 1, вставка) и образовано благодаря таянию ледников и заплеску соленых вод во время шторма. Проведенные исследования снежно-ледяного покрова озера и почвы на берегу установили значительную межгодовую изменчивость в концентрациях всех изучаемых соединений (табл. 1). В 2008 г. в слое снега 11–20 см концентрации ОС были выше, чем в слое 0–10 см (свежезаметанный снег) почти в 4 раза. Содержание ПАУ изменялись в этих слоях снега в 2 раза, 467 и 959 нг/л соответственно. ПАУ в основном образуются при горении органического топлива (АМАР, 2007; Tolosa et al., 2004). В составе ПАУ в верхнем слое снега доля природных соединений — фенантрена и хризена составила 62 %, а в нижнем — всего 23 %. Состав ПАУ в верхнем слое льда также указывал на влияние пирогенных соединений, так как отношение флуорантен/пирен равно 0,74. При трансформации пирогенных соединений обычно повышается доля флуорантена — более устойчивого полиарена (Пиковский и др., 1998).

Последующие исследования показали, что в марте 2010 г. содержание УВ во взвеси снега оз. Степпед по сравнению с 2008 г. увеличилось до 56 мкг/л, а затем к 2010 г. понижалось. В марте 2012 г. взвесь снега на озере отличалась также низкими концентрациями хл *a* (0,01 мкг/л) и снижением по сравнению с предыдущими годами

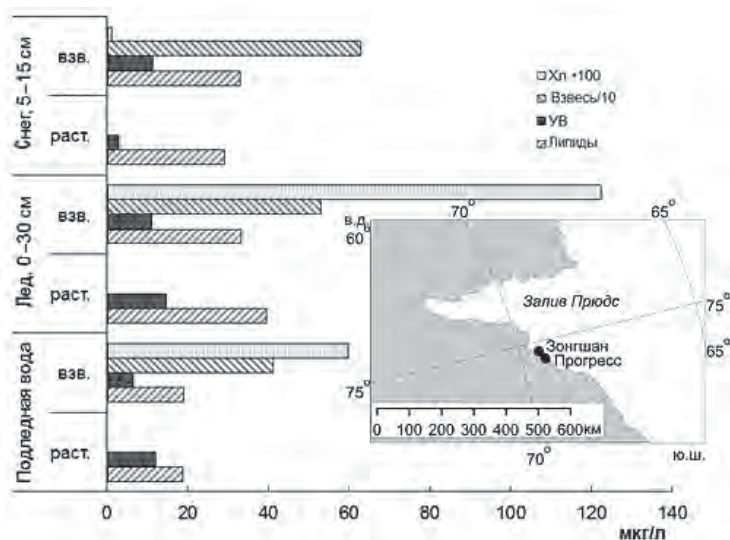


Рис. 1. Распределение органических соединений и взвеси в снежно-ледяном покрове оз. Степпед в марте 2012 г.: взв. — соединения во взвешенной, раст. — в растворенной формах.

На вставке расположение оз. Степпед

концентраций взвеси (0,67 мг/л), липидов (33 мкг/л) и УВв (взвеси) (15 мкг/л, рис. 1). Наиболее низкое содержание ОС и взвеси установлено в 2014 г. (табл. 1), так как во время отбора снега вертолеты не летали. Очевидно, на распределение взвеси и ОС в снеге оказывают влияние аэрозольные поступления от двигателей вертолетов.

Таблица 1

**Изменчивость органических соединений в снежно-ледяном покрове
озера Степед (69° 22',97 ю.ш., 76°22',65 в.д.)**

Год	Объект	Горизонт, см	Липиды	УВ	Хл а	БОУ	Взвесь, мг/л
			мкг/л				
2008	Снег***	0–10	49*/33	37/22	Н.о.	Н.о.	155
	Снег***	10–20	31/134	26/82	То же	То же	312
	Лед	0–20	50/119	42/50	–“–	–“–	–
	Лед	20–40	54/224	35/112	–“–	–“–	–
	Подледная вода		12/57	4/29	–“–	–“–	–
2010	Снег***	5–10	33/74	22/56	0,005	–“–	1,00
	Лед	0–25	50/119	42/50	0,025	–“–	0,37
	Подледная вода		23/19	7/14	0,024	–“–	0,36
2012	Снег	5–15	29/33	11/15	0,010	17,6	0,67
	Лед	0–30	39/33	12/15	1,22	0,9	0,50
	Подледная вода		19/19	6/12	0,596	132	0,72
2014	Снег	5–15	–/31	–/10	0,002	Н.о.	0,21
	Лед	0–60	–/20	–/6	0,008	То же	0,50
	Подледная вода		–/16	–/5	0,170	–“–	0,45

Примечание. * — 10/17 — растворенная/взвешенная формы; **Н.о. — не определяли; *** — снег на берегу озера; БОУ — взвешенный органический углерод.

Отобранные керны льда озера Степед различались не только величиной, но и внешним видом. В 2001 и 2003 гг. во льду концентрации УВ изменялись в диапазоне 5–6 мкг/л, а в 2008 г. их содержание увеличилось до 112 мкг/л (табл. 1). В воде было много водорослей, поэтому керн льда был окрашен в желтый цвет. Подледная вода пахла сероводородом, то есть к марту 2008 г. произошло эвтрофирование вод озера. Поэтому предположили, что поступление загрязняющих веществ в озеро связано с хозяйственной деятельностью станций, расположенных поблизости. Рост концентраций УВ по сравнению с данными 2001 и 2003 гг. произошел не только в снежно-ледяном покрове, но также в почве, мхах и лишайниках, отобранных на берегу (Немировская, Чернявский, 2010). В настоящее время прибрежные районы антарктического континента не могут считаться экологически чистыми, так как деятельность научных станций, развитие туризма и активное использование транспорта приводят к их загрязнению, в том числе органическими соединениями (Balks at al., 2002; Deprez at al., 1999).

Однако уже в 2010 г. наблюдалось снижение концентраций всех изучаемых соединений (табл. 1). В подледной воде содержание УВ (4–7 мкг/л) оказалось на грани чувствительности метода определения и практически совпадало с данными 2003 и 2001 гг. (Немировская, 2006). Вода озера не пахла сероводородом, как в 2008 г., и практически не содержала водорослей. Следовательно, к 2010 г., несмотря на низкие

температуры, экосистема этого водоема восстановилась. В марте 2012 г. лед озера имел бело-серый цвет и содержал большое количество пузырьков, что может указывать на его нарастание как сверху, так и снизу. Содержание хл *a* во льду (1,224 мкг/л) и в подледной воде озера (0,596 мкг/л) оказалось довольно высоким (рис. 1), что может указывать на высокую первичную продукцию в озере. В то же время количество самой взвеси снизилось (табл. 1). Нарастание озерного льда идет наиболее интенсивно сразу после замерзания, и процесс этот происходит одновременно как снизу, так и сверху (Лисицын и др., 2011). Видимо, взвесь озера содержала значительную долю органических частиц, концентрация которых обусловлена биологическими, а не минеральными факторами. Последнее подтверждает и состав алканов, в которых доминировали легкие автохтонные гомологи (рис. 2а). Несмотря на низкие температуры, водоросли и бактерии развиваются в однолетнем и растущем льду, при этом продукционные процессы могут преобладать над деструкционными (Сажин и др., 2004). Поэтому их биомасса и содержание хл *a* в 2012 г. были значительно выше, чем в подледной воде. Концентрации растворенных и взвешенных форм липидов и УВ для снега, льда и подледной воды незначительно различались, что свидетельствует о свежееобразованном органическом веществе (ОВ).

В 2012 и 2014 гг. были отобраны донные осадки из оз. Степпед. Они состояли в основном из детрита и остатков водорослей, имели черный цвет, пахли сероводородом и содержали в большом количестве ОС. Концентрация липидов достигла 1409, УВ — 265 мкг/г сухого веса, $C_{орг}$ — 18,2 %, а ПАУ — всего 48 нг/г (табл. 2).

Таблица 2

Содержание органических соединений в донных осадках

Местоположение отбора проб	Влажность, %	УВ, мкг/л	$C_{орг}$, %	Доля УВ, % от $C_{орг}$
Залив Прюдс, море Содружества, Антарктика				
Озеро Степпед, 2012	75,6	265	18,170	0,121
Озеро Степпед, 2014	80,2	77	17,712	0,042
Губа Ругозерская, Кандалакшский залив, Белое море, 2015 г.				
Озеро Трехцветное	90,46	73	7,348	0,086
Озеро Верхнее Ершовское	78,11	44	4,948	0,077
Озеро на Зеленом мысу	88,57	97	6,982	0,119
Озеро Кисло-Сладкое	89,41	151	8,698	0,149
Губа Ермолинская	59,91	9	2,467	0,032
Пирс Беломорской биологической станции (ББС)	54,97	15	1,402	0,090

В составе алканов осадков преобладали легкие гомологи (рис. 2а), источником формирования которых являются продукты разложения отмерших водорослей, скапливающихся на дне. В составе ПАУ, наряду с природным полиаренами фенантеном и хризеном, значительна концентрация нефтяных гомологов — метилнафталина и нафталина, а также пирогенных — флуорантена и пирена (рис. 2б). При этом почва на берегу в большей степени была загрязнена нефтяными и пирогенными ПАУ, по сравнению с осадком из озера, так как доля гомологов нафталина была выше и отношения: $H/meH_{почва} = 0,25$; а $H/meH_{осадок} = 4,58$. Последнее может указывать на свежее нефтяное загрязнение (Balks et al., 2002). Следовательно, несмотря на довольно низкие концентрации ПАУ, в их составе прослеживается поступление нефтяных и пирогенных полиаренов в район оз. Степпед как в 2008, так и в 2012 г.

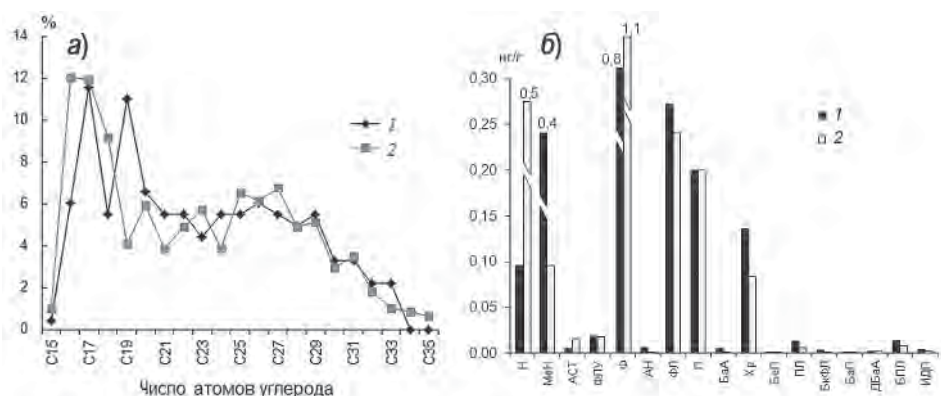


Рис. 2. Состав алканов (а) и ПАУ (б) в почве (1) на берегу и в осадке (2) озера Степед в 2012 г.

На периферии Кандалакисского залива Белого моря береговая линия сильно изрезана, вдоль берегов расположено множество островов, а для дна характерно чередование котловин и порогов (рис. 3). Поэтому здесь происходит постепенное отделение от моря небольших водоемов со слабым пресным стоком (Пантюлин, Краснова, 2011). Обследованные водоемы по степени обособления от моря располагаются следующим образом. Ермолинская губа имеет свободный водообмен с морем. Озеро на Зеленом Мысу находится в начальной стадии отделения, в нем есть постоянный приливной водообмен с морем, приливные колебания уровня составляют около 10 см. Кисло-Сладкое озеро лишено постоянного водообмена, морская вода проникает в него эпизодически, но высота порога не препятствует свободному стоку поверхностных вод. Трехцветное озеро считается полностью отделившимся от моря, на что указывали поверхностный двухметровый слой пресной воды и нижний соленый слой, характеристики которого не менялись в течение нескольких лет (типичный признак меромиктического водоема). Верхнее Ершовское озеро является полностью пресным (Лисицын и др., 2013).

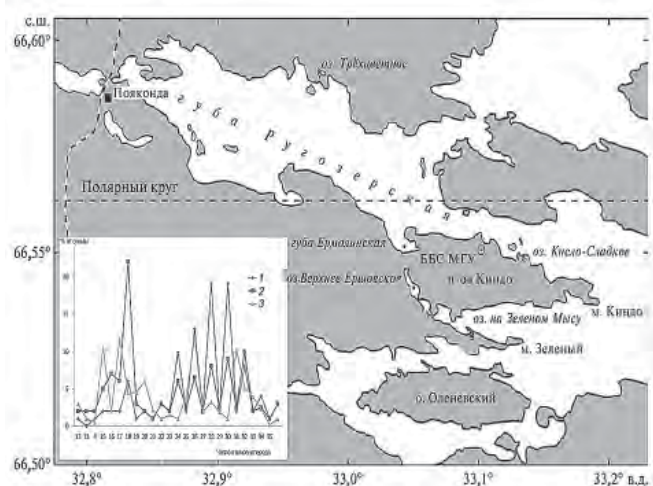


Рис. 3. Схема расположения исследованных отделяющихся озер в губе Ругозерской. На вставке состав алканов донных осадков озер: 1 — Кисло-Сладкое, 2 — на Зеленом Мысу, 3 — Трехцветное.

Исследования поверхностных вод в этих озерах летом 2015 г. установило высокое содержание липидов (106–1329, в среднем 359 мкг/л) и УВ (21–683, в среднем 110 мкг/л). Однако максимальная концентрация приурочена к району пирса ББС: для липидов и УВ соответственно 12909 и 4204 мкг/л. Последнее может указывать не только на активно происходящие процессы образования ОС в летний период, но и на поступление загрязняющих веществ. Примечательно, что зимой их содержание было значительно ниже и в среднем в подледных водах не превышало 30 мкг/л (Немировская и др., 2016).

Концентрирование ОС происходило в донных осадках. В частности, летом 2010 г. в Белом море наиболее высокое содержание УВ, так же, как и $C_{орг}$, установлено в илистых осадках губы Ругозерской и Еремеевской — до 96 мкг/г, но в составе $C_{орг}$ их доля не превышала 0,18 %. В Двинском и Онежском заливах их концентрации были значительно ниже: 6–16 мкг/г, а в составе $C_{орг}$ — соизмеримы (0,05–0,20 %).

В 2015 г. в составе осадков отделяющихся озер (табл. 2), обогащенных органическим детритом, также установлены повышенные концентрации $C_{орг}$ (в среднем 6,994 %) и УВ (в среднем 91,3 мкг/г). Доля УВ в составе $C_{орг}$, как и ранее, была низкой и колебалась в интервале 0,03–0,15 %, что может указывать на их природное происхождение (Немировская, 2013). Только возле пирса ББС содержание УВ понижалось до 15 мкг/г, а $C_{орг}$ — до 1,402 %. Однако и здесь доля УВ составила всего 0,09 % от $C_{орг}$. Для сравнения в донных осадках, загрязненных нефтью, во время половодья в рукавах дельты Северной Двины доля УВ в составе $C_{орг}$ увеличивалась до 15,79–35,9 % (Немировская, 2013). Напротив, в не загрязненных нефтью осадках водосбора Северной Двины доля УВ в составе была значительно ниже: в районе о. Кумбыш — 0,42 %, при впадении р. Лая — 0,81 % и впадении р. Пинеги — 0,60 %.

В осадках отделяющихся озер губы Ругозерской состав алканов имел бимодальное распределение гомологов (рис. 3, вставка). В низкомолекулярной области так же, как в осадках оз. Степед, доминировали автохтонные биогенные алканы: n -C17, имеющий планктоногенное происхождение, и четные гомологи n -C14–C18, свидетельствующие об интенсивных микробных процессах. В высокомолекулярной области повышена концентрация нечетных аллохтонных алканов — n -C25–C31. Поэтому значениями CPI были высокими (9,6–11,9), что указывает на терригенную природу УВ, связанную с восками высших наземных растений (Tolosa et al., 2004).

Таким образом, в Антарктиде и в Арктике в отделяющихся озерах процессы, формирующие ОБ в водах и осадках, были близкими. Эпишельфовое оз. Степед, образовано благодаря таянию ледников и поступлению соленых вод во время шторма (Антарктида..., 2012). Эвтрофирование вод озера в значительной степени обусловлено естественными природными процессами: взаимодействием вод озера с морем. Поступление морских вод способствовало восстановлению его экосистемы с 2008 к 2010 г., а к 2014 г. вновь произошло эвтрофирование вод озера. В марте 2014 г. в придонном слое озера концентрация сероводорода достигала 0,6 мл/л при солёности 1,5 psu. В оз. Степед наблюдалось очень высокое содержание аммонийного азота — 28,7 μ M (восстановленная форма азота, которая образуется при разложении органического вещества в морских водах). Его концентрации увеличились в два раза за период с 2012 по 2013 г. и в 25 раз с 2013 по 2014 г. (устное сообщение Н.И. Торгуновой и К.В. Артамоновой, ВНИРО, 2014 г.), что также подтверждало эвтрофирование этого водоема.

Влияние морских вод на состояние экосистемы прослеживалось также и для отделяющихся озер периферии Кандалакшского залива. В этих более глубоководных по сравнению с оз. Степед водоемах, в отсутствие морских вод, происходило образование двухслойной структуры: верхний — распресненный, а нижний — более соленый слой с пониженным содержанием кислорода (Лисицын и др., 2013; Пантюлин, Краснова, 2011). На осолонение поверхностного слоя влияет адвекция морских вод через порог. В ее отсутствие водоем превращался в пресное озеро со следами осолонения пресной воды в ямках, где накапливался сероводород. В частности, озеро Трехцветное имело четкую двухслойную структуру: с поверхностным пресным слоем толщиной 2 м и нижним соленым слоем, содержащим сероводород (Пантюлин, Краснова, 2011). При этом сезонные колебания пресного слоя распространялись до глубин, превышающих 5 м.

На процессы седиментации ОС в этих озерах также влияет хозяйственная деятельность на их берегах. Поэтому в составе ПАУ осадка оз. Степед прослеживалось влияние пирогенных и нефтяных соединений. В то же время максимальное содержание присуще фенантрону, имеющему в основном природное происхождение. Увеличение хозяйственной деятельности на берегу может усиливать эрозийные процессы в этих озерах, что приводит к поступлению большого количества наносов в водоем. В результате в донных осадках появляются черные гидротроилитовые прослои (FeS и H_2O), обусловленные существованием застойных анаэробных зон на дне (Субетто и др., 2012; Korsakova et al., 2016). Их небольшая мощность связана со временем изоляции озер и большой длительностью осадконакопления.

Различие в составе ОС соединений в озере Степед и в меромиктических водоемах Белого моря сказывается на составе УВ. В Антарктике отсутствие высших растений обуславливает доминирование в составе алканов донных осадков, автохтонных гомологов. Напротив, для донных осадков отделяющихся озер Белого моря характерно влияние двух источников: низкомолекулярных биогенных соединений, образующихся в море, и терригенных компонентов высшей растительности, поступающих с суши. Поэтому значения СРІ в осадках отделяющихся озер были значительно выше, чем в открытых районах Белого моря. В осадках центральной части Кандалакшского залива значения СРІ не превышали 3,06, а в Двинском заливе — 1,98 (Беляев, 2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отделяющихся озерах высокоширотных районов (в Антарктике и в Арктике), несмотря на низкие температуры, происходит образование большого количества органических соединений, что приводит к существованию застойных анаэробных зон и эвтрофированию вод этих водоемов. Поступление морских вод способствует уменьшению концентраций ОС в воде и осадках, то есть функционирование их экосистемы зависит от периода изоляции озер от моря.

Молекулярный состав УВ отражает доминирующие источники органического вещества, поступающего в отделяющиеся озера. Выявленные существенные различия в составе алканов осадков оз. Степед и озер периферии Кандалакшского залива, особенно в высокомолекулярной области, связаны с отсутствием растительного покрова в Антарктике.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 17-05-00356, программы 0149-2015-0056 президиума РАН и на стадии обобщения материала программы Российского научного фонда № 14-27-0011-П и госзадания 0149-2014-0038.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антарктида — особенности пространственной дифференциации. Почвы, растительный и животный мир Антарктиды. М.: Мысль, 2012. 58 с.

Беляев Н.А. Органическое вещество и углеводородные маркеры Белого моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2015. 24 с.

Лисицын А.П., Васильчук Ю.К., Шевченко В.П., Буданцева Н.А., Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Филиппов А.С., Чижова Ю.Н. Изотопно-кислородный состав воды и снежно-ледяного покрова отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // ДАН. 2013. Т. 449. № 4. С. 467–473.

Немировская И.А. Органические соединения в снежно-ледяном покрове Восточной Антарктиды // Геохимия. 2006. № 8. С. 891–901.

Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.

Немировская И.А., Кравчишина М.Д., Реджепова З.Ю. Органические соединения и взвесь в снежно-ледяном покрове и почвах в районах антарктических станций России // Лед и снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 114–126.

Немировская И.А., Чернявский Н.Г. Новые данные о распределении органических соединений в снежно-ледяном покрове Восточной Антарктиды // Лед и снег. 2010. № 2. С. 109–117.

Немировская И.А., Шевченко В.П., Боев А.Г., Титова А.М. Алифатические углеводороды во взвеси снежно-ледяного покрова Белого моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 4 (110). С. 30–40.

Определение загрязняющих веществ в морских донных отложениях и взвеси. РД 52.10.556.1996. 57 с.

Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // Геология океанов и морей. Т. 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 241–245.

Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.

Сажин А.Ф., Ратькова Т.Н., Кособокова К.Н. Население прибрежного льда Белого моря в ранне-весенний период // Океанология. 2004. Т. 44. № 1. С. 92–100

Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // ДАН. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Persistent organic pollution in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. Chapter 4. 87 p.

Balks M.R., Paetzold R.F., Kimble J.H. Effects of hydrocarbons spills on the temperature and moisture regimes of Creosols in the Ross Sea region // Antarctic Science. 2002. Vol. 14 (4). P. 319–326.

Deprez P.P., Arents M., Locher H. Identification and assessment of contaminated sites at Casey station, Wilkes Land, Antarctica // Polar Record. 1999. Vol. 35. P. 299–316.

Jeffries M.O., Krouse H.R., Shakur M.A., Harris S.A. Isotope geochemistry of stratified Lake “A,” Ellesmere Island, N.W.T. Canada // Can. J. Earth Sci. 1984. Vol. 21. P. 1008–1017.

Korsakovaa O.P., Kolkaa V.V., Tolstobrovaa A.N., Lavrovab N.B., Tolstobrova D.S., Shelekhovab T.S. Lithology and Late Postglacial Stratigraphy of Bottom Sediments in Isolated Basins of the White Sea Coast Exemplified by a Small Lake in the Chupa Settlement Area (Northern Karelia) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2016. Vol. 24. № 3. P. 81–101.

Krouse R.H., Legge A.H., Brown H.M. Sulphur gas emissions in the boreal forest: The West Whitecourt case study V. Stable sulphur isotopes // Water Air Soil Pollut. 1984. Vol. 22. P. 321–347.

Long A.J., Woodroffe S.A., Roberts D.H., Dawson S. Isolation basin, sea-level change and the Holocene history of the Greenland ice sheet // Quatern. Sci. Revs. 2011. Vol. 30. P. 3748–3768.

Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP). Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71p.

Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M.R., Villeneuve M.R., Bartocci J., Cattini C. Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // Marine Pollution Bulletin. 2004 .Vol. 48 (1–2). P. 44–60.

I.A. NEMIROVSKAYA

CONTENT AND COMPOSITION OF ORGANIC COMPOUNDS IN SEPARATE LAKES IN ANTARCTICA AND THE ARCTIC

The results of long-term studies of organic compounds in separated water bodies in two regions: Lake Stepped, Prydz Bay, Commonwealth Sea, (Antarctica) and lakes of the periphery of the Kandalaksha Gulf of the White Sea (the Arctic) are presented. It is established that the eutrophication of these reservoirs largely depends on the connection of these lakes with the sea. Coastal anthropogenic activity affects to a lesser extent. The restoration of the ecosystem of these lakes occurs at the launch of sea waters. The greatest differences between organic compounds in the Arctic and Antarctic waters are established in hydrocarbons. In Antarctica, due to the lack of vegetation, alkanes are dominated by autochthonous compounds, and in the Arctic along with autochthonous, allochthonous.

Keywords: separating lakes, Antarctica, Arctic, snow, ice, bottom sediments, suspended matter, organic matter, hydrocarbons.

**ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЙ
В РАЙОНЕ СТАНЦИЙ МИРНЫЙ, ПРОГРЕСС И ПОЛЕВОЙ БАЗЫ
МОЛОДЕЖНАЯ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА,
В СЕЗОН 62-Й РАЭ (2016/17 г.)**

С.В. ПОПОВ¹, С.С. ПРЯХИН², Д.П. БЛЯХАРСКИЙ³, А.Д. БЕЛКОВ⁴,
В.Л. КУЗНЕЦОВ², М.П. КАШКЕВИЧ⁵, С.В. ТЮРИН⁵

¹ — АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Санкт-Петербург, e-mail: sporov67@yandex.ru

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

³ — АО «Геоскан», Санкт-Петербург, e-mail: rash55@yandex.ru

⁴ — АО «Аэрогеодезия», Санкт-Петербург, e-mail: sovest95@yandex.ru

⁵ — Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: m.kashkevich@spbu.ru

Обсуждаются результаты инженерных изысканий в районе станций Мирный, Прогресс и полевой базы Молодежная, выполненных в ходе летнего полевого сезона 62-й РАЭ (2016/17 г.). Сотрудниками Российской антарктической экспедиции был осуществлен обширный комплекс ледоисследовательских работ, направленных на решение прикладных задач РАЭ логистического характера. Он включал в себя инженерные, аэрофотосъемочные, гляциологические, буровые, геодезические и георадарные исследования с целью обеспечения безопасности транспортных операций в районе российских антарктических станций Мирный и Прогресс (Восточная Антарктида). На замерзшей акватории фьорда Нелла, в районе станции Прогресс, были выполнены опытно-методические работы по изучению морского льда.

Ключевые слова: гляциология, геофизика, георадарные исследования, аэрофотосъемка.

ВВЕДЕНИЕ

К концу 1990-х гг. наша страна имела достаточно обширную сеть авиационного сообщения между антарктическими станциями. Однако ухудшение общей экономической ситуации в стране привело к существенным отрицательным изменениям и в этой сфере. В частности, наша главная станция Молодежная была превращена в полевую базу. Это привело к утрате значимой части техники, обеспечивающей нужды авиации. Следствием этого явилось функционирование лишь одной из многочисленных посадочных площадок, организованных в этом районе. Второй важной утратой стало полное прекращение авиационного сообщения со станцией Мирный после завершения полевого сезона 36-й САЭ в начале 1991 г. (Саватюгин, 2001).

Прошло время, и экономическая ситуация в нашей стране начала стабилизироваться. Это привело, в том числе, и к улучшению финансового обеспечения Российской антарктической экспедиции (РАЭ). Таким образом, появились предпосылки к расширению научных работ в Антарктиде, что нашло свое отражение в «Стратегии развития деятельности Российской Федерации в Антарктике на период до 2020 года

и на более отдаленную перспективу», утвержденную Правительством РФ № 1926-р от 30 октября 2010 г. Важным шагом ее реализации стали комплексные научно-инженерные изыскания, выполненные в ходе летних полевых сезонов 59–61-й РАЭ (2013–2016 гг.) для возобновления авиационного сообщения со станцией Мирный (Попов и др., 2015; 2016*а,б,в*; 2017; Попов и Поляков, 2016; Пряхин и др., 2015). Они завершились подготовкой посадочной площадки, на которую 10 февраля 2016 г. был успешно принят среднемагистральный самолет DC-3Т (ВТ-67) «Турбобаслер» компании «ALCI», г. Кейптаун, ЮАР (Попов и др., 2016*а, б, в*). Следующим значимым этапом укрепления и восстановления некогда утраченной авиационной инфраструктуры должно стать выявление подходящих участков и строительство новых посадочных площадок в районе п/б Молодежная. Необходимость этого продиктована в том числе и обеспечением безопасности операций в рамках работы международной авиационной корпоративной сети «Dromlan», объединяющей 11 национальных антарктических программ (Поляков и др., 2015).

В ходе летнего полевого сезона 62-й РАЭ (2016/17 г.) сотрудниками Российской антарктической экспедиции был выполнен обширный комплекс ледоисследовательских работ, направленных прежде всего на решение прикладных задач РАЭ логистического характера. Он включал в себя инженерные, аэрофотосъемочные, гляциологические, буровые, геодезические и георадарные исследования с целью обеспечения безопасности транспортных операций в районе российских антарктических станций Мирный, Прогресс и полевой базы Молодежная (Восточная Антарктида). Кроме того, были проведены работы по изучению морского льда. Как отмечалось выше, указанные исследования являлись логичным продолжением начатых в сезон 59-й РАЭ работ по восстановлению и расширению авиационного обеспечения отечественных станций и полевых баз в Антарктиде.

РАБОТЫ В РАЙОНЕ ПОЛЕВОЙ БАЗЫ МОЛОДЕЖНАЯ

Работы в районе отечественной полевой базы Молодежная были направлены на выявление мест, пригодных для строительства посадочной площадки для приема среднемагистральных самолетов на лыжном шасси, и выполнялись в рамках проекта по обновлению и расширению авиационной инфраструктуры базы. Исследования проводились 28 декабря 2016 г. в ходе кратковременной стоянки НЭС «Академик Федоров». В качестве перспективных было рассмотрено два района. Первый, наиболее предпочтительный, расположен в непосредственной близости от основных строений полевой базы. Второй удален от нее на расстояние около 7 км. При проведении работ впервые в практике отечественных антарктических исследований использовалась беспилотная аэрофотосъемочная система (БАС). Исследования выполнялись комплексом GeoScan 201 (Группа компаний Геоскан, Россия) со следующими основными техническими характеристиками: продолжительность полета до 180 мин; относительные высоты полетов от 100 до 4000 м; ограничения по скорости ветра при взлете до 10 м/с, а во время полета до 20 м/с. Старт БАС осуществлялся с катапульты; посадка выполнялась на парашюте. Аэрофотосъемочная система оснащена фотокамерой Sony DSC-RX1 (Sony Corporation, Япония) с объективом 35 мм. Этапы запуска и посадки БАС показаны на рис. 1.

По результатам аэрофотосъемки (АФС) разработан предварительный ортофотоплан местности с детализацией 5 см/пиксель на каждом участке. Работы позволили оценить углы наклонов поверхности ледника, выявить наличие препятствий в зонах

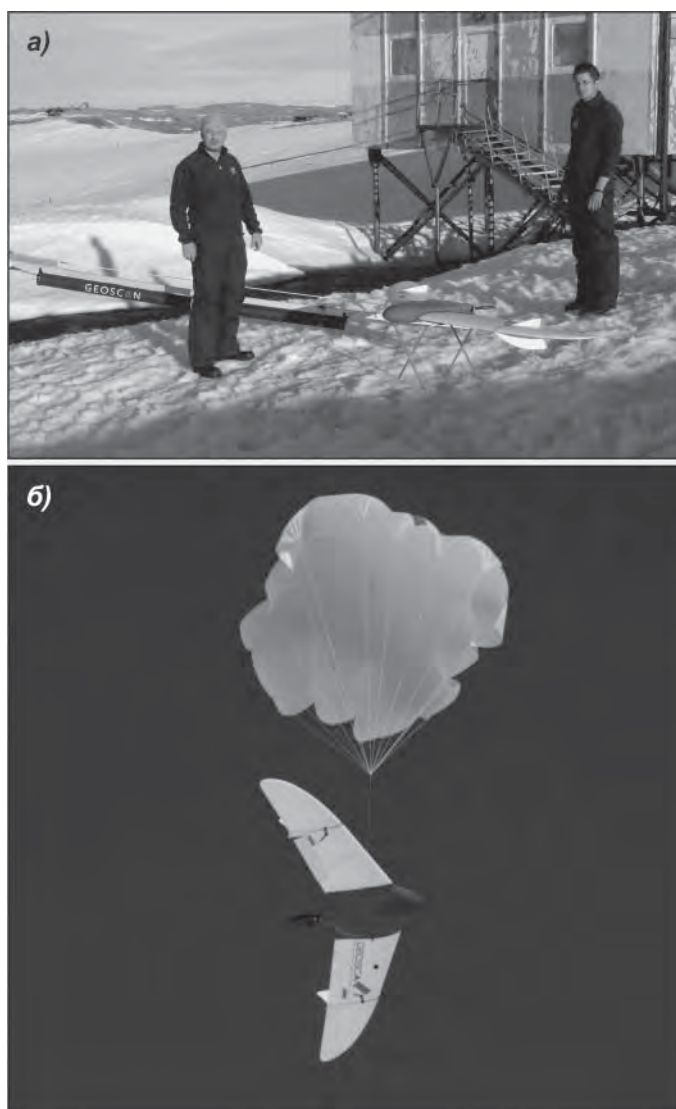


Рис. 1. Этап запуска (а) и приземления (б) беспилотной аэрофотосъемочной системы на полевой базе Молодежная.

Фото (декабрь 2016 г.): а — С.В. Попова; б — С.С. Пряхина.

воздушных подходов, а также убедиться в отсутствии видимых трещин. Для обработки материалов АФС использовался программный комплекс Agisoft PhotoScan Professional 1.2 (Agisoft LLC, Россия).

Для изучения строения приповерхностной части ледника на первом участке также было выполнено георадарное профилирование, которое является эффективным способом решения подобных задач (Попов, Эберляйн, 2014). В этих работах использовались георадары «ОКО-2» (ООО «Логические системы», Россия) с антеннами АБ-150 (150 МГц) и АБ400М (400 МГц). Плановая привязка осуществлялась с использованием

спутникового приемоиндикатора GARMIN GPSmap 60. Его точность оценивается в первые метры. Поскольку работы носили рекогносцировочный характер, более высокая точность позиционирования антенн георадаров для них не требовалась.

Для пересчета временного разреза в глубинный необходимо наличие скоростной модели лоцируемой среды. Однако ввиду интенсивного приповерхностного таяния происходит обводнение слоя снега. Ледниковый лед залегает явно неглубоко, а из-за плохой проницаемости для талой воды его поверхность является естественным водоносным горизонтом. Это, в свою очередь, приводит к скоплению последней относительно неглубоко от поверхности, что и наблюдается визуально. В данной ситуации наличие даже небольшого по толщине низкоскоростного пресноводного слоя (его скорость ниже скорости в снегу почти на порядок) способно изменять среднюю скорость по разрезу в весьма широких пределах, что существенно усложняет обработку данных.

С целью определения скоростных параметров среды были обработаны годографы в общей сложности 11 дифрагированных волн от неоднородностей, выявленных на временных георадарных маршрутах. Усредненная диэлектрическая проницаемость верхней части ледника составила 4 единицы. Расчеты осуществлялись в рамках модели наклонно-слоистой среды (Попов, 2017). Столь высокое значение диэлектрической проницаемости обусловлено, как было отмечено, наличием интенсивного приповерхностного таяния.

Анализ георадарных данных показал, что мощность снежной толщи на первом участке составляет не более одного метра, а глубже залегает лед. На его границе со снежной толщей в период интенсивного летнего таяния концентрируется вода, неспособная просочиться в глубь водонепроницаемой ледяной толщи. Результаты проведенных работ будут положены в основу последующего планирования и развития аэродромной сети полевой базы Молодежная.

РАБОТЫ В РАЙОНЕ СТАНЦИИ МИРНЫЙ

Работы в районе отечественной станции Мирный были достаточно обширными как по решаемым задачам, так и по комплексу применяемых методов. Они включали в себя: проведение визуальной и инструментальной проверки посадочной площадки на наличие трещин; выполнение многократных высокоточных геодезических измерений на основе GNSS (Global Navigation Satellite System, глобальная навигационная спутниковая система) положения ранее выставленных вех для прогнозирования развития трещин в данном районе; составление детальной схемы высот поверхности ледника; выполнение специализированных георадарных работ, направленных на определение скоростей распространения электромагнитных волн в теле ледника. Помимо этого, для расширения возможностей станции по организации авиационного обеспечения был осуществлен комплекс рекогносцировочных работ, направленных на поиск места возможного строительства дополнительной посадочной площадки. Выяснено, что перспективным районом является участок ледника, расположенный недалеко от сопки Ветров (примерно в двух километрах к западу от станции Мирный).

Проверка безопасности действующей с сезона 61-й РАЭ посадочной площадки осуществлялась как визуально, так и инструментальным способом: было выполнено георадарное профилирование по ее середине и краям. Обследование показало, что на отдельных участках площадки имеется ряд трещин шириной 10–20 см. Они располагаются главным образом в краевой части ВПП. В целом эти трещины не являются

опасным для людей и транспортной техники, а у сотрудников РАЭ имеется богатый положительный опыт бучения таких трещин и восстановления таким образом целостности поверхности.

При выполнении георадарных исследований важным вопросом является выбор скоростной модели среды для корректного пересчета временного разреза в глубинный. Наиболее точным является метод наклонных зондирований, выполняемый по системе общей глубинной точки (ОГТ) или общей точки возбуждения (ОТВ). Их теоретические основы разработаны и описаны в литературе применительно к сейсмическим исследованиям (Боганик, Гурвич, 2006).

Выполнение наклонных зондирований осуществлялось отечественным георадаром ОКО-2 (ООО «Логические системы», Россия) с раздвижными антеннами и частотой зондирующих импульсов 150 МГц. Его конструктивной особенностью является наличие оптоволоконного кабеля, соединяющего обе антенны. Для проведения работ использовался кабель длиной 10 м, что определило максимальную

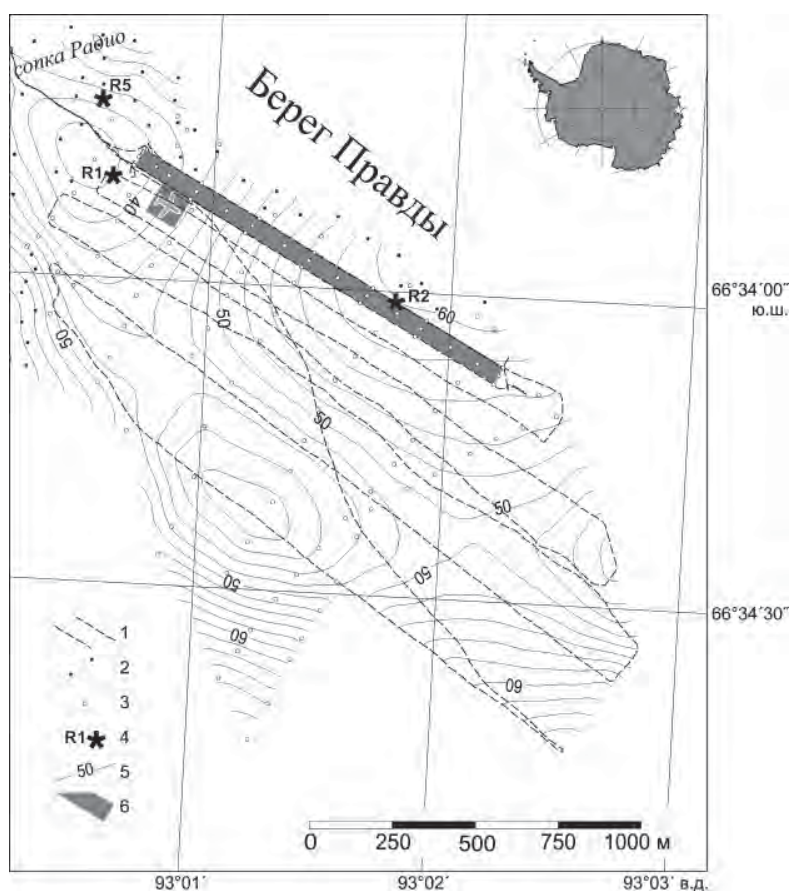


Рис. 2. Состав работ и схема высот поверхности ледника в районе посадочной площадки станции Мирный: 1 — геодезические маршруты; 2 — пункты пешеходных измерений; 3 — пункты тахеометрических измерений; 4 — пункты выполнения наклонных зондирований и их номера; 5 — изогипсы поверхности ледника в метрах; сечение изолиний 2 м; 6 — посадочная площадка, организованная в сезон 62-й РАЭ.

длину расстановки антенн. Наклонные зондирования были выполнены в пунктах R1, R2 и R5 (рис. 2) по методикам ОГТ и ОТВ.

В качестве примера на рис. 3 приведены результаты, полученные в пункте R1 (рис. 2). Они показывают, что ледник представляет собой многослойную среду. Это подтверждается, в частности, ранее полученными данными кернового бурения. Первый слой мощностью 5,0 м и эффективной диэлектрической проницаемостью $\epsilon_{eff} = 2,35$ единиц отождествляется с плотной снежно-фирновой толщей. Второй слой характеризуется мощностью 0,4 м. Его нижняя граница залегает на глубине 5,4 м, а $\epsilon_{eff} = 5,6$ единиц. В работе (Looyenga, 1965) приводится соотношение, связывающее этот параметр с объемным содержанием влаги для двухкомпонентной смеси лед – вода, в предположении, что водяные включения имеют сферическую форму. Согласно этой модели, полученное значение ϵ_{eff} соответствует льду с объемным содержанием влаги 15 %. Столь высокое значение указывает на то, что им является влажный лед, а также скопившаяся талая вода. Это вполне соотносится с полученными ранее данными. Мощность третьего слоя составляет 0,7 м. Его нижняя граница залегает на глубине 6,1 м, а $\epsilon_{eff} = 4,8$ единиц, что, согласно (Looyenga, 1965), соответствует льду с объемным содержанием влаги 7,5 %. Понижение влажности льда указывает на то, что основная часть талой воды канализируется вышележащим слоем. Мощность четвертого слоя составляет 6,6 м. Его нижняя граница залегает на глубине 12,7 м,

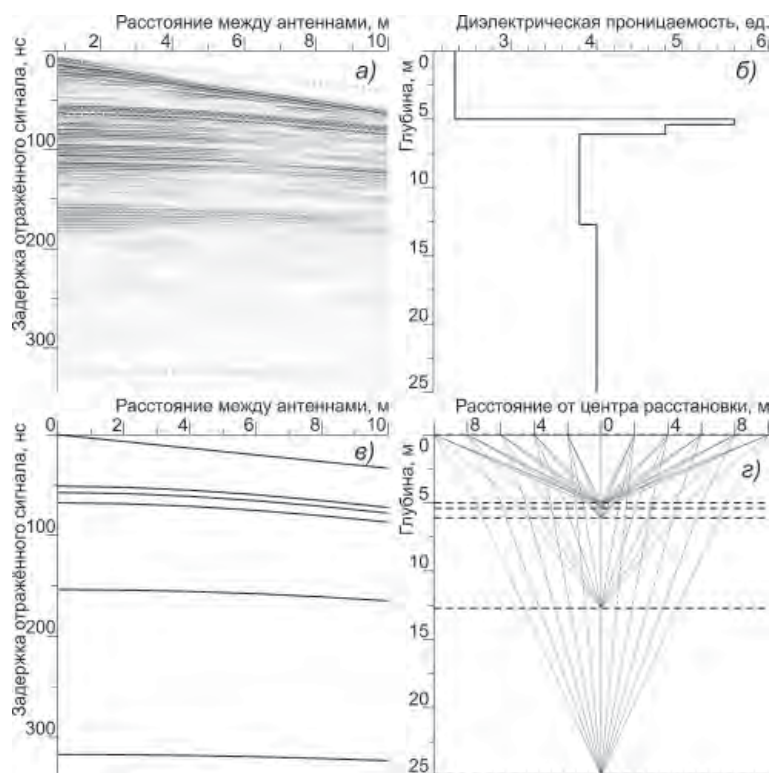


Рис. 3. Результат наклонных зондирований по методу ОГТ, выполненных в пункте R1: а — радарограмма; б — скоростная модель; в — теоретический годограф; г — ход лучей в рамках модели наклонно-слоистой среды. Положение пункта наклонных зондирований показано на рис. 2.

а $\varepsilon_{\text{eff}} = 3,8$ единиц, что соответствует льду с объемным содержанием влаги 3,5 %. Последовательное понижение количества влаги свидетельствует о еще меньшем ее проникновении в тело ледника. Пятый слой характеризуется мощностью 12,3 м; его нижняя граница залегает на глубине 25,0 м. Для него $\varepsilon_{\text{eff}} = 4,0$ единиц. Рост этого параметра и, как следствие, повышение влажности льда до 4,1 % могут быть связаны с повышением его температуры из-за близости каменного основания.

В ходе полевых работ выполнены высокоточные GNSS геодезические измерения абсолютных высот поверхности ледника. Они осуществлялись с применением радионавигационных спутниковых систем ГЛОНАСС и GPS. В работах использовалась аппаратура Leica GX 1220 GG (LEICA Geosystems AG, Switzerland). Для определения базовых пунктов применялся спутниковый приемник Leica GX 1230 GG. Для передвижения во время наблюдений в основном использовался снегоход. В общей сложности выполнено 34 пог. км геодезических маршрутов, кроме того, часть измерений получена пешим порядком. В дополнение была выполнена тахеометрическая съемка, состоявшая из 115 пунктов. В работе использовался тахеометр Trimble M3 DR 5 (Trimble Navigation Ltd, USA). Фрагмент схемы высот поверхности ледника в районе посадочной площадки, а также геодезические маршруты и пункты тахеометрической съемки представлены на рис. 2.

Согласно полученным данным, высота поверхности ледника вдоль длинной оси ВПП изменяется в пределах от 38 м в ее начале до 59 м на удалении 873 м. На наиболее крутом участке в интервале от 120 м до 680 м средний уклон составляет около $1,66^\circ$ (29 м/км). Боковые уклоны практически отсутствуют. Указанные параметры соответствуют авиационным требованиям, изложенным в нормативных документах ВСН37-76, РЭГА-94, НГЭА-92 и ФАП-69 (МГА СССР, 1976). Таким образом, посадочная площадка, на которую в сезон 61-й РАЭ уже был принят среднемагистральный самолет DC-3T (BT-67) «Турбобаслер» Компании «ALCI» (г. Кейптаун, ЮАР), вполне пригодна для дальнейшего применения. Кроме того, в ходе текущего полевого сезона она интенсивно использовалась для выполнения комплексных аэрогеофизических работ АО «ПМГРЭ», выполняемых на самолете Ан-2.

Инструментальное измерение скоростей течения ледника в пунктах ранее представленных вех осуществлялось геодезическим методом. В работах применялась аппаратура, любезно предоставленная Институтом планетарной геодезии Дрезденского технического института, где полученные данные будут обработаны в ходе камерального периода 2017 г.

Важным аспектом полевых работ являлись рекогносцировочные исследования на леднике в районе сопки Ветров с целью выяснения принципиальной возможности использования этого участка для строительства дополнительной посадочной площадки. Было проведено визуальное обследование и GNSS геодезические измерения высот поверхности ледника, общим объемом 59,3 пог. км. Кроме того, выполнено четыре георадарных маршрута и отработано два пункта наклонных зондирований.

В ходе работ выяснено, что поверхность ледника на обширной территории приблизительно от долготы сопки Моренная на запад около 3 км и на юг около 2–3 км представляет собой слабонаклонную равнину, сложенную льдом с отдельными островами фирнизированного снега. Максимальные уклоны не превышают 40 угловых минут. В северо-западной части имеются выходы скальных пород, свидетельствующие

о наличии маломощного ледника на этой территории. Георадарные исследования, включая наклонные зондирования, показали, что ледник до глубины не менее 17 м сложен льдом, с $\varepsilon_{eff} = 3,2$ единиц, что практически соответствует классическому значению для холодного чистого льда (Мачерет, 2006). Расчет диэлектрической проницаемости осуществлялся в рамках модели наклонно-слоистой среды (Попов, 2017). Имеющиеся трещины перекрыты ледяными мостами мощность около 2 м, что делает их безопасными. По первым, сугубо предварительным оценкам, этот участок может быть потенциально пригодным для строительства аэродрома, в том числе для приема самолетов на колесном шасси. Однако для окончательного выяснения принципиальной пригодности этой территории требуются дополнительные инженерные изыскания.

РАБОТЫ В РАЙОНЕ СТАНЦИИ ПРОГРЕСС

Работы в районе отечественной станции Прогресс выполнялись с целью обеспечения безопасности трассы санно-гусеничных походов (СГП) при следовании на станцию Восток и обратно. Впервые в практике РАЭ они включали в себя выполнение аэрофотосъемки с помощью БАС. В работах использовался комплекс GeoScan 201 (Группа компаний Геоскан, Россия). Высокая точность плановой привязки была обеспечена совместным использованием как наземной, так и бортовой аппаратуры геодезического класса, что позволило определять положения центров проекций фотографических снимков с точностью 2–3 см в пространстве. В районе трассы следования СГП интересующего участка ледника была выполнена многократная АФС посредством беспилотной аэрофотосъемочной системы. Цель работ состояла в построении схемы скорости течения ледника и последующего составления прогноза вероятности образования трещин. Они выполнялись в три этапа с 16 января по 18 февраля. Полеты осуществлялись на относительных высотах 300–400 м. Реальный размер аэрофотоснимка на местности составил 312×208 м. Продольное и поперечное перекрытие между ними было выбрано 70 % и 50 % соответственно, что достаточно для последующего корректного совмещения аэрофотоснимков. Общая площадь покрытия составила 95 км². Детализация ортофотоплана составила 5,2 см/пиксель. Схема выполнения АФС показана на рис. 4.

В работах использовалась БАС GeoScan 201 бортовой номер 20089 (ООО Геоскан, Россия) со следующими техническими характеристиками: размах крыльев 230 см, максимальный взлетный вес 8 кг; продолжительность полета до 180 мин с крейсерской скоростью 75 км/ч; относительные высоты полетов от 100 до 4000 м; ограничения по скорости ветра при взлете до 10 м/с, во время полета до 20 м/с. Модель оснащена электрическим двигателем. На борту установлен GNSS приемник геодезического класса Topcon OEM B110. Старт осуществляется с катапульты, посадка выполняется на парашюте. БАС оснащена фотокамерой Sony DSC-RX1 с объективом 35 мм.

Для обработки материалов съемки использовался программный комплекс Agisoft PhotoScan Professional (Agisoft LLC, Россия). В ходе предварительной камеральной обработки подготовлены ортофотопланы вышеуказанных полигонов и цифровые модели поверхности. Опыт предыдущих аналогичных работ показывает, что детализация фотоплана, соответствующая 5,2 см/пиксель, вполне достаточна для идентификации и локализации трещин значимого размера, а также нанесения оперативной ситуации, связанной с природным и антропогенным воздействием (Черноглазов и др., 2006; Пряхин и др., 2015). В качестве примера на рис. 5 приведен фрагмент фотоплана района станции Прогресс.



Рис. 4. Схема расположения аэрофотосъемочных работ в районе станции Прогресс и трассы следования СГП.

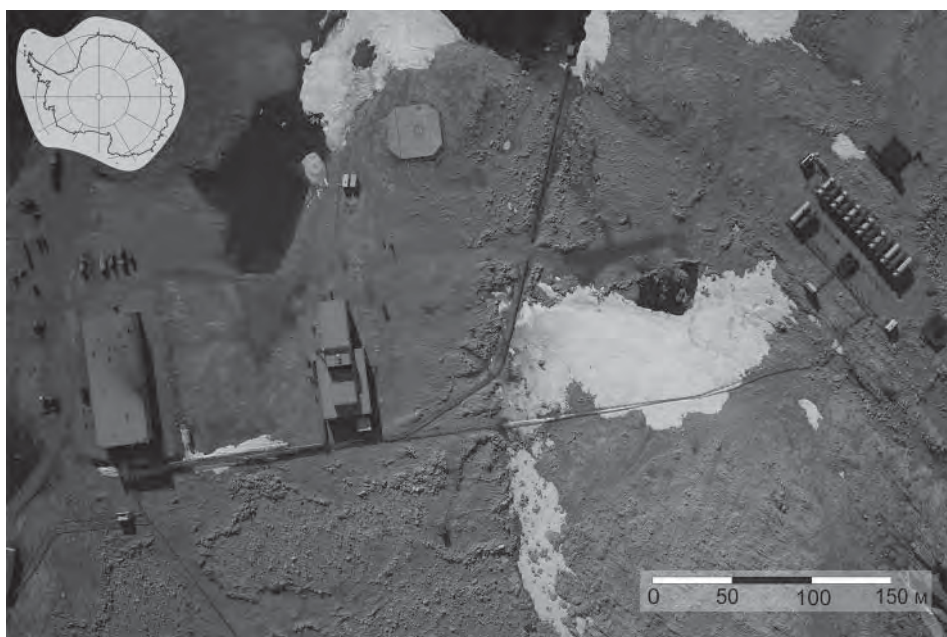


Рис. 5. Фрагмент фотоплана района станции Прогресс.

Помимо этого, была произведена аэрофотосъемка провала, образовавшаяся 30 января 2017 г. в западной части ледника Долк в районе полевой базы Прогресс-1. Ортофотоплан и трехмерная модель объекта позволили оценить максимальные линейные размеры образовавшейся депрессии, которые составили 183×220 м, а его площадь составила 40260 м^2 . Согласно предварительной оценке, глубина провала в первые дни составила 20–30 м; максимальная измеренная глубина составила 43 м. Приблизительный объем каверны составил 884013 м^3 (Popov et al., 2017).

Кроме вышеизложенных инженерных изысканий, направленных на решение логистических задач РАЭ, на замерзшей акватории фьорда Нелла (район станции Прогресс) выполнены опытно-методические работы (ОМР) для изучения электромагнитного лоцирования морского льда и подстилающего слоя морской воды. Они выполнялись 5 января 2017 г. в пункте с координатами $69^\circ 22,869' \text{ ю.ш.}$, $76^\circ 21,777' \text{ в.д.}$, который являлся частью многолетнего океанографического профиля ААНИИ. Эти работы завершали важный этап исследований, начатый в сезон 60-й РАЭ (Попов, Поляков, 2015). За день до проведения ОМР в указанном пункте осуществлялись измерения температуры и солености морской воды. Они показывают, что в интервале глубин от 1,6 м до 2,0 м имеется достаточно контрастная граница между пресной и морской водой. Диэлектрическая проницаемость сред является комплексной величиной. Вещественная часть воды различной солености постоянна, в то время как комплексная достаточно сильно зависит от нее (Мачерет, 2006). Таким образом, граница между пресной и соленой водой должна регистрироваться на временных георадарных разрезах, что и показали проведенные исследования. В целом исследования подтвердили перспективность применения георадарного лоцирования для изучения строения морского льда, а также определения мощности опресненного слоя морской воды.

Авторы благодарят руководителей отделов РАЭ В.В. Лукина и В.Л. Мартьянова, начальников: п/б Молодежная С.В. Межонова, станции Прогресс А.В. Миракина, Д.Г. Серова, станции Мирный В.М. Виноградова, А.В. Панфилова, СГП С.Н. Момырева за помощь в организации полевых работ; сотрудников РАЭ Г.Г. Аршакина, А.В. Дробязко, А.И. Зыль, А.И. Куцуруб, Е.В. Медведева, А.Л. Новикова, Д.П. Овечкина, С.П. Полякова, И.Г. Савченко, Н.В. Сандалюка за помощь в выполнении работ. Авторы благодарны Институту планетарной геодезии Дрезденского технического университета и лично М. Scheinert и L. Eberlein за предоставление геодезической аппаратуры и обработку полученных данных. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00579-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. Тверь: Изд-во АИС, 2006. 744 с.
- Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
- МГА СССР. ВСН37-76 Инструкция по проектированию, строительству и оценке эксплуатационной пригодности снежных и снежоледовых аэродромов Антарктиды. Л.: Министерство гражданской авиации СССР, 1976. 67 с.
- Попов С.В. Определение диэлектрической проницаемости по годографам дифрагированных волн в рамках модели наклонно-слоистой среды // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 83–87.
- Поляков С.П., Мартьянов В.Л., Лукин В.В. Снежно-ледовые взлетно-посадочные полосы Российской антарктической экспедиции — особенности подготовки и перспективы развития // Российские полярные исследования. 2015. № 2 (20). С. 31–35.
- Попов С.В., Межонов С.В., Поляков С.П., Мартьянов В.Л., Лукин В.В. Гляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки летного поля в районе российской станции Мирный, Восточная Антарктида // Лед и снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 413–426.
- Попов С.В., Поляков С.П. Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 90–98.
- Попов С.В., Поляков С.П. Результаты гляцио-георадарных опытно-методических работ на морском льду в районе антарктической полевой базы Молодежная в сезон 60-й РАЭ (2014/15 г.) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 54–62.
- Попов С.В., Поляков С.П., Межонов С.В., Мартьянов В.Л., Лукин В.В. Опыт применения георадарного профилирования с целью выбора места для строительства посадочной площадки для самолетов на лыжном шасси на станции Мирный (Восточная Антарктида) // Российские полярные исследования. 2016б. № 2 (24). С. 16–18.
- Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартьянов В.Л., Лукин В.В. Применение гляцио-геофизических методов для обеспечения безопасности логистических операций в Антарктиде // Российские полярные исследования. 2015. № 3 (21). С. 29–31.
- Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартьянов В.Л., Лукин В.В. Применение дистанционных методов для выбора строительства посадочной площадки для самолетов на лыжном шасси на станции Мирный, Восточная Антарктида // Природная среда Антарктики: современное состояние изученности: Мат-лы II Междунар. науч.-прак. конф., пос. Нарочь, Республика Беларусь, 18–21 мая 2016. Минск, 2016в. С. 295–300.
- Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартьянов В.Л., Лукин В.В. Строение верхней части ледника в районе планируемой взлетно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года) // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 1. С. 73–84.

Попов С.В., Эберляйн Л. Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лед и снег. 2014. Т. 128. № 4. С. 95–106.

Пряхин С.С., Попов С.В., Сандалюк Н.В., Мартьянов В.Л., Поляков С.П. Аэрофотосъемка районов российских антарктических станций Мирный и Прогресс в сезон 2014/15 г. // Лед и снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 107–113.

Саватюгин Л.М. Российские исследования в Антарктике. Т. III. 31 САЭ – 40 РАЭ. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 344 с.

Черноглазов Ю.Б., Попов С.В., Мартьянов В.Л. Проведение аэрофотосъемки на российской станции Прогресс в Восточной Антарктиде в 2004–2005 гг. // Лед и снег. 2006. № 100. С. 160–164.

Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture // Physica. 1965. Vol. 31. № 3. P. 401–406.

Popov S.V., Pryakhin S.S., D.P. Bliakharskii, G.V. Pryakhina, S.V. Tyurin. Wide ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica // Ice and Snow. 2017. Vol. 57. № 3 (in Press).

S.V. POPOV, S.S. PRYAKHIN, D.P. BLIAKHARSKII, A.D. BELKOV,
V.L. KUZNETSOV, M.P. KASHKEVICH, S.V. TYURIN

**MAIN RESULTS OF THE ENGINEERING SURVEY IN THE AREA
OF STATIONS MIRNY AND PROGRESS
AND FIELD BASE MOLODEZHNAYA, EAST ANTARCTICA,
IN THE FIELD SEASON OF 62 RAE (2016/17)**

The results of engineering surveys in the area of the Mirny and Progress stations and field base Molodyozhnaya are discussed in the paper. During the austral summer field season of the 62nd RAE (2016/17) wide complex of the scientific and applied research has been carried out. It included the engineering, aerial photography, glaciological, drilling, geodetic and GPR investigations to ensure the safety of transport operations in the area of Russian stations Mirny and Progress (East Antarctica). The scientific tests to study sea ice have been carried out on the frozen water area of Nella Fjord, near Progress Station.

Keywords: glaciology, geophysics, GPR, aerial photography.

ПРИЛИВЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ. РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ СПОСОБА КАЛИБРОВКИ ПРИЛИВОВ

Г.Н. ВОЙНОВ^{1,2}, А.К. НАУМОВ²

¹ — ФГБУ Государственный океанографический институт, Санкт-Петербургское отделение, e-mail: voynovgn@mail.ru

² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

Приведены оценки гармонических постоянных приливов на станции имени Е.К. Федорова за период с 1962 по 1993 г., полученные с помощью метода наименьших квадратов по версии ААНИИ. Произведена оценка качества наблюдений за уровнем моря. Годовые серии с плохими наблюдениями исправлены по способу калибровки приливов. Получена оценка тонкой структуры приливов — гармоник второй и третьей степени потенциала по анализу за период 1962–1985 гг. По исходным и исправленным рядам рассчитаны статистические оценки уровня моря в отдельные типичные годы.

Ключевые слова: гармонические постоянные приливов для ст. имени Е.К. Федорова, сезонный ход волн M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 , оценка гармоник второй и третьей степени потенциала в суточных и полусуточных группах, статистические оценки наблюдаемых и исправленных колебаний уровня, Карское море.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование и характер приливов в юго-западной части Карского моря представляют собой не в полном объеме изученное явление в силу разных причин, в том числе и вследствие низкого качества наблюдений. В юго-западной части Карского моря в середине и конце XX столетия работали полярные станции м. Болванский Нос, Югорский Шар и Амдерма (рис. 1), на которых с 1950-х гг. велись круглогодичные наблюдения за уровнем моря с помощью самописца уровня моря в начале (затем с 1970-х гг. — «Шторм» или «ГМ-28»).

Сведения о приливах на этих станциях были получены по единичным месячным и полумесячным сериям экспедиционных наблюдений в 1930–1940-е гг. (Коптева и др., 1952), длительное время были закрытыми и не освещались в научной литературе. Характеристики приливов, определенные по таким данным, в ряде случаев были малодостоверными. Гармонический анализ приливов многолетних временных рядов ранее был выполнен только для Амдермы (Voynov, 1997; Войнов, 1999, 2006), а для станций Болванский Нос и Югорский Шар был произведен лишь разведочный анализ (Войнов, 1999). При этом по результатам оценок месячных и годовых серий за период 1970–1993 гг. на ст. Болванский Нос были обнаружены нереальные значения констант основных волн приливов (Войнов, 2013, 2015). Интерпретация этих сведений была сильно затруднена и даже невозможна, но с помощью способа калибровки приливов были исправлены плохие наблюдения и получены новые достоверные сведения о при-

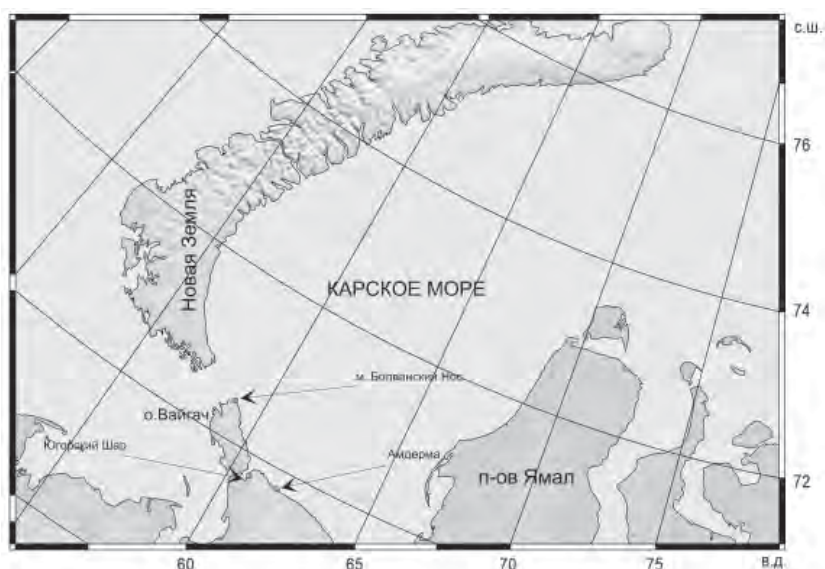


Рис. 1. Расположение полярных станций: имени Е.К. Федорова (м. Болванский Нос), Югорский Шар, Амдерма.

ливах. В работе (Войнов, 2015) были рассмотрены проблемы, связанные с обработкой и анализом наблюдений за уровнем в Карском море. В данной работе внимание будет уделено методике исправления наблюдений за уровнем моря на ст. имени Е.К. Федорова (ранее Болванский Нос) с помощью калибровки приливов в случае недостоверных наблюдений за очень большой период (23 года). На станциях Югорский Шар и Амдерма в наблюдениях за уровнем моря были выявлены лишь единичные годовые серии с отдельными кратковременными периодами плохих наблюдений.

В настоящей работе было проведено более полное исследование приливов на станциях имени Е.К. Федорова и Югорский Шар. Будут рассмотрены некоторые ранее не выявленные черты формирования и характера приливов в юго-западной части Карского моря. Мы полагаем, что предпринятая процедура обработки и анализа может быть использована для контроля качества наблюдений и исправления наблюдений с низким качеством (приведения их к однородным рядам) для решения различных научных задач при расчете необходимых статистических и приливных характеристик.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Условия наблюдений за уровнем моря на ст. имени Е.К. Федорова были благоприятными в сравнении с таковыми для других станций и производились в бухте Болванской на западной стороне полуострова. Бухта имеет свободное сообщение с морем и хорошо защищена от волнения практически всех направлений. Летний водомерный пост, представлявший собой водомерную рейку, прикрепленную к металлической свае, располагался у берега на глубине 1,5–2,5 м. Зимний пост (декабрь–июнь) устанавливался на льду в бухте на расстоянии 50–100 м от берега на глубине 3–5 м.

Исходными данными для анализа приливов на ст. имени Е.К. Федорова послужили материалы ежечасных наблюдений, выполненных за период 1962–1993 гг., а для анализа приливов на ст. Югорский Шар — таковые за период 1962–1989 гг. На ст. Амдерма

привлекались результаты анализа приливов за 1962–1992 гг., частью рассмотренные в работах (Войнов, 1999, 2006). Для ежечасных временных рядов колебаний уровня моря нами разработан способ контроля и интерполяции случайных выбросов (Войнов, 2015). Тестирование временных рядов проводилось с критерием отклонения более 6 см.

Гармонический анализ измерений колебаний уровня моря проводился по методу наименьших квадратов (МНК) по методике, разработанной в ААНИИ (Войнов, 1999). Получены оценки средних годовых гармонических постоянных 92 волн прилива (в первом приближении) из годовых серий (28–32 года) и константы средних месячных 33 волн из месячных серий (336–384 серий).

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЕМ МОРЯ И ПРИВЕДЕНИЕ ИХ К ОДНОРОДНЫМ РЯДАМ С ПОМОЩЬЮ КАЛИБРОВКИ ПРИЛИВОВ

По значениям месячных и годовых констант основных волн прилива (в виде временных рядов амплитуд и углов положений) были рассчитаны некоторые статистические оценки: среднее, дисперсия (среднее квадратическое отклонение), экстремальные величины (максимум и минимум). На рассматриваемых нами станциях в приливе определяющей (наибольшей по величине) является волна M_2 , поэтому оценку качества наблюдений предпочтительно проводить по константам этой волны. В таблице 1 даны некоторые статистические оценки временных рядов констант прилива волны M_2 на трех станциях.

Таблица 1

Значения средних амплитуд (H) и фаз (g) волны M_2 из годовых оценок за весь период анализа, их среднеквадратические отклонения (с.к.о.), максимумы и минимумы на станциях Болванский Нос (имени Е.К. Федорова), Югорский Шар и Амдерма

Станция	Период анализа (число лет)	Амплитуды, см				Фазы, град.			
		H	с.к.о.	макс.	мин.	g	с.к.о.	макс.	мин.
Болванский Нос	1962–1993 гг.(32)	15,01	±2,30	19,02	9,68	346,7	±8,8	364	334
Югорский Шар	1962–1989 гг. (28)	18,75	±0,66	20,02	17,49	360,0	±2,0	365	355
Амдерма	1962–1992 гг. (31)	19,52	±0,44	20,44	18,72	356,7	±1,3	360	352

Временной ход годовых оценок амплитуд и фаз (углов положений) волны M_2 для станций Болванский Нос (исходные наблюдения), Югорский Шар и Амдерма дан на рис. 2.

По значениям временного хода кривых годовых оценок констант прилива M_2 на ст. Болванский Нос (имени Е.К. Федорова) на рис. 2 видно, что их устойчивый ход сохранялся только с 1962 по 1968 г. В дальнейшем начались большие аномальные отклонения как в амплитуде, так и в фазе. Во временном ходе средних месячных оценок констант волны M_2 за период с 1969 по 1993 г. наблюдается еще более хаотический характер изменения этих значений. Они не могут быть объяснены влиянием природных факторов, так как на ст. Амдерма и ст. Югорский Шар, расположенных в этой же части акватории Карского моря, нет таких колебаний констант прилива. В табл. 1 на уровне простых статистик показано, что значения средних констант (H и g) волны M_2 , выведенные за весь период, для ст. Болванский Нос являются неустойчивыми и недостоверными величинами. Значения с.к.о. и разброс амплитуд и фаз на

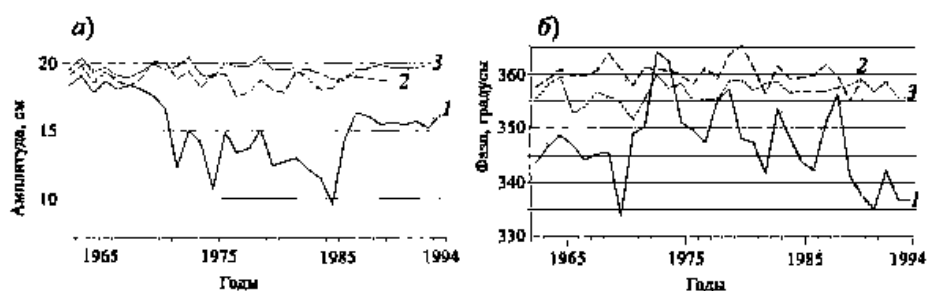


Рис. 2. Временной ход годовых оценок амплитуды (а) и фазы (б) волны M_2 на станциях имени Е.К. Федорова (1), Югорский Шар (2), Амдерма (3).

этой станции очень существенно (в разы) превышают таковые значения для станций Амдерма и Югорский Шар. Как видно из сравнения хода кривых средних годовых амплитуд и фаз трех станций, период с устойчивыми значениями констант прилива волны M_2 на ст. Болванский Нос наблюдается только на интервале с 1962 по 1968 гг., когда наблюдения производились с помощью самописца уровня моря.

Возникает вопрос — что делать с данными об уровне моря за период с 1969 (1970) по 1993 г., которые показывают низкое качество наблюдений. В работе (Войнов, 2015) предложен способ калибровки приливов для приведения наблюдений низкого качества к однородным рядам (норме). Для применения этого способа необходимо получить: а) модель прилива в данном пункте на базе качественных наблюдений; б) оценку среднего сезонного хода основных волн прилива и, прежде всего, волны M_2 .

Модель прилива (средние оценки констант волн, полученные в результате гармонического анализа ежечасных серий за 7 лет (1962–1968 гг.)) дана в таблице 2.

В табл. 2 приведены волны с амплитудой, превышающей 95-процентный доверительный интервал (ε), определенный по формуле:

$$\varepsilon = t_a \cdot \text{с.к.о.} \cdot N^{1/2},$$

где t_a — критерий Стьюдента, задаваемый для 95-процентного доверительного интервала как 2,447; N — число годовых серий (7).

По константам волн в табл. 2 можно производить предвычисление прилива с описанием сезонного хода основных волн прилива O_1 , K_1 , M_2 , S_2 , N_2 . В табл. 2 не даны долгопериодные приливы, так как из наблюдений за 7 лет практически все они достоверно не выделяются (кроме волны S_o). Эти приливы выделялись нами из наблюдений за весь период по специальной методике (Войнов, 1999).

Модель среднего за 7 лет сезонного хода констант волны M_2 дана в табл. 3. Для расчета оценок значений средних месячных значений амплитуд и фаз этих волн применялись правила векторного осреднения. Сезонный ход амплитуды представлен также в виде относительного изменения (dH) ее средней величины (H) как $dH = (H_m - H_r)/H_r$ (%), где H_m — среднее векторное значение из всех серий за данный месяц, а H_r — среднее векторное за весь период. Сезонный ход фазы (dg) дан в виде отклонения средней величины из всех серий за данный месяц от средней за весь период $dg = (g_m - g_r)$. Среднее квадратическое отклонение (с.к.о., или σ) для амплитуды и фазы рассчитывались по формулам ошибок векторного среднего. Для этого средние и индивидуальные месячные значения амплитуды и фазы преобразовывались в ком-

Таблица 2

**Средние векторные оценки гармонических постоянных приливов
ст. имени Е.К. Федорова за 1962–1968 гг.**

Волна	Угловая скорость, град/ч	Амплитуда		Угол положения	
		H	$\pm$ с.к.о.	g	$\pm$ с.к.о.
$2Q_1$	12,854286	0,39	0,13	165,2	19
σ_1	12,927139	0,36	0,19	181,4	31
Q_1	13,398661	1,38	0,31	241,6	13
P_1	13,471514	0,20	0,18	224,9	51
O_1	13,943035	4,53	0,23	323,2	3
MP_1	14,025173	0,20	0,15	225,9	42
$OSta_1$	14,066239	0,17	0,13	147,0	43
M_1	14,492052	0,51	0,23	260,4	26
π_1	14,917865	0,23	0,16	356,4	39
P_1	14,958931	1,30	0,19	90,6	8
S_1	15,000002	0,41	0,20	300,8	28
K_1	15,041068	3,39	0,24	103,4	4
Ψ_1	15,082135	0,31	0,16	57,1	29
OO_1	16,139102	0,22	0,09	307,3	24
$2N_2$	27,895355	0,27	0,12	291,4	25
μ_2	27,968208	0,17	0,07	327,5	24
NA_2	28,398663	0,22	0,07	336,3	18
N_2	28,439729	3,00	0,12	315,8	2
Na_2	28,480796	0,19	0,10	124,4	31
v_2	28,512583	0,61	0,10	315,9	9
OP_2	28,901967	0,32	0,16	187,3	29
MTS_2	28,943037	1,23	0,41	15,1	19
M_2	28,984104	18,32	0,43	345,9	1
MST_2	29,025171	1,47	0,33	165,1	13
λ_2	29,455625	0,29	0,08	358,4	15
L_2	29,528479	0,69	0,08	4,9	7
$2SK_2$	29,917863	0,12	0,09	132,5	46
T_2	29,958933	0,69	0,12	71,4	10
S_2	30,000000	7,77	0,21	42,9	2
R_2	30,041067	0,68	0,14	72,0	12
K_2	30,082137	2,23	0,12	40,0	3
MSN_2	30,544375	0,13	0,05	225,3	24
KJ_2	30,626512	0,12	0,04	236,5	21
MO_3	42,927140	0,07	0,02	242,4	19
SO_3	43,943035	0,05	0,02	17,5	28
MK_3	44,025173	0,11	0,04	12,8	19
MN_4	57,423834	0,06	0,01	216,5	14
M_4	57,968208	0,11	0,04	276,1	22
MS_4	58,984104	0,08	0,04	261,2	31
S_4	60,000000	0,05	0,02	333,3	29
$2MN_6$	86,407938	0,08	0,01	93,2	9
M_6	86,952313	0,10	0,03	127,7	19
$2MS_6$	87,968208	0,06	0,03	153,9	35

Примечания. 1. Приведены волны с амплитудой, превышающей 95-процентный доверительный интервал. 2. H — амплитуда, см; g — угол положения, град. с.к.о. — значения среднего квадратического отклонения (векторного). Углы положений приведены к нулевому поясу.

Оценки средних значений амплитуд (H) и фаз (g) волны M_2 (в нулевом поясе) и их сезонный ход на ст. имени Е.К. Федорова за период 1962–1968 гг.

Месяц	Средние оценки		Сезонный ход		С.к.о.	
	H , см	g , град.	dH , %	dg , град.	σ_H	σ_g
I	17,81	349,3	–2,7	3,4	0,54	1,74
II	18,00	352,1	–1,7	6,1	0,71	2,28
III	18,02	353,2	–1,6	7,3	0,68	2,15
IV	18,09	352,7	–1,2	6,8	1,33	4,20
V	17,84	352,6	–2,6	6,6	1,46	4,68
VI	18,17	348,3	–0,8	2,3	0,91	2,86
VII	18,95	341,0	3,5	–4,9	0,69	2,08
VIII	19,45	338,6	6,2	–7,3	0,49	1,45
IX	19,63	337,8	7,2	–8,1	0,67	1,95
X	19,00	339,6	3,8	–6,3	0,39	1,17
XI	18,04	342,4	–1,5	–3,5	0,41	1,31
XII	17,84	345,5	–2,6	–0,4	0,77	2,46

поненты $H\cos g$ и $H\sin g$. По ним рассчитывалась стандартная ошибка для амплитуды σ_H и затем для фазы σ_g .

Из данных табл. 3 следует, что на ст. имени Е.К. Федорова сезонный ход волны M_2 имеет классический вид — наибольшие амплитуды наблюдаются в летний период, в августе–сентябре (больше нормы на 6–7 %), и в эти же месяцы прилив приходит раньше по времени (в среднем на 15 мин). Однако это средний сезонный ход, а в действительности наблюдаются вариации этого хода до месяца в ту или другую часть года.

Способ калибровки применялся нами иногда не ко всей годовой серии, а к тем месяцам года, где наблюдались аномальные отклонения в амплитуде и/или фазе. Это делалось для максимального сохранения исходных наблюдений в первоначальном виде.

Например, в значении фазы (угле положения) за 1969 г. видно аномальное уменьшение (рис. 2б). В форме стандартной таблицы ТГМ-1 время наблюдений указано в целые часы, но на самом деле, как записано в техническом деле (фонды ААНИИ), время измерений было установлено начальником станции для «удобства работы» с отклонением +30 мин после часа. Но зачастую такие записи вообще не делались. На самом деле, как следует из результатов месячных анализов, время измерений менялось произвольным образом. К этому надо добавить, что в некоторые годы, а как часто — осталось неизвестным, применялась установка с недельной мареограммой записи колебаний уровня.

На рис. 3 показан пример аномального хода амплитуды и фазы (угла положения) волны M_2 в 1973 г. Амплитуда существенно занижена с января по октябрь, а в ноябре–декабре имеет совсем нереальную величину (около 8 см). Видно по кривым наблюдаемой и средней сезонной фаз (рис 3б), что расхождение между ними составило за январь–апрель в среднем $20,7^\circ$ (около –43 мин), за май–сентябрь уменьшилось до 15° (–31 мин) и в октябре–декабре составило только 10° (–20 мин). Именно эти поправки в соответствующие интервалы были введены во временной ряд до амплитудной калибровки приливов. При этом применялась скользящая полиномиальная регрессия по 3 точкам ряда.

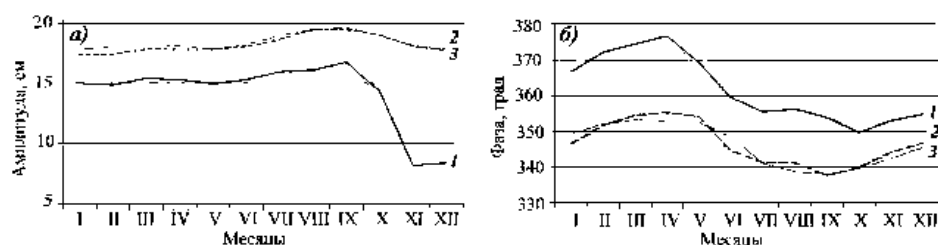


Рис. 3. Временной ход месячных оценок амплитуды (а) и фазы (б) волны M_2 на ст. имени Е.К. Федорова в 1973 г. исходных наблюдений (1), после калибровки уровня (2) и в среднем (норма) за 1962–1968 гг. (3).

Средние годовые оценки амплитуды и фазы волны M_2 до и после калибровки уровня приведены в табл. 4 для периода 1969–1993 гг. За этот период из 9131 суток наблюдений пропуск в данных составил 300 сут (3,3 %), а число исправленных данных достигло 822 сут (9,0 %). В целом число пропусков и брака составило 1122 сут (12,3 %).

Таблица 4

Средние за год значения амплитуды H (см) и фазы g (угла положения) волны M_2 (в градусах по нулевому поясу) до и после калибровки на ст. имени Е.К. Федорова за 1969–1993 гг.
Распределение количества случаев брака и пропусков в исходных рядах уровня

Год	Число суточного брака с пропусками	Наблюдения		Калибровка	
		H	g	H	g
1969	19	17,55	<u>333,9</u>	17,96	345,4
1970	10	16,62	348,9	18,24	348,7
1971	42	12,33	350,2	18,15	351,5
1972	53	15,05	<u>364,0</u>	18,04	346,4
1973	22	14,09	<u>362,4</u>	18,19	346,2
1974	194	10,79	<u>351,0</u>	18,22	346,6
1975	159	14,88	<u>349,6</u>	18,51	348,6
1976	24	13,46	<u>347,4</u>	18,19	347,3
1977	38	13,74	<u>355,1</u>	18,27	348,9
1978	66	15,04	<u>357,2</u>	18,02	351,3
1979	55	12,48	348,1	17,85	348,5
1980	76	12,79	347,4	18,15	347,3
1981	22	13,07	<u>341,7</u>	18,04	346,4
1982	18	12,22	<u>353,5</u>	18,13	353,0
1983	15	11,60	348,2	18,23	348,1
1984	20	9,68	343,9	18,17	344,0
1985	66	14,30	342,3	17,88	344,8
1986	19	16,31	<u>351,0</u>	18,07	348,4
1987	9	16,09	<u>356,1</u>	18,07	350,6
1988	20	15,48	<u>341,2</u>	18,08	346,5
1989	13	15,61	<u>337,7</u>	18,12	346,6
1990	8	15,46	<u>335,2</u>	18,26	346,8
1991	22	15,71	<u>342,2</u>	18,18	345,3
1992	35	15,24	<u>337,0</u>	18,09	347,0
1993	97	16,16	<u>336,7</u>	18,16	347,0

Примечание. Жирным шрифтом выделены аномальные значения амплитуды. Подчеркнуты аномальные значения фазы (иногда явные внутри года).

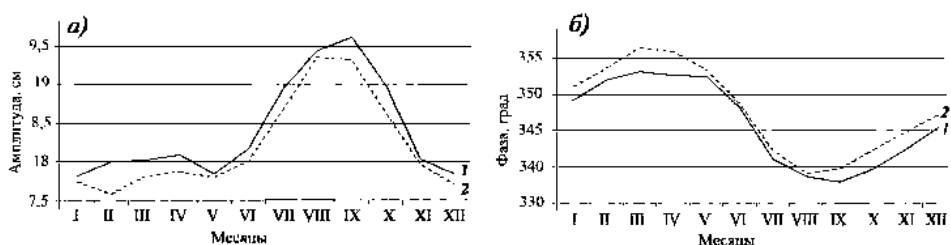


Рис. 4. Средний сезонный ход амплитуды (а) и фазы (б) волны M_2 за период 1962–1968 (1) и 1975–1993 гг. (2).

Из данных табл. 4 видно, что калибровка уровня по амплитуде была произведена по всем годовым сериям с 1970 по 1993 г. Интерполяция по фазе применялась для 17 годовых серий из 25. Обратим внимание, что в 1969 г., когда наблюдения вели только по рейке футштока, амплитуда волны по наблюдениям была в норме, но наблюдался сдвиг фазы, о котором упоминалось выше, вследствие изменения времени измерений. С 1970 г. начались не обеспеченные в полном объеме контрольными измерениями по рейке футштока искаженные наблюдения.

В работе (Войнов, 2015) указывалось, что надежность способа калибровки приливов основана на условии постоянства констант приливов в многолетнем плане. Имеющиеся у нас оценки многолетней изменчивости констант основных волн приливов на ст. Югорский Шар и ст. Амдерма показали отсутствие значимых трендов в 60–90-е гг. XX в. (рис. 2). Исправленные константы прилива волны M_2 на ст. имени Е.К. Федорова (см. табл. 4) также подтверждают этот вывод, хотя в определенной степени новые сведения являются зависимыми от принятой модели прилива и нормы среднего сезонного хода.

На рис. 4 для сравнения с ранее приведенным периодом оценки сезонной изменчивости за 1962–1968 гг. (табл. 3) приведен средний сезонный ход констант волны M_2 за период в 19 лет после калибровки наблюдений (1975–1993 гг.).

Как видно из хода кривых на рис. 4, наблюдаются некоторые различия как в ходе амплитуд, так и в ходе фаз, но они и должны быть вследствие неодинаковых во времени периодов и числе лет расчета средних. В ходе амплитуд максимальная разница между ними не превышала 0,4 см в феврале, а в средних за весь период значениях всего 0,2 см. Это различие не является значимым согласно критерию Стьюдента. В ходе фаз (рис. 4б) максимум разности наблюдается в марте и равен 3° , а в средних за периоды составляет $1,8^\circ$. Это значение по оценке с помощью критерия Стьюдента (t) не является значимым.

НОВЫЕ ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЛИВОВ НА СТАНЦИЯХ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

На основании новых результатов были рассчитаны некоторые негармонические постоянные приливов, которые представлены в табл. 5. Критерий Дуванина определялся как отношение амплитуд волн $H_{k1} + H_{O1}/H_{M2}$, а критерий Куртье по отношению амплитуд волн $H_{k1} + H_{O1}/H_{M2} + H_{S2}$. Для критерия Дуванина тип прилива считается полусуточным, если значение критерия не выше 0,5. При нахождении этого значения в пределах $> 0,5$ и $< 2,0$ тип прилива определяется как неправильный полусуточный. Согласно данным табл. 5, средние месячные значения для всех месяцев года и средние значения за год критерия Дуванина для всех станций не превышали значения

Таблица 5

**Значения критериев Дуванина и Куртье, величин отношений H_{M4}/H_{M2}
на ст. Болванский Нос (Б), Югорский Шар (Ю), Амдерма (А),
рассчитанные как средние за период 19 лет (1962–1980 гг.)**

Месяц	Критерий Дуванина			Критерий Куртье			Отношение H_{M4}/H_{M2}		
	Б	Ю	А	Б	Ю	А	Б	Ю	А
I	0,470	0,454	0,452	0,333	0,322	0,318	0,0084	0,0037	0,0078
II	0,446	0,447	0,431	0,319	0,319	0,305	0,0073	0,0021	0,0082
III	0,447	0,439	0,431	0,321	0,315	0,307	0,0067	0,0036	0,0061
IV	0,445	0,413	0,414	0,318	0,299	0,293	0,0050	0,0068	0,0077
V	0,500	0,469	0,454	0,356	0,337	0,321	0,0039	0,0084	0,0072
VI	0,483	0,474	0,448	0,340	0,335	0,312	0,0088	0,0069	0,0121
VII	0,437	0,462	0,396	0,304	0,323	0,274	0,0048	0,0021	0,0063
VIII	0,440	0,469	0,404	0,306	0,325	0,278	0,0057	0,0053	0,0073
IX	0,440	0,512	0,419	0,307	0,356	0,288	0,0041	0,0026	0,0099
X	0,416	0,430	0,381	0,289	0,299	0,263	0,0069	0,0026	0,0097
XI	0,422	0,452	0,415	0,294	0,314	0,286	0,0078	0,0005	0,0093
XII	0,443	0,444	0,432	0,312	0,313	0,302	0,0056	0,0011	0,0088
Среднее	0,449	0,455	0,423	0,316	0,321	0,295	0,0062	0,0038	0,0084

0,5 (одно исключение имеется для сентября в Югорском Шаре), то есть прилив в течении годового цикла оставался полусуточным. Это не противоречит имевшимся ранее представлениям о характере приливов в юго-западной части Карского моря (Войнов, 1999).

На самом деле при просмотре предвычисленных рядов на станциях (также и кривых хода уровня моря при отсутствии сгонно-нагонных колебаний) обнаружился при определенных астрономических условиях неправильный полусуточный тип хода кривых прилива. Полусуточный тип хода прилива сохраняется только при условии развития сизигийных приливов, а в остальные сутки проявляется суточное неравенство двух последовательных полных вод (и/или двух малых вод), наиболее заметное при развитии тропических приливов.

Если опираться на критерий Куртье, то согласно ему при значении отношения более 0,25 и менее 1,50 прилив является смешанным, преимущественно полусуточным.

По данным табл. 5 на всех станциях и везде в годовом цикле значение критерия Куртье более 0,25, то есть прилив не является полусуточным. Получается, что критерий Куртье в нашем случае дает более правильное определение типа прилива, чем критерий Дуванина. На основании новых данных, приведенных в табл. 5, мы должны считать приливы в юго-западной части Карского моря не полусуточными, а *смешанными, преимущественно полусуточными*. По-видимому, при величине отношения амплитуды волны S_2 к амплитуде волны M_2 более 0,4 (значения этих отношений для трех станций равны 0,42–0,43) критерий Дуванина не дает точного разделения типов прилива.

Еще одним важным выводом из данных табл. 5 является отсутствие какой-либо периодичности в годовом ходе значений критериев Дуванина или Куртье на всех станциях. Также нет значимых различий между зимним и летним периодами. Это означает, что значимого изменения критериев внутри года не выявляется. В свою

очередь это говорит об отсутствии гашения полусуточных приливов под действием ледяного покрова (дрейфующего льда или местного припая) в зимний период.

Этот вывод подтверждается также отсутствием значимого изменения величины отношения амплитуды волны M_4 к амплитуде волны M_2 в годовом цикле. Мелководные волны более чувствительны к влиянию ледяного покрова по сравнению с суточными и полусуточными волнами. Однако значимых различий величины отношения волн H_{M_4}/H_{M_2} между зимним и летним периодами не видно.

СЕЗОННЫЙ ХОД ПОЛУСУТОЧНЫХ ПРИЛИВОВ ВОЛН M_2 , S_2 , N_2 И СУТОЧНЫХ ПРИЛИВОВ ВОЛН K_1 , O_1 В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

Уже в 30-е гг. XX в. было известно о наличии сезонной изменчивости приливов в Карском море (Коптева и др., 1952). Но первые оценки этой изменчивости были малодостоверными и носили случайный характер. Дело в том, что вследствие большого разброса (значений с.к.о.) результатов анализа приливов из месячных серий для получения устойчивого сезонного хода амплитуд и фаз какой-либо основной волны прилива требуются многолетние наблюдения. Первые достоверные оценки сезонного хода всех основных волн приливов в Карском море в п. Амдерма были представлены в (Войнов, 1999). Значения средних месячных оценок амплитуд и фаз основных волн полусуточных и суточных приливов в годовом цикле рассчитаны нами за период 1962–1980 гг. для ст. Болванский Нос, Югорский Шар, Амдерма. Они представлены на рис. 5 и рис. 6.

Априори следует ожидать близкого по характеру изменения кривых сезонного хода констант полусуточных волн на трех станциях, как расположенных в одном районе Карского моря, однородном по гидрометеорологическим условиям. Однако в сезонном ходе амплитуд волн M_2 , S_2 , N_2 наблюдаются значимые различия между станциями и между волнами (рис. 5а). В ходе кривых волны M_2 очень слабо выражен годовой ход в Югорском Шаре и наиболее ярко — в Болванском Носе. Для волны S_2 наблюдается близкое соответствие между станциями. Но для волны N_2 отчетливо видна полугодовая периодичность в амплитудах, отсутствующая в волнах M_2 и S_2 . По-видимому, эта периодичность является ложной, возникающей от влияния волны Na_2 , имеющей угловую скорость, близкую к волне v_2 , которая отделяется от волны N_2 в результатах анализа месячных серий по теоретическим соотношениям. Второстепенная волна Na_2 составляет 6–7 % основной волны N_2 . На фоне малой величины амплитуды волны N_2 (3 см) этого достаточно для создания полугодовой периодичности в результатах анализа из месячных серий.

В сезонном ходе фаз полусуточных волн M_2 , S_2 , N_2 наблюдаются общие черты: везде присутствует годовая периодичность, а максимумы (март–апрель) и минимумы (август) практически совпадают (рис. 5б). В целом на акватории в юго-западной части Карского моря согласно классификации, предложенной в работе (Войнов, 2003), наблюдается 1-й классический тип сезонного хода полусуточного прилива с максимумом амплитуды и минимумом фазы в июле–августе. При этом увеличение амплитуд полусуточных волн в летний период (июль–август) составляет 7–11 % среднегодовой величины (нормы), а уменьшение их в зимний период (март–апрель) достигает 6–8 % относительно нормы. В сезонном ходе фаз полусуточных волн увеличение фазы в марте–апреле составляет 6–8° от нормы, а уменьшение наблюдается в августе (в среднем) и равно 8–10° среднегодовой нормы.

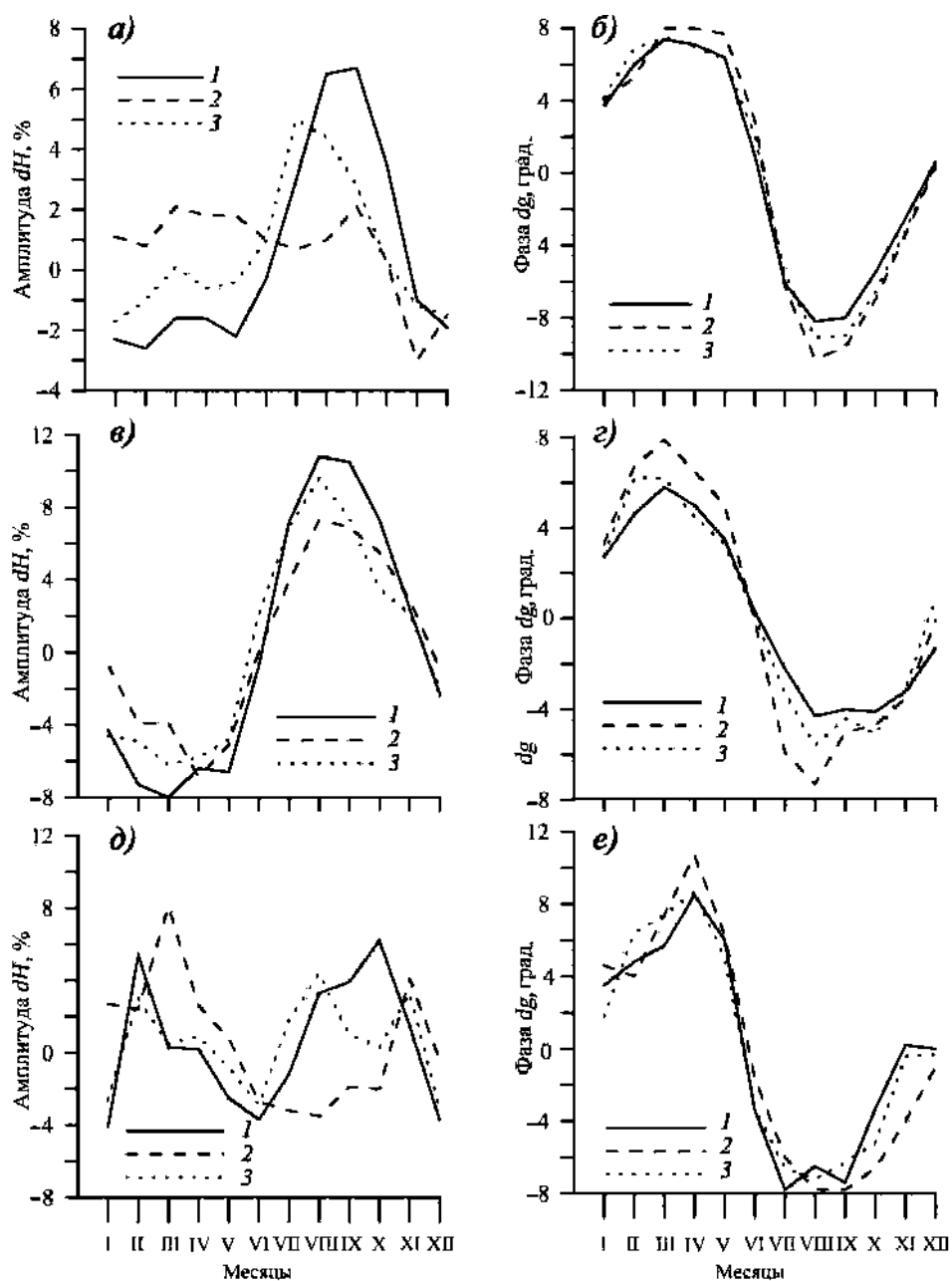


Рис. 5. Сезонный ход относительных амплитуд dH (а, в, д) и разности фаз dg (б, г, е) волн M_2 (а, б), S_2 (в, г), N_2 (д, е) в юго-западной части Карского моря. 1 — Болванский Нос, 2 — Югорский Шар, 3 — Амдерма.

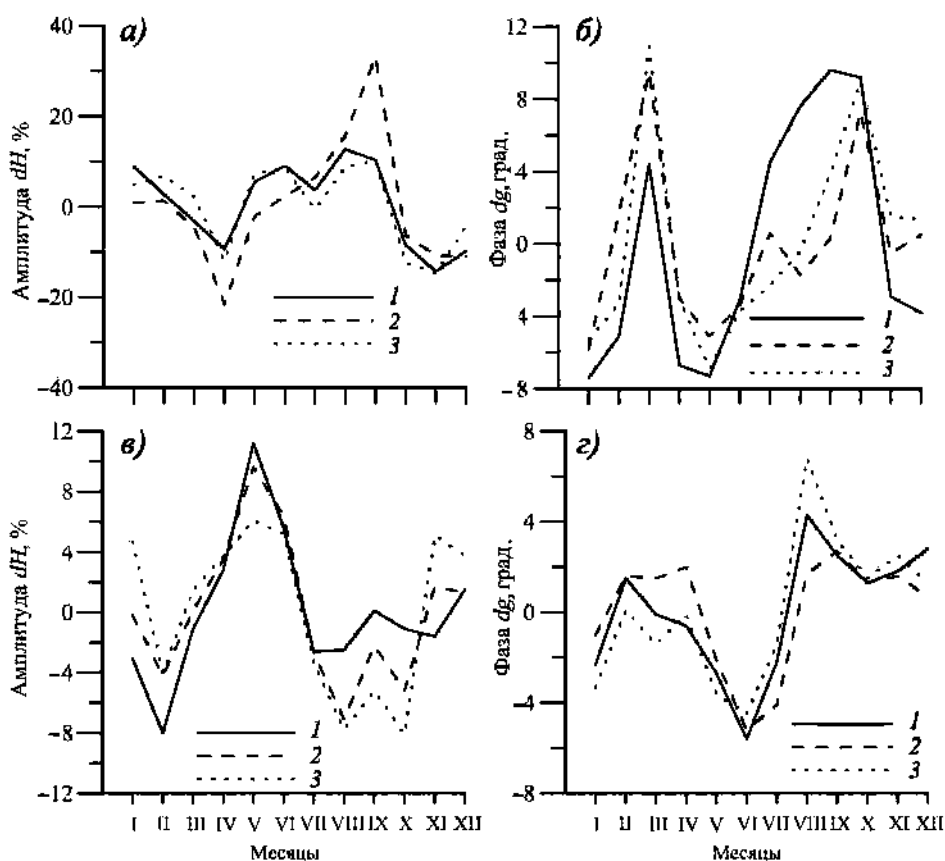


Рис. 6. Сезонный ход относительных амплитуд dH (а, в) и разности фаз dg (б, г) волн K_1 и O_1 в юго-западной части Карского моря. 1 — Болванский Нос, 2 — Югорский Шар, 3 — Амдерма.

В кривых сезонного хода амплитуд суточных волн K_1 и O_1 (рис. 6а) плохо выражен годовой ход, или вследствие присутствия более коротких периодов вид кривых становится неопределенным. В сезонном ходе фаз суточных волн наблюдается полугодовая периодичность, но с различием наступления максимумов между ними (рис. 6б). В целом между кривыми сезонного хода амплитуд и фаз суточных волн K_1 и O_1 не наблюдается соответствия. Нет соответствия вида и характера хода этих кривых с полусуточным приливом. Позволяет ли такой результат говорить о разной физической природе формирования сезонного хода полусуточных и суточных волн прилива? Однозначно и полностью ответить на этот вопрос в настоящее время затруднительно.

Дело в том, что, как показано в (Войнов, 1999), при выделении волны K_1 во втором приближении используется стандартное разделение по теоретическим соотношениям. При этом не учитывается влияние волны S_1 , которая близка по угловой скорости к волне P_1 (табл. 2). Вклад второстепенной волны S_1 составляет 6–8 % амплитуды основной волны K_1 . Наибольшее влияние волны S_1 проявляется на ст. Югорский Шар (рис. 6а), где величина этой волны равна 0,3 см (около 8 % основной волны).

В группе прилива O_1 также присутствуют волны со значимой амплитудой, как MP_1 и MS_1 , которые не отделяются в стандартных анализах, но вызывают ложные полугодовые периодичности в обычных результатах анализа по месячным сериям. Возможно, что учет приведенных второстепенных волн для очищения результатов волн K_1 и O_1 позволит получить более правильные сведения о сезонном ходе суточных волн.

**ТОНКАЯ СТРУКТУРА ПРИЛИВОВ НА СТ. ИМЕНИ Е.К. ФЕДОРОВА
И СТ. ЮГОРСКИЙ ШАР ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
ПО МЕТОДУ НАИМЕНЬШИХ КВАДРАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПЕРИОД 1962–1985 гг.**

Самую полную оценку достоверности исправленных рядов дает оценка тонкой структуры приливов из наблюдений за нодальный период. Подробное изложение процедуры анализа многолетних рядов в 19 и более лет дано в (Войнов, 1999, 2006, 2011). Здесь мы сравнили константы гармоник второстепенных волн с наибольшей амплитудой в потенциале, от которых зависит расчет нодальной коррекции, с таковыми, полученными для ст. Югорский Шар, за почти одинаковый период 1962–1985 гг. Если сами значения констант гармоник второй и третьей степени близки между собой (обе станции расположены в одной акватории Карского моря), а соотношения амплитуд по наблюдениям соответствуют соотношениям по потенциалу, то нашей методике исправления рядов следует доверять. Также и результаты оценки тонкой структуры приливов можно считать достоверными.

В табл. 6 приведены значения амплитуд и фаз (углов положений) для основных волн в группах Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 , OO_1 , N_2 , M_2 , K_2 и второстепенных гармоник от второй

Таблица 6

Средние значения амплитуд (H) и углов положений (g) основных и второстепенных гармоник второй степени потенциала в группах суточных и полусуточных приливов и отношения их амплитуд по наблюдениям и по теории

Гармоника	Угловая скорость, град./ч	Наблюдения		$H_{ст}$, см	Отношение амплитуд	
		H , см	g , град.		наблюдения	теория
Q_1	13,398660	1,459/1,723	241,6/238,1	1,2229	0,161/0,205	0,1886
$Q_{1,N'}$	13,396454	0,234/0,353	233,5/234,9	0,2307		
O_1	13,943035	4,580/4,605	325,1/323,0	6,3878	0,186/0,199	0,1886
$O_{1,N'}$	13,940829	0,851/0,917	314,2/322,4	1,2047		
P_1	14,958931	1,337/1,317	96,1/99,4	2,9728	0,071/0,042	0,0112
$P_{1,N'}$	14,956724	0,096/0,056	181,9/279,1	0,0334		
K_1	15,041068	3,544/3,906	108,3/113,7	8,9840	0,107/0,123	0,1356
$K_{1,N'}$	15,043275	0,380/0,481	115,3/115,3	1,2183		
OO_1	16,139101	0,228/0,211	303,8/292,3	0,2750	0,495/0,382	0,6404
$OO_{1,N'}$	16,141308	0,113/0,080	317,2/304,4	0,1761		
N_2	28,439729	2,945/2,966	317,6/329,9	0,5233	0,033/0,036	0,0373
$N_{2,N'}$	28,437523	0,097/0,108	324,0/314,6	0,0195		
M_2	28,984104	18,175/18,814	347,5/360,5	2,7333	0,034/0,025	0,0373
$M_{2,N'}$	28,981898	0,625/0,464	3,1/4,3	0,1020		
K_2	30,082137	2,186/2,179	42,4/56,7	0,3459	0,314/0,317	0,2981
$K_{2,N'}$	30,084343	0,686/0,690	36,9/52,6	0,1031		

Примечание. В графе наблюдения значения для H и g в числителе относятся к ст. имени Е.К. Федорова, а в знаменателе — к ст. Югорский Шар.

степени потенциала. Последние не имеют стандартных обозначений, но в их аргументах присутствует долгота узла лунной орбиты N , поэтому эти гармоники имеют этот индекс. Для разделения основных и второстепенных волн в этих группах требуются ряды наблюдений не менее 18,6 года.

Как видно из данных табл. 6, для основных суточных и полусуточных волн между значениями амплитуд и фаз между станциями если и наблюдаются, то небольшие естественные различия вследствие влияния местных условий на распространение конкретной волны прилива между ними. В целом такие же различия наблюдаются в значениях амплитуд и фаз второстепенных волн (гармоник второй степени потенциала).

Среднее из значений отношений амплитуд по наблюдениям к амплитудам по теории потенциала из 7 пар (кроме волны P_1) составило 0,895. Аналогичное значение для ст. Югорский Шар равно 0,907.

В идеальном случае это отношение будет равно 1, но следует иметь в виду, что у всех волн прилива есть мелководные двойники (Войнов, 2006, 2011), которые нарушают теоретические результаты.

Для гармоник третьей степени потенциала, вследствие их малости по теории потенциала, надежные результаты можно получить для крайне ограниченного списка волн. В качестве примера приведем наши результаты по группе суточного прилива NO_1 , где по теории потенциала находится наибольшая по величине гармоника M_1 третьей степени (они даны в табл. 7).

Таблица 7

Средние значения амплитуд (H) и углов положений (g) основных и второстепенных гармоник 3-й степени потенциала в группе суточного прилива NO_1 и отношения их амплитуд по наблюдениям и по теории

Гармоника	Угловая скорость град/ч	Наблюдения		$H_{ст}$, см	Отношение амплитуд		R
		H , см	g , град.		наблюдения	теория	
NO_1	14,496694	0,198/0,174	23,1/19,2	0,5023			
$NO_{1,N'}$	14,489845	0,036/0,054	291,6/236,6	0,0220	0,1800	0,0438	4,110
M_1	14,492052	0,514/0,517	257,5/259,6	0,1484	2,5976	0,2954	8,794

Примечание. В графе наблюдения значения для H и g в числителе относятся к ст. имени Е.К. Федорова, а в знаменателе — к ст. Югорский Шар. R — отношение амплитуд по наблюдениям к теории.

Прежде всего отметим близкое соответствие амплитуд и фаз волн в группе прилива NO_1 между ст. имени Е.К. Федорова и ст. Югорский Шар. Некоторое различие между углами положений видно у гармоники третьей степени $NO_{1,N'}$, но амплитуда этих волн находится на пороге 90-процентного доверительного интервала.

Наиболее значительным результатом является факт, выявленный ранее для Баренцева и Карского морей (Войнов, 2011), что суточный прилив M_1 здесь существенно больше основного прилива группы NO_1 , а это противоречит теории потенциала (табл. 7).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ИСХОДНЫХ И ИСПРАВЛЕННЫХ РЯДОВ

Представляет интерес степень различия между исходными и исправленными рядами. Проведем ее оценку с помощью стандартных статистических характеристик и установим их статистическую значимость. По нашей оценке дисперсия прилива без

**Основные статистические характеристики исходного и исправленного
ежечасных годовых рядов за 1973 г. и соответствующих остаточных рядов
(наблюдения минус предвычисления)**

Ряды	Среднее	Максимум	Минимум	Дисперсия	<i>A</i>	<i>E</i>	Квартиль
Исходный	173,1	244	102	467,14	−0,016	−0,036	159,0/188,0
Исправленный	172,9	250	98	553,79	0,042	−0,181	156,7/188,9
Остаточный	0,0	56	−49	243,96	0,039	0,093	−10,32/10,12
Остаточный исправленный	0,0	58	−50	248,21	0,048	0,159	−10,06/10,03

Примечание. *A* — коэффициент асимметрии ряда с ошибкой $\pm 0,026$. *E* — коэффициент эксцесса ряда с ошибкой $\pm 0,052$. Ошибки одинаковы для всех рядов, так как зависят только от длины ряда. Квартили нижний и верхний (соответственно квантили 0,25 и 0,75) приведены в виде дроби. Число значений каждого ряда равно 8760.

гармоник, описывающих сезонный ход колебаний суммарного уровня, составила за период 1962–1993 гг. в среднем 43 %. В разные годы изменчивость дисперсии прилива в зависимости от астрономических условий и степени развития неперiodических колебаний находилась в пределах 31–55 %.

В качестве показательного ряда рассмотрим ежечасную годовую серию за 1973 г. В этом году дисперсия прилива была близка к средней и равна 44 %.

Из данных табл. 8 следует, что значения средних исходного и исправленного рядов практически не различаются (по *t*-критерию Стьюдента с 95 %-м доверительным интервалом). Этот факт следует из особенности процедуры обработки по способу калибровки (Войнов, 2015). Максимумы и минимумы в исходном и исправленном рядах различаются существенно, но в соответствующих остаточных рядах не значимо. В последнем случае проявляются особенности обработки по методу МНК. Степень выделения и исключения прилива почти одинакова в исходном и исправленном рядах, несмотря на различия в амплитудах волн прилива. Поэтому остаточные ряды получаются близкими по форме кривых. Расхождения в остаточных рядах видны только на интервалах замены брака. Однако в целом дисперсии сравниваемых рядов различаются существенно по *F*-критерию Фишера с 95 %-м доверительным интервалом. Здесь отметим интересную черту остаточных рядов после исправления. В их спектрах не проявляется пик на частоте волны M_2 , который всегда присутствует в неисправленных рядах с ошибками времени измерений.

Значения коэффициентов асимметрии всех сравниваемых рядов не выходят за значимые границы ошибок. Значения коэффициентов эксцесса в исправленных рядах существенно отличаются от исходных рядов, что свидетельствует об изменении вида распределения кривой от нормального распределения.

Проверка критерием согласия показывает, что годовые серии обоих рядов не подчиняются нормальному распределению. На уровне месячных серий различия проявляются более резко. Так, для исходного ряда за 1973 г. нормальное распределение имеют месячные серии за май, август, сентябрь и ноябрь, а для исправленного ряда — за май, июнь, июль и сентябрь.

Для определения статистически значимого различия двух рядов были применены ряд критериев. Это *t*-критерий, критерий Тьюки, критерий Брауна–Форсайта, критерий Левена, а также непараметрические критерии: критерий знаков и критерий Вилкоксона (Кобзарь, 2006).

Наблюдается значимость различия дисперсии годовых рядов, так как обработка увеличивает дисперсию исходного ряда. Для месячных серий наблюдается сильная межмесячная изменчивость критериев. Критерии сравнения средних (t-критерий и Тьюки) показывают отсутствие изменения средних для всех месяцев, кроме ноября (в этом месяце было 6 сут брака). При этом результаты непараметрических критериев показывают незначимое различие средних для всех месяцев. Что касается дисперсии, то незначимые изменения дисперсии наблюдаются только в январе и марте 1973 г. (в эти месяцы брака не было).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании результатов гармонического анализа многолетних наблюдений за уровнем моря в юго-западной части Карского моря, приведенных к однородным рядам, получены новые выводы о формировании и характере приливов. Временной ход наблюдений за уровнем моря на ст. Болванский Нос, Югорский Шар и Амдерма показал, что приливы здесь по типу развития являются не полусуточными, как считалось ранее, а смешанными, преимущественно полусуточными. Критерий Куртье здесь правильно определяет тип прилива, а критерий Дуванина дает ненадежный результат.

Внутригодовой ход значений критериев типа прилива (Дуванина и Куртье), рассчитанных как средние месячные за 19 лет на трех станциях, не подтверждает наличия закономерной изменчивости их между летним и зимним периодами. Также не обнаруживается достоверных различий в значениях средних месячных отношений за 19 лет амплитуд волны M_4 к амплитуде волны M_2 в годовом цикле. Это косвенно свидетельствует об отсутствии значимого влияния дрейфующего льда на параметры прилива.

Впервые представлены кривые сезонного хода амплитуд и фаз полусуточных волн M_2 , S_2 , N_2 и суточных волн K_1 и O_1 на ст. Болванский Нос и Югорский Шар. Характер изменения кривых годового хода констант полусуточных волн отражает наличие общих черт изменчивости, но наблюдаются и различия между станциями и между волнами прилива. При этом различия присутствуют в годовом ходе амплитуд волн и практически отсутствуют в годовом ходе фаз волн. За исключением сезонного хода амплитуды волны N_2 , общей чертой всех кривых является годовая периодичность изменчивости амплитуд и фаз полусуточных волн (рис. 5). При этом увеличение амплитуд полусуточных волн в летний период (июль–август) составляет 7–11 % среднегодовой величины (нормы), а уменьшение их в зимний период (март–апрель) достигает 6–8 % относительно нормы. В сезонном ходе фаз полусуточных волн увеличение фазы в марте–апреле составляет 6–8 градусов от нормы, а уменьшение наблюдается в августе (в среднем) и равно 8–10 градусам среднегодовой нормы.

В сезонном ходе кривых суточных волн K_1 и O_1 нет такой согласованной картины изменчивости амплитуд и фаз в годовом цикле. Эта изменчивость носит разный характер между волнами K_1 и O_1 и также не соответствует сезонному ходу полусуточных волн. Выше была предложена гипотеза о влиянии ряда второстепенных волн, не принимаемых во внимание в стандартном втором приближении для отделения от них основной волны. Здесь, по-видимому, следует провести эксперименты.

Достоверность приливных характеристик, полученных по исправленным временным рядам, подтверждается результатами анализа тонкой структуры приливов за период 24 года (1962–1985 гг.). Во-первых, наблюдается соответствие соотношений амплитуд основных и второстепенных волн второй степени потенциала между на-

блюдениями и приливным потенциалом. Эти соотношения близки к таковым, полученным для ст. Югорский Шар, расположенной поблизости. Во-вторых, совпадают особенности аномального увеличения амплитуды лунного суточного прилива M_1 (прилив третьей степени) на ст. Болванский Нос и ст. Югорский Шар.

Оценка различий между исходными и исправленными рядами, выполненная с помощью статистических критериев, показала несущественное различие величин средних рядов в годовых сериях. Но в значениях дисперсий обоих рядов отмечается существенное различие. Это связано с принципами обработки по способу калибровки прилива (Войнов, 2015). На уровне месячных серий различия могут быть более существенные, что зависит от количества исправленных данных (включая пропуски) в этих сериях.

Таким образом, нами установлены новые черты приливных колебаний в юго-западной части Карского моря, которые дополняют общую картину формирования приливов. Значения гармонических постоянных прилива, предложенные в работе, могут быть использованы для предвычисления приливных колебаний с описанием сезонного хода основных волн прилива и расчета характеристик прилива в научных и практических целях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Войнов Г.Н. Приливные явления в Карском море. СПб.: Изд-во Русского географического общества, 1999. 109 с.
- Войнов Г.Н. О новой интерпретации сезонной изменчивости приливов арктических морей России // Метеорология и гидрология. 2003. № 9. С. 59–70.
- Войнов Г.Н. Гармонический анализ приливов за нодальный период 18,61 года (на примере п. Амдерма) // Метеорология и гидрология. 2006. № 1. С. 60–75.
- Войнов Г.Н. Аномальные суточные приливы третьей степени потенциала в Баренцевом и Карском морях // Доклады академии наук. 2011. Т. 438. № 2. С. 271–274.
- Войнов Г.Н. О качестве многолетних наблюдений за уровнем на стационарной сети в прибрежной зоне морей северо-запада и арктических морей России // Тр. ГОИН. 2013. Вып. 214. С. 223–236.
- Войнов Г.Н. Способ приведения ежечасных наблюдений за уровнем моря к однородным рядам с помощью калибровки приливов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 68–80.
- Кобзарь А.И. Прикладная математическая статистика. М.: Физматлит, 2006. 814 с.
- Коптева А.В., Бутенко А.К., Иванова З.К. Материалы по изучению приливов арктических морей СССР // Тр. АНИИ. 1952. Т. 42. Вып. VII. Карское море. 536 с.
- Voinov G.N. Structure of the tide in Amderma according to the results of a harmonic analysis of sea level observations for a 19-year period from 1962 to 1980 // Proc. of the Russian-Norwegian workshop 95. St.-Pb. Russia. 28.02–02.03 1995. Oslo, 1997. P. 176–178.

G.N. VOINOV, A.K. NAUMOV

THE TIDES IN THE SOUTH-WESTERN KARA SEA. TIDES CALIBRATION METHOD EFFECTS

The estimates of the tides harmonic constants are given over the period from 1962 to 1993. They were received using a least square method according to AARI. Quality estimation of the sea level observations was performed. The annual series with bad observations were transformed by

means of tides calibration. The Estimation of the tides fine structure – harmonics of the second and third degree of the potential according to analysis over the period from 1962–1985 was received. The statistical estimations of the sea level in the separate typical years were calculated using initial and corrected series.

Keywords: harmonic constants of the tides at the st. named after E.K. Fedorov, seasonal variation of the M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 tide, estimation of the harmonics of the second and third degree of the potential in daily and semidiurnal groups, statistical estimations of the observed and corrected level fluctuations, Kara Sea.

ОБРАЩЕНИЕ РЕДАКЦИИ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

Уважаемые читатели и авторы журнала!

Сегодня к полярным регионам Земли приковано внимание большого количества ученых из разных областей науки. Прежде всего, это обусловлено происходящими изменениями климата и связанными с ними проблемами адаптации к среде обитания. Чрезвычайно важными представляются вопросы бережного освоения арктических пространств.

С 2018 года мы расширяем научную тематику журнала «Проблемы Арктики и Антарктики / Arctic and Antarctic Research» и будем публиковать статьи, отражающие результаты научных исследований в Арктике и Антарктике, по изучению литосферы, гидросферы и атмосферы, а также о достижениях в областях биологических и общественных наук, включая проблемы и механизмы экологической, экономической и социальной безопасности.

Такая мультидисциплинарность журнала позволит читателям ознакомиться с последними достижениями полярной науки, оценить проблемы, возникающие на стыке наук в полярных районах, и будет способствовать минимизации рисков, возникающих при научном обосновании проектов освоения Арктики.

Для достижения этой цели мы существенно расширили состав редколлегии журнала, в который любезно согласились войти ведущие ученые из разных стран.

Формат и правила издания журнала изменены в соответствии с рекомендациями международных баз научного цитирования (Scopus, WoS).

Приглашаем Вас к сотрудничеству.

Подробная информация о подготовке статей размещена на сайте института в разделе: журнал «Проблемы Арктики и Антарктики».

И.Е. Фролов,
главный редактор

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

Главный редактор – чл.-кор. РАН, И.Е.Фролов
Ученый секретарь редколлегии – канд. биол. наук И.А.Алёхина

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук Г.В. Алексеев, канд. физ.-мат. наук Л.П. Бобылев,
чл.-кор. РАН Н.Б.Вахтин, д-р Т. Вихма (Финляндия), д-р геогр. наук М.Н. Григорьев,
д-р Д. Дивин (Норвегия), чл.-кор. РАН С.А. Добролюбов,
д-р геогр. наук В.В. Иванов, чл.-кор. РАН В.Д. Каминский,
д-р физ.-мат. наук В.М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Б.В. Козелов,
д-р геол.-минерал. наук Г.Л. Лейченко, проф. М. Леппаранта (Финляндия),
канд. геогр. наук В.Я. Липенков, канд. техн. наук В.А. Лихоманов,
академик НАН Беларуси В.Ф. Логинов, д-р геогр. наук А.С. Макаров,
д-р геогр. наук В.Н. Малинин, д-р физ.-мат. наук А.П. Макштас,
проф. А. Марченко (Норвегия), академик РАН Г.Г. Матишов,
д-р геогр. наук Е.У. Миронов, канд. биол. наук А.В. Неелов,
д-р геогр. наук А.Ю. Прошутинский (США), академик РАН О.Н. Пугачев,
канд. геогр. наук В.Ф. Радионов, д-р философии Д. Райно (Франция),
д-р физ.-мат. наук В.А. Рожков, акад. РАН В.А. Румянцев,
д-р техн. наук К.Е. Сазонов, д-р техн. наук К.Г. Ставров, проф. Й. Тиде (Германия),
д-р физ.-мат. наук Л.А. Тимохов, чл.-кор. РАН А.А. Тишков,
д-р физ.-мат. наук О.А. Трошичев, чл.-кор. РАН Н.Н. Филатов,
д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Сборник научных статей
ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
№ 4 (114)

Подписано в печать 11.12.2017
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать цифровая
Печ. л. 7,5
Заказ № 0523716

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

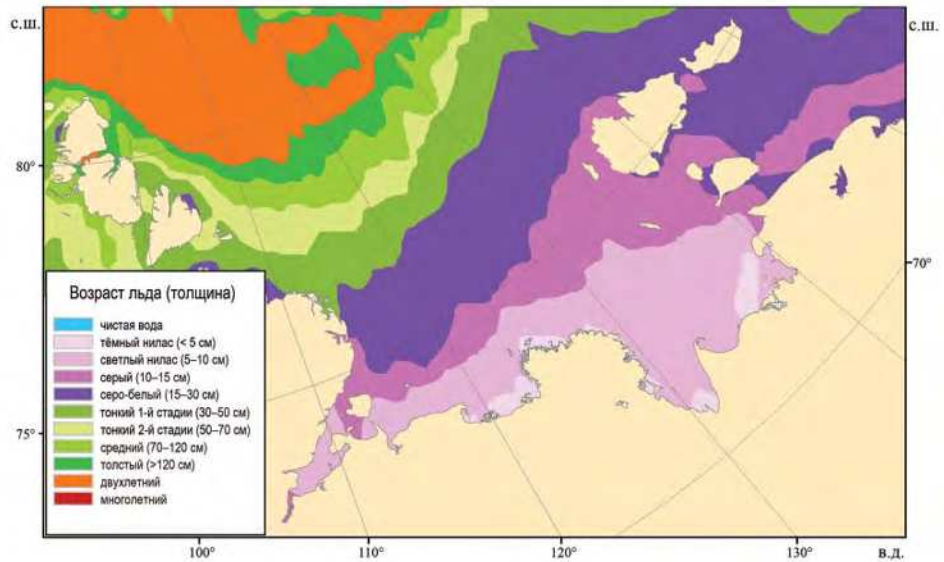


Рис. 2. Распределение льдов различного возраста и толщины в море Лаптевых в октябре.

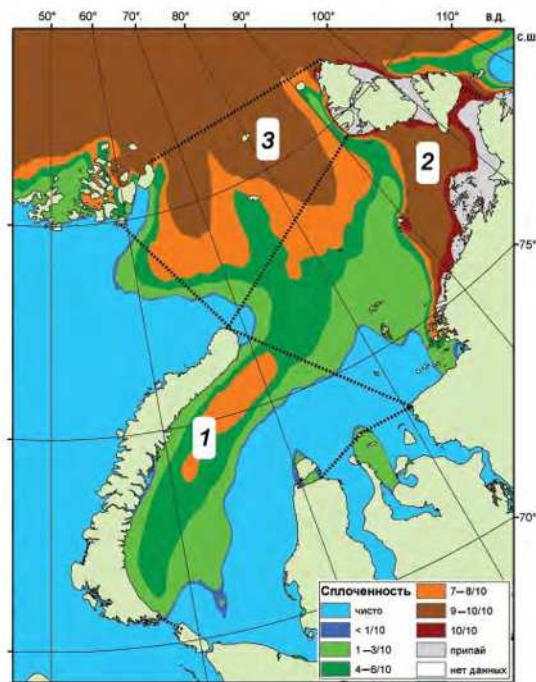


Рис. 2. Положение ледяных массивов Карского моря в июле при легком типе ледовых условий. Штриховые линии — границы районов расположения массивов: 1 — Новоземельского, 2 — Североземельского и 3 — Карского Северного).

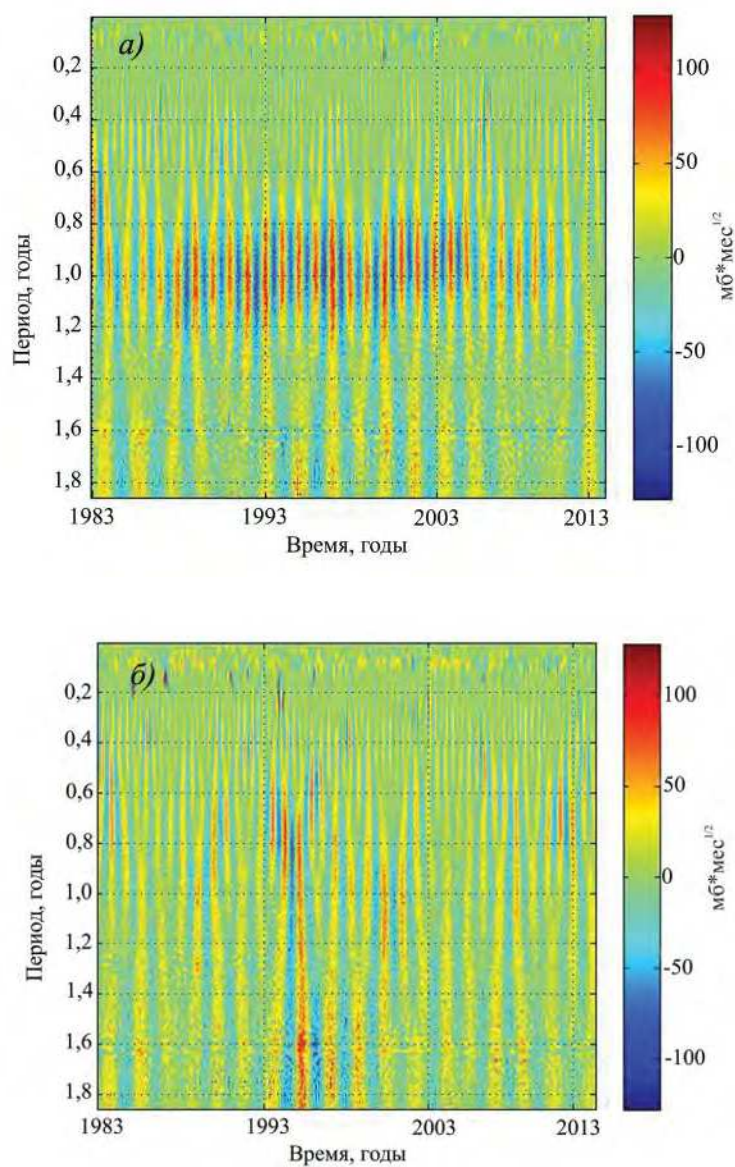


Рис. 4. Спектрограмма вейвлет-коэффициентов, рассчитанных для градиентов между пунктами Данмарксхафн — Нью-Олесунн (а) и Нью-Олесунн — Тромсё (б), в масштабе 1 год.