

ISSN 0555-2648 (Print)
ISSN 2618-6713 (Online)



Проблемы Арктики и Антарктики

Arctic and Antarctic Research

Том 65
№ 1
2019



ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



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



ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Том 65, № 1, 2019

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2019

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».

Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

The journal continues the series of "Arctic Research", founded in 1937.

Four issues per year. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

Главный редактор – чл.-корр. РАН И.Е. Фролов

Ученый секретарь редколлегии – канд. биол. наук И.А. Алехина (тел. (812) 416-4251)

Литературный редактор – Е.В. Миненко

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук Г.В. Алексеев, канд. физ.-мат. наук Л.П. Бобылев, чл.-корр. РАН Н.Б. Вахтин,
д-р Т. Вихма (Финляндия), д-р геогр. наук М.Н. Григорьев, канд. физ.-мат. наук А.И. Данилов,
д-р Д.В. Дивин (Норвегия), чл.-корр. РАН С.А. Добролюбов, **д-р физ.-мат. наук В.В. Иванов**
(зам. главного редактора), **чл.-корр. РАН В.Д. Каминский** (зам. главного редактора),
д-р физ.-мат. наук В.М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Б.В. Козелов, академик РАН В.М. Котляков,
д-р геол.-минерал. наук Г.Л. Лейченко, проф. М. Леппаранта (Финляндия),
канд. геогр. наук В.Я. Липенков (зам. главного редактора), канд. техн. наук В.А. Лихоманов,
академик НАН В.Ф. Логинов (Беларусь), д-р геогр. наук А.С. Макаров, д-р геогр. наук В.Н. Малинин,
д-р физ.-мат. наук А.П. Макштас, проф. А.В. Марченко (Норвегия),
академик РАН Г.Г. Матишов (зам. главного редактора), 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 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 (зам. главного редактора), чл.-корр. РАН А.А. Тишков,
д-р физ.-мат. наук О.А. Трошичев, чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов, д-р геогр. наук К.В. Чистяков

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – corresponding member of the Russian Academy of Sciences

Ivan E. Frolov

Editorial Secretary – Irina A. Alekhina (phone: (812) 416-4251)

Literary Editor – Elena V. Minenko

Members of the editorial board:

G.V. Alekseev, L.P. Bobylev, K.V. Chistyakov, A.I. Danilov, D.V. Divine (Norway),
S.A. Dobrolyubov, N.N. Filatov, M.N. Grigoriev, **V.V. Ivanov** (*deputy of the Editor-in-Chief*),
V.D. Kaminsky (*deputy of the Editor-in-Chief*), V.M. Kattsov, V.M. Kotliakov, B.V. Kozelov,
G.L. Leitchenkov, M. Leppäranta (Finland), V.A. Likhomanov, **V.Ya. Lipenkov** (*deputy of the Editor-in-Chief*),
V.F. Loginov (Belarus), A.S. Makarov, A.P. Makshtas, V.N. Malinin, A.V. Marchenko (Norway),
G.G. Matishov (*deputy of the Editor-in-Chief*), E.U. Mironov, A.V. Neelov, A.Yu. Proshutinsky (USA),
O.N. Pugachev, V.F. Radionov, D. Raynaud (France), V.A. Rozhkov, V.A. Rumiantsev, K.E. Sazonov,
K.G. Stavrov, **L.A. Timokhov** (*deputy of the Editor-in-Chief*), J. Tiede (Germany), A.A. Tishkov,
O.A. Troshichev, N.B. Vakhtin, T. Vihma (Finland)

Оригинал-макет и подготовка к печати: А.А. Меркулов. Англоязычное редактирование: Д.Г. Хвостенко.

Свидетельство о регистрации печатного издания ПИ № ФС 77-73644 от 7 сентября 2018 г.

Свидетельство о регистрации сетевого издания ЭЛ № ФС 77-73287 от 20 июля 2018 г.

Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук. Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

e-mail: aaresearch@aaari.ru. Сайт журнала: <http://https://www.aaresearch.science/jour>

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

70279 – на год; 48657 – на полгода; 70278 – на полгода (для предприятий и организаций).

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2019; © Росгидромет, 2019.

СОДЕРЖАНИЕ

ОКЕАНОЛОГИЯ

<i>Н.И. Глок, Г.В. Алексеев, А.Е. Вязилова. Сезонный прогноз ледовитости Баренцева моря.....</i>	<i>5</i>
<i>Г.Н. Войнов, А.А. Пискун. Приливные и стонно-нагонные колебания уровня воды в районе м. Каменный (Обская губа)</i>	<i>15</i>

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

<i>К.В. Ромашова, Р.А. Чернов, И.И. Василевич. Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грён-фьорд (Западный Шпицберген).....</i>	<i>34</i>
---	-----------

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

<i>А.А. Екайкин, Д.О. Владимирова, Н.А. Тебенькова, Е.В. Бровков, А.Н. Верес, А.В. Ковязин, А.В. Козачек, М. Линдрен, Ю.А. Шибаев, А.В. Преображенская, В.Я. Липенков. Пространственная изменчивость изотопного состава и скорости накопления снега на снегомерном полигоне станции Восток (Центральная Антарктида).....</i>	<i>46</i>
<i>В.А. Бородкин, С.М. Ковалев, А.И. Шушлебин. Изменение строения и некоторых физических свойств ровного припайного льда в весенне-летний период 2014 г. в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова»</i>	<i>63</i>

ЛЕДОТЕХНИКА

<i>А.К. Наумов, Е.А. Скутина. Методики оценки параметров ледяных образований.....</i>	<i>77</i>
---	-----------

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

<i>В.В. Оленченко, Л.В. Цибизов, А.А. Картозия, Е.И. Есин. Электротомография чаши дренированного термокарстового озера на о. Курунгнах в дельте р. Лены ..</i>	<i>92</i>
--	-----------

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ

<i>О.А. Куликова, Е.А. Мазлова, Д.И. Брадик, Е.П. Кудрова, Н.В. Ткачев. Нефтяное загрязнение территорий западного побережья Обской губы.....</i>	<i>105</i>
--	------------

CONTENTS

OCEANOLOGY

<i>N.I. Glok, G.V. Alekseev, A.E. Vyazilova.</i> Seasonal forecast of sea ice extent in the Barents sea	5
<i>G.N. Voinov, A.A. Piskun.</i> Tidal and storm surges levels variation at the Cape Kamenny (Gulf of the Ob)	15

LAND HYDROLOGY AND HYDROCHEMISTRY

<i>K.V. Romashova, R.A. Chernov, I.I. Vasilevich.</i> Study of the glacial flow of rivers in the Grønfjord bay basin (Western Svalbard).	34
---	----

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY

<i>A.A. Ekaykin, D.O. Vladimirova, N.A. Tebenkova, E.V. Brovko, A.N. Veres, A.V. Kovyazin, A.V. Kozachek, M. Lindren, Yu.A. Shibaev, A.V. Preobrazhenskaya, V.Ya. Lipenkov.</i> Spatial variability of snow isotopic composition and accumulation rate at the stake farm of Vostok station (Central Antarctica)	46
<i>V.A. Borodkin, S.M. Kovalev, A.I. Shushlebin.</i> Change of structure and some physical properties of level fast ice during the spring and summer period of 2014 in the vicinity the research station “Ice base Cape Baranov”	63

ICE ENGINEERING

<i>A.K. Naumov, E.A. Skutina.</i> Methods of parameters estimate of ice formations	77
--	----

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

<i>V.V. Olenchenko, L.V. Tsibizov, A.A. Kartoziya, E.I. Esin.</i> Electrical resistivity tomography of drained thermokarst lake basin on Kurungnakh island in the Lena river delta	92
--	----

ECOLOGY, BIOGEOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

<i>O.A. Kulikova, E.A. Mazlova, D.I. Bradik, E.P. Kudrova, N.V. Tkachev.</i> Oil pollution of the western Gulf of the Ob coast	105
--	-----

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.467

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-5-14

СЕЗОННЫЙ ПРОГНОЗ ЛЕДОВИТОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Н.И. ГЛОК, Г.В. АЛЕКСЕЕВ*, А.Е. ВЯЗИЛОВА

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

*alexgy@aari.ru

SEASONAL FORECAST OF SEA ICE EXTENT IN THE BARENTS SEA

N.I. GLOK, G.V. ALEKSEEV*, A.E. VYAZILOVA

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*alexgy@aari.ru

Received December, 6, 2018

Accepted February, 4, 2019

Keywords: Barents Sea, sea ice extent, seasonal forecast.

Summary

Earlier, the authors established a close relationship between the temperature of water coming from the North Atlantic and the sea ice extent (SIE) in the Barents Sea, which accounts for up to 75 % of the inter-annual variability of the monthly SIE from January to June. In turn, temperature variations of the incoming Atlantic water are affected from anomalies of sea surface temperature (SST) in the low latitudes of the North Atlantic. These dependences served as the basis for the development of a forecast method. The empirical orthogonal functions decomposition of the SIE set from January to June for 1979–2014 was used. The main component of decomposition reflects 83 % of the inter-annual variability of SIE from January to June. Regression model of forecast is based on the relation of the main component with SST anomalies taking into account the delay. Comparison of prognostic and actual values of the climatic component for each of the 6 months showed the correctness of forecasts with a lead time of 27 to 32 months is 83 %, and for the prediction of the initial values of SIE 79 %. Appealing to the second predictor — SST anomalies in the Norwegian Sea allowed to improve the quality of the forecast of the observed values of SIE. At the same time, the forecast advance time was reduced to 9–14 months.

Поступила 6 декабря 2018 г.

Принята к печати 4 февраля 2019 г.

Ключевые слова: Баренцево море, ледовитость, сезонный прогноз.

Использован метод разложения по естественным ортогональным функциям набора значений площади льда с января по июнь за 1979–2014 гг. Главная компонента разложения отражает 83 % межгодовой изменчивости площади льда с января по июнь. Регрессионная про-

Citation: Glok N.I., Alekseev G.V., Vyazilova A.E. Seasonal forecast of sea ice extent in the Barents sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 1: 5–14. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-5-14.

гностическая модель построена на основе связи главной компоненты с аномалиями температуры воды на поверхности океана в низких широтах Северной Атлантики с учетом запаздывания. Сравнение прогностических и фактических значений климатической составляющей для каждого из шести месяцев показало оправдываемость прогнозов с заблаговременностью от 27 до 32 месяцев 83 %, а для прогноза исходных значений площади льда 79 %. Привлечение второго предиктора — аномалий температуры воды в Норвежском море позволило повысить качество прогноза наблюдаемых значений площади льда. При этом заблаговременность прогноза сократилась до 9–14 месяцев. Коэффициенты корреляции между прогнозными и фактическими значениями площади льда находятся в пределах 0,71–0,77.

ВВЕДЕНИЕ

Изучению изменений ледовитости Баренцева моря, определяющих факторов и последствий для климата региона и за его пределами посвящено множество исследований [1–12]. В части из них основной причиной признается поступление в Баренцево море теплой и соленой атлантической воды (АВ) из Северной Атлантики через Фареро-Шетландский пролив и Норвежское море [1–3, 13–15]. В частности, еще В.Ю. Визе [2] определил, что потепление 1930-х гг. в Арктике тесно связано с усилением циркуляции атмосферы и увеличением поступления АВ в Норвежское и Баренцево моря. К такому же заключению позднее пришли авторы работы [15]. По результатам, полученным на глобальной модели климата [14] были сделаны выводы, что увеличение поступления АВ в Баренцево море оказывает сильное влияние на площадь морского льда в результате сокращения ледообразования и что океан влияет на изменения массы льда сильнее атмосферы.

В другой части исследований основная роль в изменениях ледовитости отводится атмосферной циркуляции, оказывающей непосредственное влияние на приток тепла к поверхности моря [7, 16, 17], либо через воздействие на приток АВ и теплообмен между атмосферой и морем [4, 6, 18, 19]. В конечном итоге влиянием атмосферной циркуляции по данным глобального моделирования можно объяснить не более 25 % изменчивости ледовитости в Баренцевом море, при этом модели значительно переоценивают (более чем в 3 раза) ледовитость в сентябре [20].

В работе [1] на основе корреляций выполнены сравнительные оценки влияния притока АВ и атмосферной циркуляции на изменения ледовитости. Установлено, что колебания притока атлантической воды в Баренцево море, отражающиеся в изменениях температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану, определяют до 75 % межгодовой изменчивости ежемесячной ледовитости с января по июнь, в то время как с индексами региональной атмосферной циркуляции связаны не более 20 % изменчивости ледовитости в эти месяцы.

Хотя новое поколение глобальных моделей CMIP5 лучше воспроизводит наблюдаемый климат, расхождения с наблюдениями в Баренцевом море остаются одними из самых значительных в Арктике [20, 21]. Глобальные модели успешно используются для перспективных оценок изменений климата, происходящих под влиянием роста антропогенного воздействия, но их применение для климатического прогнозирования на срок от нескольких месяцев до нескольких лет пока что проблематично. Альтернативный подход к климатическим прогнозам в регионе может быть основан на статистических моделях, построенных по данным наблюдений с учетом основных факторов и механизмов, определяющих межгодовую изменчивость ледовитости. В данном случае механизм влияния колебаний притока АВ в Баренцево море на изменчивость ледовитости является

основой метода. Цель работы состоит в улучшении разработанного метода сезонного прогноза ледовитости на основе зависимости площади льда в Баренцевом море от температуры воды на Кольском меридиане и аномалий температуры поверхности океана (ТПО) в низких широтах Северной Атлантики, за счет привлечения аномалий ТПО в Норвежском море в качестве второго предиктора, что позволило повысить качество прогноза, при этом заблаговременность сократилась до 9–14 месяцев.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В исследовании использованы многолетние ряды измерений температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану, представленные среднегодовыми значениями за 1900–2013 гг. и среднемесячными значениями за 1951–2013 гг. [22]. Температура воды определялась в слое 50–200 м на станциях 3–7 на разрезе, которые расположены в основном потоке атлантической воды.

Данные о температуре воды на поверхности океана в Атлантическом океане, Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях взяты из архива HadISST [23] с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ за период с 1951 по 2017 г. Среднемесячная площадь и сплоченность морского льда в Баренцевом море представлены на сайте ААНИИ (<http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi/data/north/extent/bar>).

Для анализа влияния притока АВ на изменчивость характеристик климата в регионе применялись методы взаимно-корреляционного и взаимно-спектрального анализа временных рядов. Поиск и оценка дальних связей между изменчивостью ТПО в Северной Атлантике и характеристиками климата региона осуществлялись с помощью многомерного корреляционного анализа. Для разработки прогноза площади морского льда в регионе был использован метод разложения по естественным ортогональным функциям многолетнего ансамбля шестимесячных реализаций площади льда, а также метод линейной регрессии, эффективность которого оценивалась по стандартным статистическим методикам.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Обоснование метода

В качестве показателя притока АВ в Баренцевоморский регион были использованы многолетние ряды среднегодовой и среднемесячной температуры воды в слое 50–200 м на разрезе (станции 3–7) по Кольскому меридиану (КМ). В табл. 1 приведены результаты корреляционного анализа для площади льда в Баренцевом море и температуры воды $T_{\text{км}}$. Наиболее тесная связь между изменениями температуры воды и площадью льда приходится на период с января по июнь, когда воздействия атмосферной циркуляции и летнего прогрева воды солнечной радиацией минимальны. После удаления трендовой составляющей коэффициенты корреляции для этих месяцев находятся в пределах от $-0,61$ до $-0,79$ и являются значимыми (при уровне значимости $0,05$ критическое значение коэффициента корреляции $0,33$). Применение скользящего осреднения по 3 года значительно увеличивает значения корреляции между температурой воды на разрезе по Кольскому меридиану и площадью морского льда.

Наибольшее значение коэффициента корреляции, равное $0,95$, приходится на май и сохраняется на уровне $0,91$ при запаздывании изменений площади, занятой морским льдом (ПМЛ), на год относительно изменений $T_{\text{км}}$. Полученные высокие коэффициенты корреляции в первой половине года дают возможность построения модели для сезонного прогноза.

Коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями температуры воды на Кольском разрезе и площади льда в Баренцевом море за 1979–2014 гг.

Характеристики	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ПМЛ и $T_{\text{км}}$	0,83	-0,82	-0,70	-0,78	-0,87	-0,83	-0,67	-0,48	-0,26	-0,28	-0,44	-0,70
ПМЛ и $T_{\text{км}}$, сглаженные по 3 года	-0,93	-0,89	-0,79	-0,88	-0,95	-0,90	-0,79	-0,63	-0,52	-0,45	-0,63	-0,80

Определяющее влияние АВ, поступающей в Баренцево море, на изменчивость ПМЛ позволяет предположить связь этой изменчивости с аномалиями характеристик АВ в областях их формирования в низких широтах Северной Атлантики, механизм такой связи предложен в работе [24]. Анализ статистических связей ТПО в Северной Атлантике и средней температуры воды в слое 50–200 м на Кольском меридиане ($T_{\text{км}}$) с января по июнь при различных запаздываниях выявил области Атлантического океана, оказывающие максимальное влияние.

При синхронной корреляции максимальные оценки корреляции сосредоточены в прилегающих регионах Норвежского моря. При запаздывании $T_{\text{км}}$ относительно аномалий ТПО (АТПО) более года максимальные корреляции приходятся на приэкваториальную область Северной Атлантики (рис. 1), а наиболее тесная связь отмечается с АТПО в октябре, когда достигается максимум накопления тепла в низких широтах.

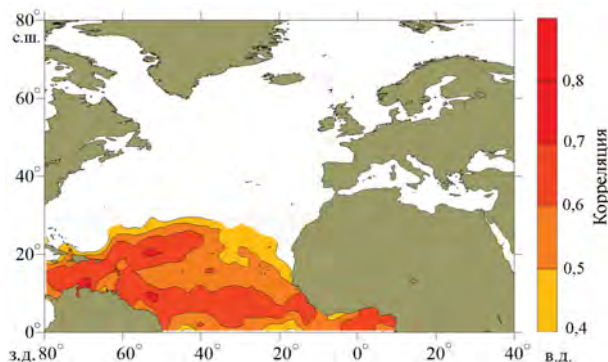


Рис. 1. Коэффициенты корреляции между ТПО в октябре и средней температурой воды в январе–июне в слое 50–200 м на Кольском разрезе через 2,5 года

Fig. 1. Correlation coefficients between SST in October and the average water temperature in January – June in the 50–200 m layer on the Kola section in 2.5 years

Для удобства расчетов средней ТПО по данным HadISST область была ограничена координатами 5–25° с.ш. и 60–10° з.д. Корреляции между средней ТПО по этой области в октябре и среднемесячной температурой воды на Кольском меридиане находится в пределах 0,68–0,75 (табл. 2). После удаления тренда коэффициенты корреляции остаются значимыми в пределах от 0,41 до 0,51.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями АТПО в октябре и температурой воды на Кольском разрезе ($T_{\text{км}}$) в январе–июне через 27–32 месяца за 1979–2013 гг.

Месяц (запаздывание)	1(27)	2(28)	3(29)	4(30)	5(31)	6(32)
АТПО (октябрь)	0,73	0,75	0,68	0,73	0,68	0,70

Метод прогноза

Для выделения предсказуемой климатической составляющей в изменчивости площади, занятой морским льдом, с января по июнь использован метод разложения по естественным ортогональным функциям (ЕОФ). Разложение многолетнего ансамбля шестимесячных реализаций ПМЛ по ЕОФ позволяет получить многолетний ряд коэффициентов при главной компоненте:

$$X_{gm} = a_{1g} \cdot \varphi_{1m} + \bar{X}_m,$$

где X_{gm} — значение ПМЛ в g — году, m — месяце, a_{1g} — первый коэффициент ЕОФ-разложения, φ_{1m} — первый вектор ЕОФ-разложения, $\bar{X}_m$ — среднее значение ПМЛ.

Применение метода ЕОФ-разложения показало, что первая главная компонента описывает 83,3 % межгодовой изменчивости ПМЛ Баренцева моря с января по июнь для периода 1979–2014 гг. и ее можно рассматривать в качестве климатической составляющей в изменениях ПМЛ.

Метод прогноза основан на линейной регрессии для первой главной компоненты разложения ПМЛ и АТПО приэкваториального района Атлантического океана в октябре, опережающей изменения площади льда на 2,5 года. Сравнение рассчитанных с заблаговременностью от 27 до 32 месяцев и фактических значений климатической составляющей для каждого из шести месяцев на зависимой выборке показало оправдываемость прогнозов 83 %, а при сравнении расчетов с исходными значениями площади льда оправдываемость составила 79 %.

Для улучшения качества прогноза был введен второй предиктор — аномалии ТПО в Норвежском море в апреле предыдущего года. При этом качество модели улучшилось, но заблаговременность прогноза сократилась до 9–14 месяцев. Прогностическая модель на основе линейной регрессии с двумя предикторами имеет вид:

$$\hat{X}_{1g} = -439T'_{1(g-3,X)} - 589T'_{2(g-1,IV)} + 14637,$$

где $\hat{X}_{1g}$ — прогнозное значение коэффициентов главной компоненты ЕОФ-разложения площади льда в Баренцевом море с января по июнь, g — год, T'_1 — температура в экваториальной области в октябре (X), T'_2 — температура в восточной части Норвежского моря в апреле (IV). Коэффициент детерминации модели составил 0,61. Прогностические значения климатической составляющей площади льда получают на основе рассчитанного значения $\hat{X}_{1g}$ и первой собственной функции φ_{1m} с добавлением среднего значения площади льда S_m в m месяце:

$$\hat{S}_{1gm} = \hat{S}_{1g} \times \varphi_{1m} + S_m.$$

Коэффициенты детерминации смоделированных оценок площади льда за исключением марта находятся в пределах 0,51–0,59 (табл. 3).

Таблица 3

Критерии качества модели площади морского льда Баренцева моря (коэффициент детерминации (R^2) и ошибка модели) за 1979–2014 гг.

Характеристики	Месяцы					
	I	II	III	IV	V	VI
R^2	0,51	0,59	0,31	0,51	0,53	0,57
Ошибка модели (стандартное отклонение фактических данных), тыс. км ²	118 (169)	121 (190)	145 (175)	126 (182)	142 (210)	129 (199)

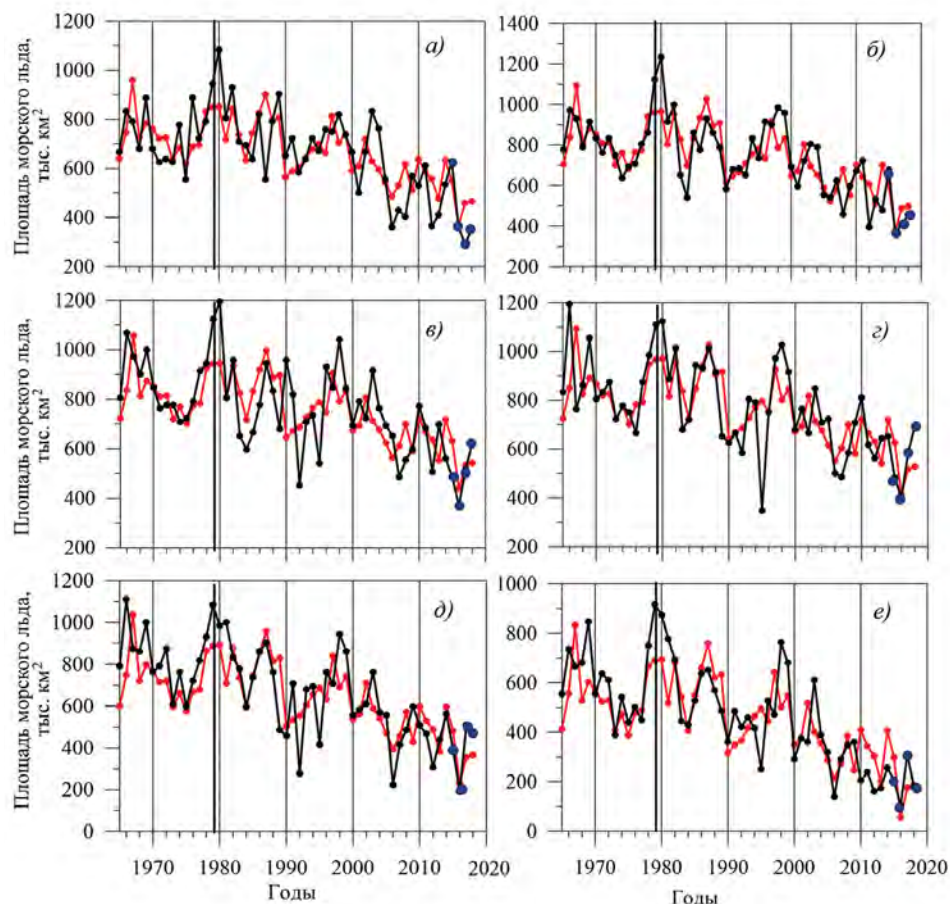


Рис. 2. Площадь льда Баренцева моря:

a — январь, *б* — февраль, *в* — март, *г* — апрель, *д* — май, *е* — июнь. Черным цветом показаны фактические данные, красным — модельные. Зависимый период построения модели 1979–2014 гг. Синими точками показаны фактические данные на независимом периоде с 2015 г.

Fig. 2. Sea ice extent of the Barents Sea:

a — January, *б* — February, *в* — March, *г* — April, *д* — May, *е* — June. Observations — black, model data — red. The dependent period of the model is 1979–2014. The blue dots are actual data on the independent period from 2015

Сопоставление ошибок модели со стандартным отклонением исходной выборки показало, что, за исключением марта, ошибки модели меньше $0,7 \cdot \sigma$ фактических данных (табл. 3). Сравнение результатов смоделированных оценок ПМЛ Баренцева моря с января по июнь с фактическими данными представлено на рис 2.

При проверке качества прогноза модели применялся метод отложенной выборки. В качестве независимых данных рассматривался период с 1965 по 1978 г. Оценки качества прогнозов, выполненные по ретроспективным данным при допустимой ошибке $\pm \sigma$, показали оправдываемость прогнозов в пределах 64–93 % (табл. 3). Самая низкая оправдываемость прогноза ПМЛ в июне, когда возрастает влияние атмосферы.

Оправдываемость прогноза ПМЛ за период 1965–1978 гг.

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI
Оправдываемость, %	86	93	93	79	71	64

ВЫВОДЫ

Показана определяющая роль океанического влияния на изменчивость ледовитости Баренцева моря с января по июнь, и оценена связь температуры воды в Баренцевом море на Кольском меридиане с региональными и удаленными ТПО в Северной Атлантике.

Наибольшее воздействие оказывают аномалии ТПО в низких широтах (5–25°с.ш. и 20–60°з.д.) в октябре. Значимая связь (корреляция 0,68–0,75) найдена между АТПО в низких широтах в октябре и температурой воды на Кольском меридиане в январе–июне с запаздываниями 27–32 месяца.

Для выделения предсказуемой климатической составляющей в межгодовой изменчивости ПМЛ с января по июнь применен метод разложения по естественным ортогональным функциям многолетнего набора шестимесячных реализаций ПМЛ. Первая главная компонента, описывающая 83,3 % дисперсии набора, принята за климатическую составляющую межгодовой изменчивости.

Построена модель линейной регрессии для климатической составляющей с АТПО в низких широтах в качестве предиктора. Сравнение значений климатической составляющей для каждого из шести месяцев и рассчитанных по модели с заблаговременностью от 27 до 32 месяцев показало оправдываемость 83 %, а сравнение расчетов с исходными значениями площади льда 79 %.

Введение в модель второго предиктора — аномалий ТПО в Норвежском море в апреле предыдущего года улучшило оправдываемость прогноза, но заблаговременность сократилась до 9–14 месяцев.

Оценка качества такой модели показала, что коэффициенты детерминации прогнозных значений площади льда за исключением марта составляют 0,51–0,59, ошибки модели за 1979–2014 гг. меньше стандартного отклонения исходной выборки. На независимом периоде 2015–2018 гг. оправдываемость составила 88 %.

Благодарности. Работа выполнена с использованием результатов, полученных по гранту РФФИ 18-05-00334.

Acknowledgments. The article was prepared using the results of the RFBR grant 18-05-00334.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 38–56.
2. Визе В.Ю. Причины потепления Арктики // Советская Арктика. 1937. Т. 1. С. 1–7.
3. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 213 с.
4. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю. Климатические вариации арктического фронта и ледовитости Баренцева моря зимой // Лед и снег. 2014. Т. 54. № 1. С. 85–90.

5. Миронов Е.В. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 320 с.
6. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
7. Chen H.W., Zhang Q., Körnich H., Chen D. The surface air temperature anomalies over the Barents Sea are closely associated with this mode of climate variability. Arctic: The Barents Oscillation // Geophys. Research Letters. 2013. V. 40. P. 2856–2861.
8. Inoue J., Hori M.E., Takaya K. The role of Barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly // Journ. of Climate. 2012. V. 25. № 7. P. 2561–2568.
9. Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea multidecadal variability // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. No. L19604 P. 1–5.
10. Liptak J., Strong C. The winter atmospheric response to sea ice anomalies in the Barents sea // Journ. of Climate. 2014. V. 27. P. 914–924.
11. Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // Nature Climate Change. 2018. V. 8. P. 634–639.
12. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2010. V. 115. P. D21111.
13. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
14. Sandø A.B., Gao Y., Langehaug H.R. Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations // Journ. of Geophysical Research: Oceans. 2014. V. 119. № 3. P. 2095–2108.
15. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Reviews of Geophysics. 2013. V. 51. P. 415–449.
16. Ivanova D.P., McClean J.L., Hunke E.C. Interaction of ocean temperature advection, surface heat fluxes and sea ice in the marginal ice zone during the North Atlantic Oscillation in the 1990s: A modeling study // Journ. of Geophysical Research: Oceans. 2012. V. 117. P. C02031.
17. Schlichtholz P., Houssais M.N. Forcing of oceanic heat anomalies by air-sea interactions in the Nordic Seas area // Journ. of Geophysical Research: Oceans. 2011. V. 116. P. C01006.
18. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early twentieth-century warming in the arctic – A possible mechanism // Journ. of Climate. 2004. V. 17. P. 4045–4057.
19. Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M. Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles — variability and change // The Cryosphere Discussions. 2015. V. 9. № 1. P. 1077–1131.
20. Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107.
21. Павлова Т.В., Катцов В.М., Мелешко В.П. и др. Новое поколение климатических моделей // Труды ГГО. 2014. Т. 757. С. 5–64.
22. Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900–2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2009. 139 с.
23. Met Office Hadley Centre observations datasets. Available at: <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/> (accessed 24.07.2018)
24. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390.

REFERENCES

1. Alekseev G. V., Glok N. I., Smirnov A. V., Vyazilova A. E. The influence of the North Atlantic on climate variations in the Barents Sea and their predictability. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2016, 8: 38–56. [In Russian].
2. Vise V. Iu. The reasons of Arctic warming. *Sovetskaya Arktika*. Soviet Arctic. 1937, 1: 1–7. [In Russian].
3. Zakharov V. F. *Morskie l'dy v klimaticheskoy sisteme*. Sea ice in the climate system. St. Petersburg: Gigrometeoizdat, 1996: 213 p. [In Russian].
4. Zolotokrylin A. N., Titkova T. B., Mikhailov A. Y. Climatic variations of the Arctic front and the Barents sea ice cover in winter time. *Led i sneg*. Ice and Snow. 2014, 54, 1: 85–90. [In Russian].
5. Mironov E. U. *Ledovye usloviya v Grenlandskom i Barentsevom moryah i ih dolgosrochnyj prognoz*. Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and their long-range forecasting. St. Petersburg: AARI, 2004: 320 p. [In Russian].
6. Semenov V. A., Mokhov I. I., Latif M. The role of the boundaries of sea ice and sea surface temperature in regional climate changes in Eurasia over the last decade. *Izvestiya Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Physics of Atmosphere and Ocean. 2012, 48, 4: 403–421. [In Russian].
7. Chen H. W., Zhang Q., Körnich H., Chen D. The surface air temperature anomalies over the Barents Sea are closely associated with this mode of climate variability. *Arctic: The Barents Oscillation*. Geophys. Research Letters. 2013, 40: 2856–2861.
8. Inoue J., Hori M. E., Takaya K. The role of Barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly. *Journ. of Climate*. 2012, 25, 7: 2561–2568.
9. Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea multidecadal variability. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36 (L19604): 1–5.
10. Liptak J., Strong C. The Winter Atmospheric Response to Sea Ice Anomalies in the Barents Sea. *Journ. of Climate*. 2014, 27: 914–924.
11. Lind S., Ingvaldsen R. B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nature Climate Change*. 2018, 8: 634–639.
12. Petoukhov V., Semenov V. A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journ. of Geophysical Research: Atmospheres*. 2010, 115: D21111.
13. Semenov V. A. Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2008, 418, 1: 106–109. [In Russian].
14. Sandø A. B., Gao Y., Langehaug H. R. Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014, 119, 3: 2095–2108.
15. Smedsrud L. H., Esau I., Ingvaldsen R. B., Eldevik T., Haugan P. M., Li C., Lien V. S., Olsen A., Omar A. M., Risebrobakken B., Sandø A. B., Semenov V. A., Sorokina S. A. The role of the Barents sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013, 51: 415–449.
16. Ivanova D. P., McClean J. L., Hunke E. C. Interaction of ocean temperature advection, surface heat fluxes and sea ice in the marginal ice zone during the North Atlantic Oscillation in the 1990s: A modeling study. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 2012, 117: C02031.
17. Schlichtholz P., Houssais M. N. Forcing of oceanic heat anomalies by air-sea interactions in the Nordic Seas area. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 2011, 116: C01006.
18. Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M. The early twentieth-century warming in the arctic — A possible mechanism. *Journ. of Climate*. 2004, 17: 4045–4057.

19. *Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M.* Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles – variability and change. *The Cryosphere Discussions*. 2015, 9, 1: 1077–1131.
20. *Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M., Astafieva E.S.* Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles. *Led i sneg*. Ice and Snow. 2017, 57, 1: 77–107. [In Russian].
21. *Pavlova T.V., Katsov V.M., Meleshko V.P., Shkolnik I. M., Govorkova V.A., Nadezhina E.D.* A new generation of climate models. *Trudy GGO im. A. I. Voeykova*. Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory. 2014, 575: 5–64. [In Russian].
22. *Karsakov A.L.* *Okeanograficheskie issledovaniya na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more za period 1900–2008 gg.* Oceanographic Investigations along the Kola Section in the Barents Sea in 1900–2008. Murmansk: PINRO Press, 2009: 139 p. [In Russian].
23. Met Office Hadley Centre observations datasets. Available at: <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/> (accessed 24.07.2018)
24. *Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I., Vyazilova A.E., Ivanov N.E., Smirnov A.V.* Influence of Atlantic on the warming and reduction of sea ice in the Arctic. *Led i sneg*. Ice and Snow. 2017, 57, 3: 381–390. [In Russian].

УДК 551.466.713

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-15-33

ПРИЛИВНЫЕ И СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В РАЙОНЕ М. КАМЕННЫЙ (ОБСКАЯ ГУБА)

Г.Н. ВОЙНОВ^{1,2*}, А.А. ПИСКУН²

¹ — ФГБУ Государственный океанографический институт, Санкт-Петербургское отделение, Россия

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

voinovgn@mail.ru

TIDAL AND STORM SURGES LEVELS VARIATION AT THE CAPE KAMENNY (GULF OF THE OB)

G.N. VOINOV^{1,2*}, A.A. PISKUN²

¹ — St. Petersburg branch State Oceanographic Institute, St. Petersburg, Russia

² — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

voinovgn@mail.ru

Received March, 4, 2019

Accepted March, 25, 2019

Keywords: harmonic constants, M_2 tide, seasonal variation, statistical characteristics, tides.

Summary

Sea level observations obtained in various expeditions since 1936, as well as those made at the polar station on Cape Kamenny (the Ob Bay) from 1952 to 1994 were subjected to treatment and harmonic analysis using the least squares method (AARI version). The aim of the work was to assess the quality of hourly and 6-hourly intervals series of sea level data and to bring these data to uniform rows for the subsequent study of tidal and surge waves. As a result of this analysis, 6-hourly interval observations of 1952–1961 were considered of low quality and not suitable for further consideration in the work. Bringing 6-hourly interval observations for 1977–1994 to uniform rows was carried out first with the control of the height basis and binding to the Baltic system of heights, and then with the help of the tide calibration method the final cast was made. In the area of tidal fluctuations of the level, erroneous information about the tide, obtained during the treatment of observations for 1936, which were placed in the tide tables for 1941, was revealed. New average estimates of harmonic constants for the summer period were proposed. The study of surges of level is based on uniform series, as well as residual ones (observations minus predictions). At the same time, the tide calculation

Citation: Voinov G.N., Piskun A.A. Tidal and storm surges levels variation at the Cape Kamenny (Gulf of the Ob). *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 1: 15–33. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-15-33

(prediction) was made according to the program developed at AARI for the average monthly values of harmonic constants (12 sets of tides lists in the annual cycle) with the inclusion of long-period tides. Statistical quantitative characteristics of non-periodic level fluctuations were obtained for the total and residual series of observations. They are calculated on a unique hourly series for the years 1947–1948. And 6-hourly interval data for 1977–1994. For the estimation of surges, the level above 5 % of estimation was used, and the drifts were distinguished by the level below 95 % of estimation. Relationships are obtained between the duration and rate of growth of the level during surges, as well as the decline and rise of the level during drifts.

Поступила 4 марта 2019 г.

Принята к печати 25 марта 2019 г.

Ключевые слова: гармонические постоянные, прилив M_2 , приливы, сезонный ход, статистические характеристики.

Произведена ревизия всех исторических материалов ежечасных и срочных наблюдений за уровнем моря у м. Каменный. Получены средние (векторные) оценки гармонических постоянных приливов для 12 месяцев годового цикла. Данные срочных наблюдений за 1977–1994 гг. приведены к однородным рядам с помощью способа калибровки приливов. Рассмотрены непериодические колебания уровня по ежечасным наблюдениям 1947–1948 гг. и срочным наблюдениям 1977–1994 гг. По значениям остаточных уровней (наблюдения минус предвычисления) даны статистические характеристики сгонно-нагонных колебаний в районе м. Каменный.

ВВЕДЕНИЕ

В XXI в. начался новый этап развития Северного морского пути, связанный с освоением новых месторождений нефти и газа. На м. Каменный построен терминал «Ворота Арктики». Реализуется проект освоения месторождения «Каменномыское-море». В связи с этим возник запрос на гидрометеорологическое обеспечение судоходства, строительство инженерных сооружений в этом районе и разработки локальных технических условий. С 2015 г. в районе м. Каменный возобновились экспедиционные исследования и практически круглогодично (с 2016 г.) проводятся наблюдения за уровнем [1].

Изучение режима колебаний уровня моря и течений в Обской губе началось в середине XX в. в связи с необходимостью обеспечения безопасности плавания в мелководной Обской губе. Это также вызвано разработкой технического обоснования при строительстве портов и инженерных сооружений. В работах В.Г. Корта [2], Н.А. Лабзовского [3] были установлены типы барических условий над районом Обской губы, влияющие на развитие сгонно-нагонных колебаний уровня, исследована структура непериодических колебаний уровня арктических морей, найдены связи сгонно-нагонных колебаний с анемобарическим режимом, разработана методология прогноза суммарных колебаний уровня в арктических морях и предложены прогностические уравнения для расчета сгонно-нагонных колебаний уровня на ряде пунктов на трассе Северного морского пути, в том числе у м. Ям-Сале в Обской губе.

А.В. Коптева [4] выполнила обширное исследование непериодических колебаний уровня и течений Обской губы, а также приливных колебаний уровня и течений на более полном материале наблюдений, полученных на полярных станциях и собранных в экспедициях. В области приливных явлений она представила первые котидажные карты волны прилива M_2 для летнего и зимнего периодов. В этой работе даны разнообразные сведения и различные характеристики приливов. Впервые установлена сезонная изменчивость прилива под влиянием ледяного покрова.

Закономерности формирования и распространения приливов в целом в Северном Ледовитом океане и в Обской губе рассмотрены в работе Р.А. Диесперовой [5]. Выводы о приливах в этой работе были основаны практически на той же базе наблюдений, что и в работе [4]. Но более детально в [5] оценена сезонная изменчивость приливов. Для м. Каменный представлен график сезонного хода значений средних месячных амплитуд и фаз волны M_2 за 1947–1948 гг. Однако значения, обозначенные как средние месячные, были получены из обработки полумесячных серий наблюдений по методу Дарвина и не являются по существу средними за месяц.

Современное обобщение данных гидрологического режима Обской и Тазовской губ выполнено в монографии [6]. Монография представляет характеристики режима неперiodических и приливных колебаний уровня для периода 40–90-х гг. XX в.

В данной работе более детально на новом методическом уровне исследованы особенности режима приливных и сгонно-нагонных колебаний уровня воды в районе м. Каменный.

МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Полярная станция м. Каменный расположена вблизи района слияния Обской и Тазовской губ (рис. 1).

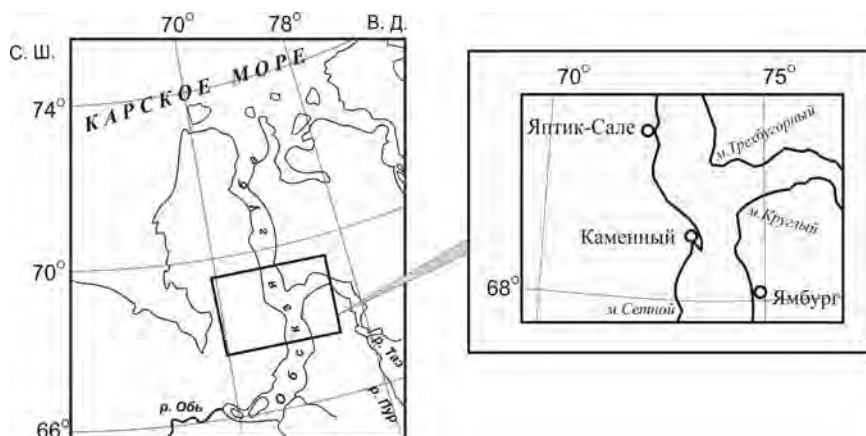


Рис. 1. Район расположения уровенного поста м. Каменный в Обской губе

Fig. 1. The area of the location of the level post Cape Kamenny in the Gulf of the Ob

Материалы наблюдений за уровнем в районе м. Каменный, использованных в данной работе, приведены в табл. 1. Стационарные уровенные наблюдения на посту мыс Каменный (68° 30' с.ш.; 73° 35' в.д.) начаты в 1952 г.

Стационарный пост полярной станции м. Каменный относится к свайному типу, имеет привязку к Балтийской системе высот. Летний уровенный пост представляет собой водомерную рейку, прикрепленную к борту затопленной баржи на расстоянии 20–25 м от береговой черты. При высоких уровнях воды и сильном волнении, когда подход к водомерной рейке становился невозможным, уровенные наблюдения производились по дополнительной водомерной рейке, укрепленной на свае в мелководной прибрежной зоне к востоку от берега. С образованием устойчивого припая наблюдения за уровнем воды производились по подвесной водомерной рейке,

Периоды наблюдений над уровнем воды в районе м. Каменный

Период наблюдений	Дискретность наблюдений; способ измерений
Июль–август 1936 г.	1 ч; рейка, сваи
Январь 1947 г.–январь 1949 г.	1 ч; СУМ
Апрель–май 1971 г.	1 ч; СУМ
Март–апрель 1972 г.	1 ч; СУМ
1952–1956 гг., 1959–1961 гг., 1977–1994 гг.	6 ч (срочные 4 срока в сутки); рейка, сваи

Примечание. СУМ — ежечасные наблюдения по мареографу.

установленной на расстоянии 650 м от берега к востоку-северо-востоку на участке с глубиной 3,5 м. В летний период положение водомерных реек очень неустойчиво. Штормовое волнение, особенно сильное в мелководной прибрежной части губы, подмывало рейки, а нередко и вообще разрушало уровенный пост.

В период с 1952 по 1976 г. наблюдения велись с большими внутригодовыми и межгодовыми перерывами. Как следствие, полностью не освещены наблюдениями 1957, 1958, 1962–1975 гг. С мая 1994 г. стационарные наблюдения на посту прекращены. До постройки причала (1977 г.) условия наблюдений были плохими из-за мелководья и частых осушек. Поэтому материалы наблюдений за 1952–1961 гг. прошли оценочный контроль, но в дальнейшем не использовались вследствие низкого качества. В материалах за 1977–1994 гг. количество пропусков составило около 3 % (без 1994 г.). Контроль качества наблюдений, выполненный с помощью гармонического анализа приливов по методу наименьших квадратов, показал большое количество сомнительных данных. Временной ход средних годовых оценок амплитуды и фазы волны M_2 на ст. м. Каменный по исходным наблюдениям за 1977–1994 гг. дан на рис. 2.

Как видно из кривых амплитуд и фаз по исходным наблюдениям (см. рис. 2), в ряде лет происходило резкое снижение амплитуды и фазы, которое не было связано с конкретными физическими условиями изменчивости состояния ледяного покрова. Причины такого положения обсуждались нами неоднократно [6, 7]. Количество

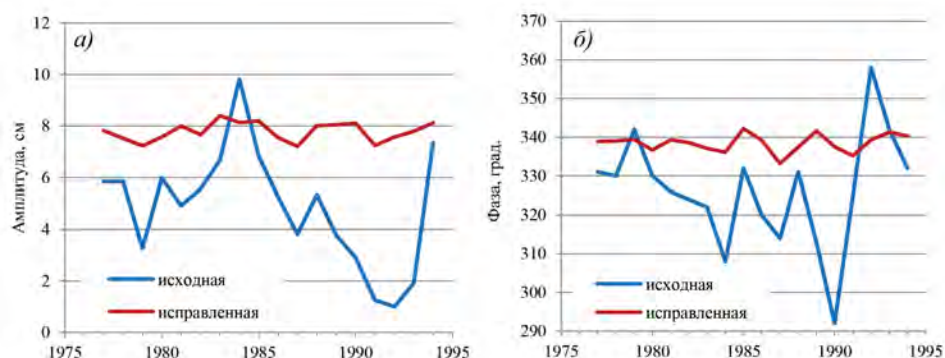


Рис. 2. Временной ход годовых оценок исходной и после калибровки (исправленной) амплитуды (а) и фазы (б) волны M_2 на станции м. Каменный за 1977–1994 гг.

Fig. 2. The time course of the annual estimates of the original and after calibration (corrected) amplitude (a) and phase (b) of the M_2 tide at the station of Cape Kamenny for 1977–1994

сомнительных наблюдений за весь период наблюдений по нашей оценке достигает 40 %. Конечно, использование первичных оценок гармонического анализа не может обеспечить устойчивые средние результаты ни в месячных, ни в годовых оценках. Также по неисправленным данным наблюдений мы получим недостоверные статистические характеристики.

МЕТОД АНАЛИЗА.

ПРИВЕДЕНИЕ СРОЧНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА 1977–1994 гг. К ОДНОРОДНЫМ РЯДАМ

Первой задачей приведения наблюдений к однородным рядам является установление точной привязки годовых серий к Балтийской системе высот. Отметка нуля поста претерпевала уточнения по мере проведения нивелировочных работ. Но в ряде случаев была нарушена однородность ряда наблюдений, в связи с чем при использовании данных за многолетний период были введены определенные поправки к значениям уровней, полученным для перехода к единому нулю [6].

Способ калибровки [8] позволяет привести срочные наблюдения к однородным рядам, но для его применения необходимо иметь модель прилива. На первом этапе были обработаны гармоническим анализом по МНК все имеющиеся ежечасные серии с целью формирования оценок гармонических постоянных прилива на каждый месяц года. Затем была разработана программа предвычисления прилива на основе 12 наборов списков волн прилива (29 суточных, полусуточных и мелководных волн в каждом месяце). Причем в эти списки были включены долгопериодные приливы (7 волн — M_n , S_a , S_{sa} , S_{ta} , S_{qa} , M_m , M_f). В первом приближении считалось, что долгопериодные приливы не имеют сезонной изменчивости и остаются постоянными в течение года. На самом деле волны прилива M_m и M_f в небольшой степени меняются под влиянием ледяного покрова [6], но учет этой изменчивости не имеет практического значения вследствие небольших значений амплитуд этих приливов (около 1 см).

В случае аномальной сезонной изменчивости основных волн приливов значения амплитуд сложных (второстепенных) волн, описывающих их изменение в годовом цикле, возрастают до значений, соизмеримых с амплитудами основных волн. В этих условиях расчет прилива (предвычисление) по средним годовым оценкам не обеспечивает точного схождения гармонических постоянных по месяцам с полученными средними оценками сезонного хода на месяцы резкой изменчивости прилива (ноябрь–декабрь и февраль–май). Возникает эффект колебаний, тождественный явлению Гиббса в Фурье-анализе. Поэтому предвычисление по месячным наборам констант дает более точный результат, чем по годовому списку констант.

Результаты применения способа калибровки показаны на рис. 2, где видна многолетняя изменчивость констант волны M_2 по результатам анализа годовых серий, приведенных к однородным рядам.

Заметим, что применяемая авторами методология все же не учитывает особенности изменений ледовых и гидрологических условий, влияющих на распространение приливной волны. В расчете прилива заложена средняя сезонная изменчивость основных волн прилива. При этом максимальная величина прилива наблюдается в августе. Однако редко, но отмечаются случаи, когда максимум прилива наблюдается в июле. Это происходит в годы с аномальными наступлениями сроков взлома припая или его становления, а также неординарного прохождения половодья. Вид кривой прилива в такие годы будет отличаться от описываемого по средним месячным значениям. Но для учета подобных особенностей необходимы дополнительные наблюдения.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ПРИЛИВНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ

Первые сведения о приливах Обской губы были получены в работе [9] по материалам экспедиционных наблюдений по 1936 г. Повторная обработка ежечасных наблюдений за уровнем за 1936 г., выполненная авторами, показала, что на самом деле измерения выполнялись по пятому, а не шестому поясу (пятый пояс плюс декретный час), как указано в этой работе. При этом была допущена ошибка в 180° при выводе углов положений суточных волн K_1 и O_1 . Эти данные были опубликованы для м. Каменный в Таблицах приливов [10]. Они же содержатся в сводной таблице сведений о приливах Карского моря без критической оценки этих неверных сведений [11]. В этой работе А.В. Коптева привела также оценки обработки по методу Дарвина ежечасных месячных серий за август и май 1947 г. на м. Каменный.

В табл. 2 приведены новые оценки гармонических постоянных прилива за август. Оценки рассчитаны по результатам анализа ежечасных месячных серий за 1936, 1947, 1948 гг.

Таблица 2

Средние (векторные) значения гармонических постоянных волн прилива на м. Каменный за август (H — амплитуда, см; g — угол положения, град.)

Волна	Угловая скорость, град/ч	Амплитуда H , см	$\pm$ с.к.о.	Угол положения g , град.	$\pm$ с.к.о.
Q_1	13,398661	1,24	1,09	178	50
O_1	13,943035	1,49	0,92	267	35
M_1	14,492052	0,17	0,13	304	25
P_1	14,958931	1,03	0,24	90	13
K_1	15,041068	3,12	0,73	90	13
J_1	15,585443	0,48	0,48	355	45
MNS_2	27,423834	0,57	0,36	296	29
μ_2	27,968208	0,95	0,90	12	27
N_2	28,439729	2,67	0,33	287	7
ν_2	28,512583	0,51	0,06	287	7
M_2	28,984104	19,56	1,46	312	4
L_2	29,528479	1,14	0,46	272	23
T_2	29,958933	0,38	0,04	37	6
S_2	30,000000	6,55	0,71	37	6
K_2	30,041067	1,78	0,19	37	6
$2SM_2$	31,015896	1,05	0,72	320	62
MO_3	42,927140	0,33	0,20	112	34
M_3	43,476156	0,23	0,16	185	22
MK_3	44,025173	0,41	0,15	278	20
MN_4	57,423834	0,99	0,24	137	14
M_4	57,968208	2,58	0,40	171	9
MS_4	58,984104	1,98	0,22	283	10
S_4	60,000000	0,78	0,24	107	18
M_6	86,952313	0,68	0,19	22	15
$2MS_6$	87,968208	0,66	0,24	114	21
$2SM_6$	88,984104	0,24	0,21	316	50
M_8	115,936417	0,19	0,09	277	26

Примечание. Приведены волны с амплитудой, превышающей среднее квадратическое отклонение в данной частотной полосе прилива. Волны P_1 , K_2 , N_2 даны во втором приближении по известным теоретическим соотношениям. Углы положений приведены к нулевому поясу.

По исправленным рядам были рассчитаны заново средние месячные значения констант основных волн прилива. Они несколько различаются с приведенными в работе [6] вследствие измененной методики расчета. В табл. 3 даны константы для волны M_2 в годовом цикле и их сезонный ход.

Таблица 3

Оценки средних векторных значений амплитуд (H) и фаз (g) волны M_2 (в нулевом поясе) и их сезонный ход на м. Каменный за период 1977–1994 гг.

Месяц	Средние оценки		Сезонный ход	
	H , см	g , град	dH , %	dg , град
I	5,40	5	–30,3	26,4
II	5,66	14	–27,0	35,2
III	3,89	30	–49,7	51,5
IV	3,88	34	–50,0	55,6
V	4,15	34	–46,5	55,4
VI	6,71	354	–13,4	15,2
VII	12,92	333	66,8	–5,3
VIII	19,30	313	149,1	–25,3
IX	16,61	316	114,3	–22,5
X	14,49	320	87,0	–18,3
XI	5,32	352	–31,3	13,0
XII	5,82	359	–24,8	20,5

Из данных табл. 3 следует, что наибольшее гашение прилива ледяным покровом в среднем наблюдается в апреле, а максимальное развитие прилива происходит в августе. Сезонный ход амплитуды и фазы волн полусуточных приливов S_2 и N_2 в общих чертах соответствует таковому у волны M_2 . Меньшее соответствие присутствует в сезонном ходе волн K_1 и O_1 . Причиной такого расхождения может быть большой разброс в средних месячных значениях, обусловленный малыми величинами этих приливов. В этих условиях для надежных оценок требуются более продолжительные ряды наблюдений.

В табл. 4 приведены значения характера прилива, величин отношения амплитуд волн S_2/M_2 и волн M_4/M_2 для лета (август) и зимы (апрель) в пункте м. Каменный.

Согласно полученным нами в целом данным, прилив в районе м. Каменный носит правильный полусуточный характер в течение всего годового цикла (критерий Куртье равен 0,18–0,25). В качестве критерия характера (формы) прилива использован критерий Куртье, так как критерий Дуванина в силу неполноты (нет волны S_2) для наших данных дает в ряде случаев неверные определения формы прилива.

Возраст полусуточного прилива составляет 3,5 сут. Так как возраст суточного прилива достигает 6–7 дней, то тропические приливы соответственно будут запаздывать на это значение от соответствующих астрономических моментов склонений Луны.

Таблица 4

Значения характера прилива по Куртье, величин отношения амплитуд волн S_2/M_2 и волн M_4/M_2 для лета (август) и зимы (апрель) в пункте м. Каменный

$(H_{K_1} + H_{O_1}) / (H_{M_2} + H_{S_2})^*$		H_{S_2} / H_{M_2}		H_{M_4} / H_{M_2}	
Август	Апрель	Август	Апрель	Август	Апрель
0,177	0,248	0,335	0,363	0,132	0,08

Примечание. * — при значении отношения $>0,25$ и $<1,50$ прилив смешанный, в основном полусуточный.

По существу равноденственные приливы (минимум развития суточных приливов) будут наблюдаться в дни максимальных значений склонений Луны, а тропические приливы (наиболее сильные суточные приливы) в дни с нулевым склонением Луны.

Во временном ходе приливных колебаний уровня наиболее выражено фазовое неравенство приливов. Величина отношения амплитуд волн H_{S_2}/H_{M_2} , отвечающая за ход фазового неравенства прилива (цикл сизигия — квадратура), несколько меняется между летним и зимним периодами, но это не приводит к изменению характера прилива.

Параллактическое неравенство, связанное с моментами прохождения Луны через перигей или апогей, почти не выражено, так как амплитуда волны N_2 по величине гораздо меньше амплитуды волны S_2 .

Наконец, величина отношения мелководных волн H_{M_4}/H_{M_2} демонстрирует поведение кривой прилива и отвечает за продолжительность времени падения и времени роста прилива. Наиболее выражены мелководные волны в летний период, где их величина для основных волн M_4 и M_{S_4} достигает около 3 см (табл. 2). В зимний период наблюдается очень сильное гашение амплитуд мелководных волн, и их амплитуда для отдельной волны не превышает 0,3 см. Такое поведение отражается на значениях критерия H_{M_4}/H_{M_2} (табл. 4), который в зимний период более чем на порядок меньше, чем в летний период. Мелководный прилив с периодом 4 ч не играет заметной роли в описании кривой прилива, так как по величине волна M_6 даже в летний период не превышает 0,7 см. В зимний период его амплитуда падает в разы и он практически полностью затухает.

Приведенные выше характеристики приливов были получены в основном на данных стационарного поста за период 70–90 гг. XX в. Изменчивость приливов в зависимости от ледяного покрова отражала влияние средних ледовых условий за указанный период. В последнее десятилетие произошли существенные изменения в развитии ледовых процессов в Обской губе, связанные как с глобальными климатическими изменениями, так и, по-видимому, с техногенными причинами [1, 6].

Наблюдения за приливами, выполненные на Салмановском участке (акватория южнее пункта Тадибеяха) и у м. Каменный в зимний период 2015–2016 гг. в экспедиции ААНИИ, показали отличное от нормального влияние ледяного покрова на сезонную изменчивость приливной волны и, как следствие, на сезонный ход волны M_2 . Уменьшение амплитуды волны и замедление фазы по отношению к летнему периоду произошло к апрелю 2016 г. в значительно меньшей степени, чем в норме. Такое необычное поведение прилива на м. Каменный было вызвано, как мы считаем, аномальным развитием заприпайной полыньи. В зимний период 2017–2018 гг. наблюдался промежуточный между стандартным и легким вид распространения прилива. Заприпайная полынья занимала в этот период также аномальное положение. В связи с этими новыми сценариями расчет кривой прилива производится по специальной схеме, отличной от стандартного способа расчета.

СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ

Как было показано в работах В.Г. Корта [2], Н.А. Лабзовского [3], нагоны в Обской губе вызываются циклонами, центр которых располагается к востоку от губы, или антициклонами с центром к западу от нее. Сгон формируется циклонами с центрами, располагающимися к западу от губы, или антициклонами с центрами к востоку от нее. Переход от сгона к нагону или от нагона к сгону обычно обуслав-

ливается переходом центра того или иного барического образования через меридиан Обской губы. Таким образом, нагоны в Обской губе вызываются ветрами северного и северо-восточного направлений, сгоны — южного и юго-западного. В Тазовской губе нагоны формируются ветрами западного и северо-западного направлений, а в южной ее части — северных румбов.

Для анализа сгонов–нагонов в данной работе использовались данные ежечасных экспедиционных наблюдений за 1947–1949 гг., а также срочных стационарных за 1977–1994 гг., приведенных к однородным рядам.

Вначале остановимся на выводах, полученных Северной проектно-изыскательской экспедицией (СПИЭ) по наблюдениям 1947–1949 гг. [4]. Эти выводы показывают, что наибольшие сгоны наблюдались в осенний период, когда над акваторией губы преобладали сильные и продолжительные ветры южной четверти. За период работы экспедиции самые низкие уровни при сгонах наблюдались в ноябре 1947 г. (на 150 см ниже среднемесячного) и октябре 1948 г. (на 152 см ниже среднемесячного).

Наибольшая продолжительность стояния уровня ниже нуля изысканий для одного случая в безледный период составила 145 часов. Низший наблюдаемый уровень безледного периода 23.10.1948 г. (–140 см) держался четыре часа. Отметим, что остаточный (практически сгонно-нагонный) уровень в этот период, вычисленный авторами, изменялся от –132 до –130 см, а приливная составляющая принимала значения от –6,58 до 11,63 см. Размах колебаний остаточного уровня за весь период ежечасных наблюдений 1947–1949 гг. составил 319,4 см, суммарного — 342 см.

Наибольшая длительность одного случая стояния уровня ниже нуля изысканий в период ледостава составила 323 ч. Низший сгонный уровень (–182 см) при ледоставе 16.11.1947 г. держался 1 час. При этом рассчитанная авторами приливная составляющая на этот час составила 2,16 см, остаточный уровень равен –184 см.

Нагонные уровни в 1947–1948 гг. наблюдались при продолжительном ветре северной четверти. Самый высокий подъем уровня составил 160 см над нулем изысканий. Он наблюдался в августе 1948 г.

Перейдем к анализу данных стационарных наблюдений. По откорректированным рядам за 1977–1994 гг. рассчитана обеспеченность остаточных уровней. По кривой обеспеченности остаточных уровней получены значения уровня 5- и 95-процентной обеспеченности, которые, по аналогии, принятой при обработке данных за 1947–1949 гг., использовались для выделения наиболее существенных нагонов и сгонов. При этом учитывались нагоны, при которых остаточный уровень превышал уровень 5-процентной обеспеченности (528 см над нулем поста). Для характеристики сгонов учитывались остаточные уровни ниже 95-процентной обеспеченности (439 см). Использование уровней заданной обеспеченности в качестве отсчетных критериев для сгонов–нагонов позволяет получить сравнимые характеристики непериодических колебаний по многолетнему однородному ряду остаточного уровня. Тогда как применение для этих целей среднемесячных значений дает характеристики относительно меняющейся ежемесячно величины уровня. Как видно из табл. 5 и табл. 6, в некоторых случаях отмечается ситуация, когда по превышению над среднемесячным (фоновым) уровнем нагон можно отнести к существенному, но из-за низкого фонового уровня он едва превышает уровень 5-процентной обеспеченности.

Наряду с превышением уровня над 5- и 95-процентной обеспеченностью абсолютной характеристикой сгона или нагона является и непосредственно значение

экстремального уровня (табл. 5, табл. 6). В этих же таблицах для сравнения приведены сведения о сгонно-нагонных колебаниях уровня относительно среднемесячных значений.

В отдельных работах в качестве отсчетного горизонта сгонов и нагонов обоснованно используется линия тренда [12]. В данной работе этот подход оказался нецелесообразным, поскольку относительно общей линии тренда за весь период нагоны и сгоны проявлялись в виде затяжных явлений, намного превышающих синоптические масштабы и включающих в одно явление множество отдельных сгонов или нагонов.

Таблица 5

Характеристики наибольших за год нагонов по срочным наблюдениям на посту м. Каменный по ряду остаточных уровней за 1977–1994 гг.

Год	Выборки по максимальному за год нагонному уровню ($H_{\text{макс}}$)					Выборки по наибольшей за год продолжительности нагона		
	Число нагонов выше $H_{5\%}$	$H_{\text{макс}}$, см	τ нагона над $H_{5\%}$, сут.	$\Delta H_{5\%}$, см	Превышение $H_{\text{макс}}$ над $H_{\text{срмес}}$, см	$\tau_{\text{макс}}$ нагона над $H_{5\%}$, сут.	Превышение $H_{\text{макс}}$ над $H_{5\%}$, см	$\tau_{\text{макс}}$ нагона над $H_{\text{срмес}}$, сут.
1977	11	559,6	1,75	31,6	72,6	8,0	23,8	15,75
1978	5	607,5	3,0	79,5	94,5	3,0	79,5	18,25
1979	5	578,1	61,8	50,1	31,1	61,8	50,1	22,5
1980	7	634,3	3,75	106,3	131,3	3,75	106,3	6,0
1981	4	551,0	14,5	23,0	31,0	14,5	23,0	34,25
1982	9	576,1	2,0	48,1	78,1	11,5	10,8	41,25
1983	6	548,9	1,5	20,9	47,9	5,0	16,1	20,25
1984	5	536,9	1,0	8,9	60,9	1,0	8,9	16,0
1985	6	628,5	3,0	100,5	131,5	3,0	100,5	12,75
1986	0	*	*	*	*	*	*	*
1987	10	631,2	10,75	103,2	101,2	10,75	103,2	10,75
1988	12	595,7	6,25	67,7	77,7	15,75	13,1	15,75
1989	12	567,8	1,5	39,8	74,8	4,0	19,9	9,5
1990	7	545,0	2,75	17,0	36,0	3,5	5,6	7,25
1991	2	542,4	16,25	14,4	20,4	16,25	14,4	21,0
1992	10	549,6	3,75	21,6	35,6	9,5	12,9	21,5
1993	2	533,5	1,0	5,5	36,5	1,0	5,5	14,5
1994**	0	*	*	*	*	*	*	*
Среднее	6,3	574,1	8,4	46,1	66,3	10,8	37,1	18,0
Максимум	12	634,3	61,8	106,3	131,5	61,8	106,3	41,25
Минимум*	2	533,5	1,0	5,5	20,4	1,0	5,5	6,0

Примечания. $H_{\text{макс}}$ — максимальный остаточный уровень; $H_{5\%}$ — остаточный уровень 5-процентной обеспеченности, равный 528 см; $\Delta H_{5\%}$ — превышение остаточного максимального уровня над уровнем 5-процентной обеспеченности; $H_{\text{срмес}}$ — среднемесячный остаточный уровень; τ — продолжительность; $\tau_{\text{макс}}$ — наибольшая продолжительность; * — нагоны выше 5-процентной обеспеченности отсутствовали; ** — кроме 1986 и 1994 гг.; *** — за период 01.01 – 15.05.1994 г.

**Характеристики наибольших за год сгонов по срочным наблюдениям
на посту м. Каменный по остаточному ряду уровней за 1977—1994 гг.**

Год	Выборки по минимальному за год сгонному уровню ($H_{\min}$)					Выборки по наибольшей за год продолжительности сгона		
	Число сгонов ниже $H_{95\%}$	$H_{\min}$, см	т ниже $H_{95\%}$, сут.	$\Delta H_{95\%}$, см	Превышение $H_{\min}$ от $H_{\text{срмес}}$, см	$\tau_{\max}$ сгона от $H_{95\%}$, сут.	Превышение $H_{\min}$ от $H_{95\%}$, см	$\tau_{\max}$ сгона от $H_{\text{срмес}}$, сут.
1977	3	418,3	0,75	-20,7	-56,7	9,75	-12,9	25,25
1978	3	381,7	2,75	-57,3	-93,3	2,75	-57,3	4,75
1979	7	422,0	1,50	-17,0	-58,0	1,50	-17,0	7,00
1980	1	408,1	1,25	-30,9	-62,9	1,25	-30,9	5,50
1981	7	384,7	14,0	-54,3	-79,3	14,0	-54,3	14,25
1982	2	421,2	1,25	-17,8	-51,8	1,25	-17,8	8,75
1983	11	388,4	1,50	-50,6	-97,6	4,00	-44,1	10,25
1984	10	412,3	2,25	-26,7	-45,7	2,25	-26,7	11,25
1985	10	369,0	5,75	-70,0	-76,0	5,75	-70,0	13,50
1986	28	366,8	4,50	-72,2	-87,2	11,0	-19,7	12,25
1987	12	406,3	11,5	-32,7	-36,7	11,5	-32,7	23,50
1988	0	*	*	*	*	*	*	*
1989	1	438,3	0,15	-0,70	-54,7	0,15	-0,70	10,25
1990	11	389,0	11,0	-50,0	-44,0	11,0	-50,0	27,0
1991	4	412,5	10,0	-26,5	-29,5	10,0	-26,5	10,0
1992	3	387,7	6,50	-51,3	-82,3	35,75	-50,8	36,5
1993	9	401,2	1,25	-37,8	-56,8	5,25	-25,3	9,00
1994***	0	*	*	*	*	*	*	*
Среднее	7	400,5	4,74	-38,5	-63,3	7,9	-33,5	14,31
Максимум	28	438,3	14,0	-0,70	-29,5	35,75	-0,70	36,5
Минимум	1**	366,8	0,15	-72,2	-97,6	0,15	-70,0	4,75

Примечание. $H_{\min}$ — минимальный остаточный уровень; $H_{95\%}$ — остаточный уровень 95-процентной обеспеченности, равный 439 см; $\Delta H_{95\%}$ — превышение остаточного минимального уровня над уровнем 95-процентной обеспеченности; * — сгоны ниже уровня 95-процентной обеспеченности отсутствовали; ** — кроме 1988 и 1994 гг.; *** — за период 01.01–15.05.1994 г.

Как видно из табл. 5, количество нагонов, превышающих уровень 5-процентной обеспеченности, изменялось от нулевого значения (1986 г.) до 12 случаев за год (1988, 1989 гг.). Максимальный за год уровень при нагоне изменялся от 533,5 (1993 г.) до 634,3 см над нулем поста (1980 г.). При этом в случае 1980 г. превышение над уровнем 5-процентной обеспеченности оказалось равным 106,3 см, над среднемесячным уровнем 131,3 см. В случае 1993 г. превышение над уровнем 5-процентной обеспеченности составило 5,5 см, над среднемесячным 36,5 см. Примером ситуации, когда по превышению над среднемесячным (фоновым) уровнем нагон можно от-

нести к существенному, служит также 1984 г., но при этом уровень всего на 8,9 см превышает уровень 5-процентной обеспеченности.

Наиболее продолжительным нагоном над уровнем 5-процентной обеспеченности был нагон 1979 г. (61,8 сут.), при котором превышение максимального уровня над уровнем 5-процентной обеспеченности составило 50,1 см, а остаточный уровень достиг значения 578,1 см. Для сравнения отметим, что по наибольшей продолжительности нагона за год над среднемесячным был нагон 1982 г. (41,25 сут.), при котором остаточный уровень достиг значения 538,8 см. Этот же нагон относительно уровня 5-процентной обеспеченности продолжался 11,5 сут.

Как следует из табл. 6, количество сгонов ниже уровня 95-процентной обеспеченности составило 28 случаев (1986 г.) при нулевом значении в 1988 г. Самый низкий остаточный уровень (366,8 см) наблюдался при сгоне 1986 г. Продолжительность этого сгона относительно уровня 95-процентной обеспеченности достигла 4,5 сут. Наиболее продолжительный сгон относится к 1992 г. (35,75 сут.). Превышение максимального уровня при этом сгоне над уровнем 95-процентной обеспеченности составило -50,8 см.

Как видно из табл. 5 и табл. 6, в большинстве случаев характеристики представленных нагонов и сгонов совпадают для выборок как по экстремальному за год превышению над уровнем заданной обеспеченности для данного явления, так и по наибольшей за год его продолжительности. Для лет, в которые эта закономерность не соблюдается (1977, 1982, 1983, 1988–1990, 1992 гг.), характерно естественное соотношение: наибольшей продолжительности явления отвечает превышение экстремального уровня, меньшее по абсолютной величине, чем аналогичная характеристика, найденная при выборке по максимальному нагонному (сгонному) уровню.

На рис. 3 показано распределение по месяцам количества нагонов выше уровня 5-процентной обеспеченности и сгонов ниже уровня 95-процентной обеспеченности, определенное по остаточным рядам за период 1977–1994 г.

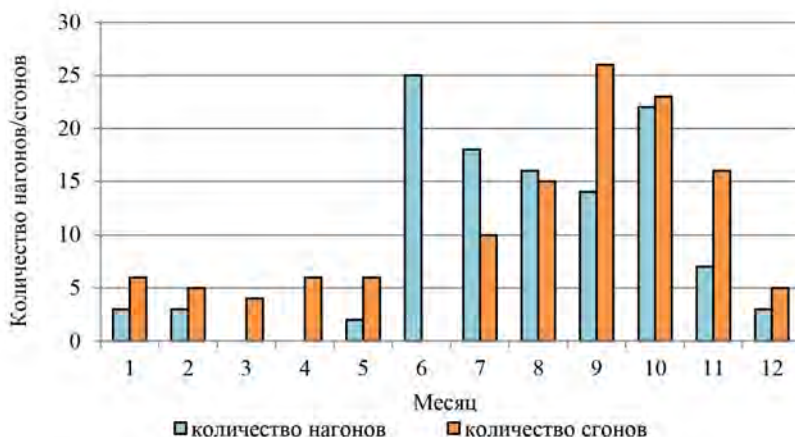


Рис. 3. Распределение по месяцам нагонов выше уровня 5-процентной обеспеченности и сгонов ниже 95-процентной обеспеченности на посту м. Каменный за 1977–1994 гг.

Fig. 3. Monthly distribution of surges above the level of 5 % probability and ranges of below 95 % probability at the station of Cape Kamenny for 1977–1994

Из рис. 3 видно, что за указанный период наблюдений чаще всего нагоны приходятся на период с июня по ноябрь, сгоны — с июля по ноябрь. Наибольшее количество нагонов отмечено в июне, сгонов — в сентябре.

Самый высокий нагон с максимальным за год остаточным уровнем (634,3 см над нулем поста) приурочен к периоду чистой воды (07–12.09.1980 г.). Самый сильный сгон с остаточным уровнем 366,8 см, отмеченный в период 23–28 октября 1986 г., проходил при наличии припая.

Размах колебаний остаточного уровня за период срочных наблюдений 1977–1994 гг. составил 267,5 см.

Отмеченные по данным табл. 5 и табл. 6 закономерности относятся только к экстремальным за каждый год нагонам и сгонам. Учет не только экстремальных, но всех нагонов и сгонов относительно уровней заданной обеспеченности 5 и 95 % на основе обработки всего массива остаточных уровней позволил получить связи продолжительности и скорости роста и спада уровня при нагонах, а также спада и подъема уровня при сгонах (рис. 4).

Рис. 4 в общих чертах отражает закономерность, характерную и для некоторых других гидрометеорологических явлений: продолжительность явления находится в обратной зависимости от интенсивности, что в данном случае свойственно как для нагонов, так и сгонов. Так, наибольшей скорости роста уровня при нагоне, равной 134 см/сут., соответствует продолжительность нагона над уровнем 5-процентной

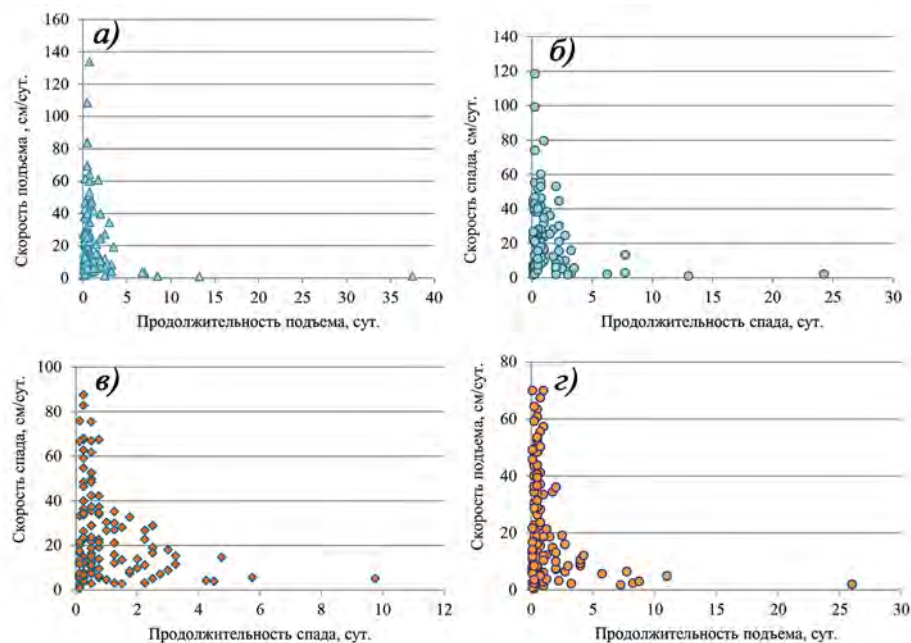


Рис. 4. Связь продолжительности и скорости подъема (а) и спада (б) уровня при нагонах, спада (в) и подъема (г) при сгонах для поста м. Каменный по данным срочных наблюдений 1977–1994 гг.

Fig. 4. Relationship of the duration and speed of the rise (а) and the decline (б) of the level during surges, the decline (в) and the rise (г) during the sweeps for observation station of Cape Kamenny according to urgent observations of 1977–1994

обеспеченности 0,75 сут. Наибольшей же продолжительности роста нагонного уровня (37,5 сут.) соответствует скорость 1,34 см/сут.

На спаде нагона наибольшая скорость снижения уровня (118,4 см/сут.) отмечена при продолжительности этой фазы 0,25 сут. Наибольшей продолжительности снижения нагонного уровня (24,25 сут.) соответствует скорость 2,07 см/сут.

Спад уровня при сгоне происходил с наибольшей скоростью 87,6 см/сут., подъем от минимального уровня до уровня 95-процентной обеспеченности — со скоростью 0,12 см/сут. Соответствующие этим скоростям продолжительности спада и подъема сгонного уровня составили 9,75 и 26,0 сут.

Подчеркнем, что приведенные характеристики сгонов и нагонов за 1977–1994 гг. получены по срочным наблюдениям. Следует иметь в виду, что наибольшие расхождения между ежечасными и срочными суммарными экстремальными уровнями на стационарных постах Обской и Тазовской губ (Ямсальский бар, Новый Порт, Сеяха, Тамбей, Дровяная, Антипаюта) достигают 32–78 см [13]. Расчеты для поста м. Каменный на материалах ежечасных экспедиционных наблюдений за 1936, 1947, 1948, 1971, 1972 гг. показали, что наибольшая разница между ежечасными и срочными данными для максимальных суммарных уровней составляет 38 см (ноябрь 1947 г.), для минимальных –34 см (октябрь 1947 г.).

Наибольшая дисперсия выборки остаточного уровня в период 1977–1994 гг., а также значение наивысшего максимального уровня приходится на безледный период (близко к его окончанию), как и внутрисезонный размах колебаний по сравнению с другими сезонами (табл. 7).

Остановимся на результатах, полученных нами по ежечасным наблюдениям 1947–1948 гг. Для этого периода наибольший внутримесячный размах колебаний остаточного уровня отмечен в ноябре 1947 г. и октябре 1948 г. Стандартная ошибка для ряда остаточных уровней за 1947–1948 гг. составила 0,455, среднеквадратичное отклонение равно 39. Сравнение характеристик сгонно-нагонных уровней показывает, что данные наблюдений 1947 г. охватывают наиболее экстремальные непериодические колебания за весь период наблюдений на посту м. Каменный.

Таблица 7

**Статистические характеристики остаточных уровней на посту м. Каменный
по срочным наблюдениям за 1977–1994 гг.**

Характеристика	Весь ряд за 1977–1994 гг.	Переходный период весны	Период без льда	Переходный период осени	Ледостав
Среднее	483,7	504,4	481,8	479,6	482,6
Стандартная ошибка	0,172	0,596	0,441	1,043	0,182
Стандартное отклонение	27,4	23,6	34,2	33,4	23,6
Дисперсия выборки	752,7	555,3	1167,6	1117,6	557,2
Минимум	366,8	428,1	369	394,9	366,8
Максимум	634,3	576,9	634,3	626,4	582,2
Размах	267,5	148,8	265,3	231,5	215,4
Количество наблюдений	25376	1564	6000	1028	16784

Примечание. Переходный период весны — от начала взлома ледяного покрова до полного очищения акватории; переходный период осени — от начала устойчивого ледообразования до полного замерзания.

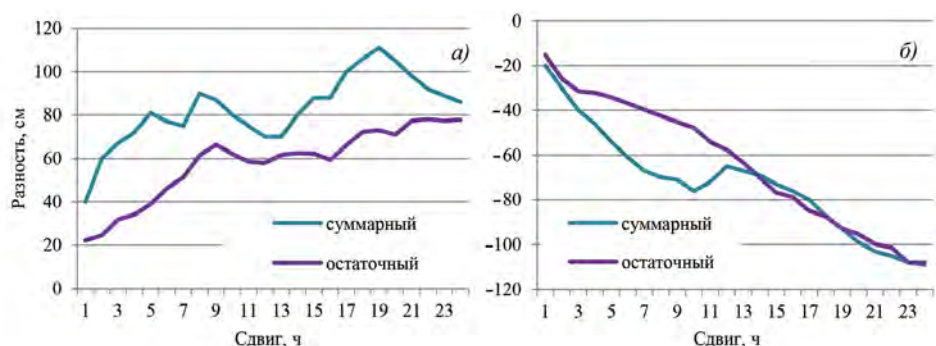


Рис. 5. Наибольшие положительные (а) и отрицательные (б) разности для суммарного и остаточного уровня при временном интервале разности от 1 до 24 ч по ежечасным данным за 1947–1948 гг.

Fig. 5. The largest positive (a) and negative (б) differences for the total and residual levels during the time shift of the series from 1 to 24 hours according to hourly data for 1947–1948.

Изменчивость ежечасных суммарных и остаточных уровней на посту м. Каменный за 1947–1948 гг. характеризует также рис. 5. Из него видно, что наибольшие по абсолютной величине разности уровней из всего ряда, даже при временном сдвиге 1 ч, достигают существенных значений. При этом наибольшая положительная разность для суммарного уровня оказалась 40 см, что почти в два раза выше, чем для остаточного (22,2 см). Наибольшая отрицательная разность для суммарного уровня составила 20 см, остаточного 15,2 см. Указанные наибольшие величины межчасовой изменчивости уровня относятся к событиям редкой повторяемости (табл. 8) и приурочены к ситуациям наибольшего развития стонно-нагонных колебаний, которые наиболее трудно поддаются прогнозированию [1].

В подавляющем большинстве случаев разности ежечасных уровней при временном интервале 1 ч находятся в интервалах от $-4,99$ до 5 см. С увеличением интервала разности от 2 до 9 ч наибольшая повторяемость разностей суммарного и остаточного уровня существенно снижается по величине за счет увеличения повторяемости более высоких абсолютных значений разностей. При всех рассмотренных интервалах разности уровней общий диапазон повторяемости разностей суммарного уровня шире, чем остаточного (см. табл. 8).

Таблица 8

Повторяемость (%) разностей суммарного (ряд 1) и остаточного (ряд 2) уровня при временном интервале разности, равном 1, 3, 6 и 9 ч по наблюдениям 1947–1948 гг.

Интервал значений разностей	Сдвиг 1 ч		Сдвиг 3 ч		Сдвиг 6 ч		Сдвиг 9 ч	
	Ряд 1	Ряд 2	Ряд 1	Ряд 2	Ряд 1	Ряд 2	Ряд 1	Ряд 2
–79,99...–75	0	0	0	0	0	0	0,00	0
–74,99...–70	0	0	0	0	0	0	0,03	0
–69,99...–65	0	0	0	0	0	0	0,01	0
–64,99...–60	0	0	0	0	0,01	0	0,11	0
–59,99...–55	0	0	0	0	0,22	0	0,29	0
–54,99...–50	0	0	0	0	0,58	0	0,65	0
–49,99...–45	0	0	0	0	0,96	0	0,99	0,04

Интервал значений разностей	Сдвиг 1 ч		Сдвиг 3 ч		Сдвиг 6 ч		Сдвиг 9 ч	
	Ряд 1	Ряд 2	Ряд 1	Ряд 2	Ряд 1	Ряд 2	Ряд 1	Ряд 2
-44,99...-40	0	0	0,01	0	1,87	0,00	1,24	0,10
-39,99...-35	0	0	0,12	0	2,44	0,01	1,89	0,33
-34,99...-30	0	0	0,97	0,01	2,78	0,16	2,18	0,44
-29,99...-25	0	0	2,69	0,033	3,22	0,40	2,27	0,86
-24,99...-20	0,03	0	4,54	0,22	3,47	1,08	2,92	1,54
-19,99...-15	0,40	0,01	5,97	0,74	3,58	1,88	3,29	2,29
-14,99...-10	3,43	0,38	7,33	2,63	6,30	4,29	6,31	5,62
-9,99...-5	13,84	3,68	12,40	9,51	12,22	11,09	10,98	11,68
-4,99...0	46,33	46,24	23,60	37,52	14,74	31,49	16,05	26,84
0,01...5	23,94	45,84	15,88	36,03	13,10	30,66	16,39	27,68
5,01...10	6,63	3,37	9,55	9,71	10,18	10,81	11,81	11,53
10,01...15	3,01	0,38	4,80	2,36	6,43	4,50	6,65	4,84
15,01...20	1,56	0,08	3,46	0,90	3,76	2,00	4,97	2,63
20,01...25	0,56	0,01	2,57	0,23	3,12	1,02	3,46	1,79
25,01...30	0,21	0	1,99	0,01	3,04	0,33	2,60	0,91
30,01...35	0,04	0	1,15	0,01	2,20	0,18	2,04	0,49
35,01...40	0,01	0	1,26	0	2,02	0,07	1,36	0,23
40,01...45	0	0	0,78	0	1,45	0,01	0,73	0,10
45,01...50	0	0	0,47	0	1,07	0,01	0,41	0,01
50,01...55	0	0	0,30	0	0,62	0	0,18	0,03
55,01...60	0	0	0,10	0	0,40	0	0,08	0,01
60,01...65	0	0	0,03	0	0,12	0	0,03	0,00
65,01...70	0	0	0,01	0	0,04	0	0,03	0,01
70,01...75	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0
75,01...80	0	0	0	0	0,03	0	0,01	0
80,01...85	0	0	0	0	0	0	0,00	0
85,01...90	0	0	0	0	0	0	0,01	0

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценка качества срочных наблюдений (4 срока в сутки) за уровнем моря за весь период наблюдений с 1952 по 1994 г., выполненная с помощью контроля высотной основы и способа калибровки приливов, выявила несколько сбоев (ошибок) высотной основы и большое количество сомнительных наблюдений, в особенности после 1986 г. Обнаружено, что срочные наблюдения, произведенные в 1950–1961 гг. (до постройки причала), не могут быть рекомендованы для использования в научных исследованиях вследствие низкого качества этих данных. В наблюдениях за период 1977–1994 гг. количество сомнительных измерений составляет около 40 %, но с помощью способа калибровки приливов наблюдения были приведены к однородным рядам.

В ежечасных сериях наблюдений за уровнем моря, как правило, полученных с помощью самописцев типа СУМ, качество наблюдений выше на порядок. Но при обработке этих данных за 1936 г. по старой методологии были получены неверные сведения о приливах, помещенные в Таблицы приливов за 1941 г. [9, 10]. Эти же

сведения без критической оценки помещены в справочное издание [11]. В настоящей работе приведены средние векторные значения гармонических постоянных прилива на м. Каменный для летнего периода (август). Этими константами можно пользоваться для расчета прилива на весь безледовый период (с июля по октябрь), так как изменчивость констант прилива на весь летний период не существенна. Для ледового периода разработаны списки средних констант прилива на каждый месяц, которые здесь не приведены. Проблема заключается в том, что в последние годы вследствие аномального развития заприпайной полыньи на севере Обской губы происходит необычное распространение приливной волны. Выполненные исследования позволили выявить два новых типа развития прилива в зимний период с декабря по июнь, которые отличаются от стандартного влияния ледяного покрова на приливную волну, приведенную в [11].

Проведенный анализ опубликованных и архивных материалов по уровням стационарных и экспедиционных наблюдений позволил впервые получить детальные характеристики периодических и непериодических колебаний уровня в районе м. Каменный.

Полученные количественные оценки колебаний остаточного уровня показывают, что при срочных наблюдениях теряется важная информация о сгонах–нагонах. Это в очередной раз подтверждает неоднократно высказанное в публикациях авторов очевидное заключение о необходимости производства ежечасных наблюдений за уровнем на акватории Обской и Тазовской губ, подверженных интенсивным колебаниям уровня, при которых в районе м. Каменный величина сизигийного прилива в летний период составляет 52 см, размах колебаний остаточного уровня — 319 см, суммарного — 342 см.

Благодарности. Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60192.

Acknowledgments. The reported study was partially funded by RFBR grant № 18-05-60192.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Яговкина Е.А., Хаймина О.В., Кубышкин Н.В., Смирнов К.Г., Гудошников Ю.П. Непериодические колебания уровня моря у мыса Каменный (Обская губа Карского моря). Закономерности изменчивости и возможность прогноза // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». Конференция имени Л.Н. Карлина. 19–20 декабря 2018. СПб., 2018. С. 734–737.
2. Корт В.Г. Непериодические колебания уровня воды в Арктических морях и способы их прогноза // Тр. АНИИ. 1941. Т. 175. 163 с.
3. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. Л.: Гидрометеиздат. 1971. 237 с.
4. Коптева А.В. Уровень и течения Обской губы // Тр. АНИИ. 1953. Т. 59. С. 84–148.
5. Диесперова Р.А. Приливы Северного Ледовитого океана // Труды ГОИН. 1954. Вып. 19. 74 с.
6. Войнов Г.Н., Налимов Ю.В., Пискун А.А., Становой В.В., Усанкина Г.Е. Основные черты гидрологического режима Обской и Тазовской губ (лед, уровни, структура вод) / Под ред. Г.Н. Войнова. СПб.: Нестор-История, 2017. 192 с.
7. 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.

8. 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.
9. Носков А.П. Приливы в Обь-Енисейском районе и шхерах Минина // Приливы в морях Советской Арктики: Материалы по гидрографии морей и рек Советской Арктики. Вып. III. Ч. I. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1938. 63 с.
10. Таблицы приливов. Т. II. Гармонические постоянные для предвычисления приливов. Л.: Изд. Гидрогр. упр. ВМФ СССР. 1941. 295 с.
11. 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.
12. 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.
13. Пискун А.А. О точности определения средних и экстремальных уровней воды при сокращении сроков наблюдений на постах Обской и Тазовской губ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 23–36.

REFERENCES

1. Iagovkina E.A., Khaimina O.V., Kubyshkin N.V., Smirnov K.G., Gudoshnikov Iu.P. Non-periodic fluctuations of sea level at Cape Kamenny (the Ob Bay of the Kara Sea). Patterns of variability and the possibility of forecasting. *Trudy II Vserossiiskoi konferentsii «Gidrometeorologiya i ekologiya: dostizheniia i perspektivy razvitiia». Konferentsiia imeni L.N. Karlina. 19–20 dekabria 2018.* Proceedings of the II All-Russian Conference “Hydrometeorology and Ecology: Achievements and Prospects for Development”. Conference named L.N. Carlin. December 19–20, 2018. St. Petersburg, 2018: 734–737. [In Russian].
2. Kort V.G. Non-periodic fluctuations of the water level in the Arctic seas and methods for their prediction. *Trudy Arkhticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of ANII. 1941, 175: 163 p. [In Russian].
3. Labzovskii N.A. *Neperiodicheskie kolebaniia urovnia moria.* Non-periodic fluctuations of the water level. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1971: 237 p. [In Russian].
4. Kopteva A.V. The level and course of the Ob bay. *Trudy Arkhticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of ANII. 1953, 59: 84–148. [In Russian].
5. Diesperova R.A. Tides of the Arctic Ocean. *Trudy Gosudarstvennogo okeanograficheskogo instituta.* Proc. GOIN. 1954, 19: 74 p. [In Russian].
6. Voinov G.N., Nalimov Iu.V., Piskun A.A., Stanovoi V.V., Usankina G.E. *Osnovnye cherty gidrologicheskogo rezhima Obskoi i Tazovskoi gub (led, urovni, struktura vod).* The main features of the hydrological regime of the Ob and Taz bays (ice, levels, water structure). Ed. G.N. Voinov. St. Petersburg: Nestor-Istoriia, 2017: 192 p. [In Russian].
7. Voinov G.N., Piskun A.A. The valuation of the tides in the New Port (the Gulf of the Ob) on the sea level data the span of 1977–2012 years. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2015, 3 (105): 51–65. [In Russian].
8. Voinov G.N. Techniques of reduction of the hourly series of the sea level records to uniform series by means of calibration of the tidal signal. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2015, 2 (104): 68–80. [In Russian].
9. Noskov A.P. *Prilivy v Ob'-Eniseiskom raione i shkherakh Minina. V kn.: Prilivy v moriakh Sovetskoi Arktiki: materialy po gidrografii morei i rek Sovetskoi Arktiki. Vyp. III. Ch. I.* Tides in the Ob-Yenisei district and Minin's skerries. In the book: Tides in the seas of the Soviet Arctic. Data on the hydrography of the seas and rivers of the Soviet Arctic. Issue 3. Part I. Leningrad: GlavSvmorput', 1938: 63 p. [In Russian].

10. *Tablitsy prilivov. Tom II. Garmonicheskie postoiannye dlia predvychisleniia prilivov.* Tide tables. Volume II. Harmonic constants for prediction of tides. Leningrad: Hydrography Publ. USSR Naval Administration, 1941: 295 p. [In Russian].
11. *Kopteva A.V., Butenko A.K., Ivanova Z.K.* Data on the study of tides of the Arctic seas of the USSR. *Trudy Arkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of ANII. 1952, 42 (VII). The Kara sea: 536 p. [In Russian].
12. *Voinov G.N., Piskun A.A.* Tidal and storm surges sea level at the cape Yam-Sale (the gulf of the Ob). *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2016, 4 (110): 51–66. [In Russian].
13. *Piskun A.A.* 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. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2017, 4 (114): 23–36. [In Russian].

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

УДК 556.5, 551.324.63, 551.324.86

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА РЕК В БАССЕЙНЕ ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД (ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)

К.В. РОМАШОВА¹, Р.А. ЧЕРНОВ², И.И. ВАСИЛЕВИЧ*

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² — ФГБУН «Институт географии» РАН, г. Москва, Россия

*vasilevich@aari.ru

STUDY OF THE GLACIAL FLOW OF RIVERS IN THE GRØNFJORD BAY BASIN (WESTERN SVALBARD)

K.V. ROMASHOVA¹, R.A. CHERNOV², I.I. VASILEVICH*

¹ — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² — FSBI “Institute of Geography”, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*vasilevich@aari.ru

Received February, 8, 2019

Accepted March, 15, 2019

Keywords: ablation, average summer air temperature, general runoff, glacier, river beds.

Summary

The melting of glaciers in the Arctic archipelagoes provides glacier runoff, which must be considered when assessing river flow. Glacial runoff, as a component of the total river flow, directly affects the thermal and ice conditions of the bays, the productivity and species composition of the marine biota. Also, this process is broadly related to the livelihoods of the Arctic villages. Furthermore, it acts as the important factor for the development of transport and tourism. Melted water of Svalbard glaciers is a significant contribution in total runoff of the local rivers. The issue of this study is to assess this contribution. Grønfjord Bay was selected for assessment because of the fact of regular measurements of water discharge in the river estuaries from June to October. Among 7 rivers flowing into the bay, 6 have glacial runoff. Despite the fact that only small mountain glaciers are common in this area, its melting largely determines the water regime of the rivers. The value of the glacier runoff in Grønfjord Bay was calculated based on an estimation of the glaciers melting by average summer air

Citation: Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I. Study of the glacial flow of rivers in the Grønfjord bay basin (Western Svalbard). *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 1: 34–45. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45

temperature in 2017 and 2018. Comparison of the amount of glacial and total flow was carried out on the rivers flowing into the Grøn fjord Bay. The comparative analysis of the glacial and total river flows size along the 6 rivers of the Grøn fjord Bay: Grøndalselva, Grøn fjorddalselva, Bretjørna, Aldegonda, Brydebekken, Vasstakelva showed significant differences in the glacier runoff content depending on the area of glaciation in the catchment of rivers. The content of glacial runoff in the total freshwater discharge by rivers into the bay in 2017 and 2018 vary from 20 to 90 %. The largest glacier runoff is observed on the Bretjørna river — 90 %, the Grøndalselva, Brydebekken and Vasstakelva have the smallest glacier runoff — 20 %. The average total glacial runoff of the rivers varied from 41 to 53 % of the total discharge of the rivers of the gulf.

Поступила 8 февраля 2019 г.

Принята к печати 15 марта 2019 г.

Ключевые слова: аблиция, ледник, общий сток, речные русла, средняя летняя температура воздуха.

Таяние ледников на территории арктических архипелагов обеспечивает ледниковый сток, который необходимо учитывать при оценке речного стока. Целью данной работы является оценка доли ледникового стока в общем стоке рек, впадающих в залив Грён-фьорд. Для расчета количества стока ледников были использованы данные о средней летней температуре воздуха в 2017 и 2018 гг. Сравнение количества ледникового и общего стока было проведено на реках, впадающих в залив Грён-фьорд, где регулярно измеряется расход воды в устьях рек с июня по октябрь. Сравнительный анализ размеров ледниковых и суммарных речных потоков по шести рекам залива Грён-фьорд: Грён, Грён-фьорд, Брехьёрна, Альдегонда, Брюде, Васстак — показал существенные различия в доле ледникового стока в зависимости от площади оледенения в водосборах рек. Доля ледникового стока в общем объеме стока пресной воды реками в залив в 2017 и 2018 гг. колебалась от 20 до 90 %. Средний суммарный ледниковый сток рек колебался от 41 до 53 % от общего стока рек залива.

ВВЕДЕНИЕ

Ледники являются важнейшим элементом водной системы арктического архипелага Шпицберген. Оледенение архипелага охватывает до 60 % его территории, однако в западных районах Шпицбергена (Земля Норденшельда, Земля Принца Карла, Земля Диксона) распространены лишь горные ледники, которые занимают около 15 % площади [1]. В настоящее время на этой территории наблюдается интенсивное сокращение горных ледников, начало которого было отмечено в первой половине XX в. [2]. Количественная оценка потери массы ледников, связанной с таянием (масс-балансовые измерения), требует значительных материальных и трудовых затрат, и могут быть реализованы при условии проведения регулярных наблюдений. В то же время реакция ледников непосредственно отражается на величине речного стока. Поэтому одной из практически осуществимых задач, связанных с оценкой изменений климата в Арктике, является мониторинг общего речного стока исследуемых территорий в период таяния.

Наибольший интерес представляет горное оледенение Шпицбергена, расположенное в его центральной части, так как сокращение ледников в этом районе происходит наиболее быстрыми темпами [3]. По данным метеостанций Лонгйира и Баренцбурга с середины 1980-х гг. в этой части архипелага отмечен положительный тренд годовой температуры воздуха со средним значением 0,8 °C за десятилетие, который стал очевидным также для всего Западного Шпицбергена [4]. Потепление обусловило интенсивное сокращение горного оледенения [3, 4, 5, 6]. Ледники Земли Норденшельда за последние 30 лет потеряли в среднем около 40 % площади, при

этом горные ледники небольших размеров сократились до 70 % [3, 7]. Таяние ледников обуславливает сокращение их площади и уменьшение объема, в то же время происходит увеличение расхода воды в реках, поэтому реакция этих элементов водной системы на потепление климата может быть различной.

Среди отечественных исследований наиболее масштабные гидрологические работы были связаны с деятельностью Шпицбергенской гляциологической экспедиции Института географии АН СССР и охватывали период с 1976 по 1990 г. [2]. Были рассмотрены вопросы о распространении наледей на Земле Норденшельда [8], дана оценка баланса массы горных ледников Земли Норденшельда [9]. В 1984 и 1985 гг. гидрологические наблюдения были продолжены и охватывали р. Грён и р. Мимер (пос. Пирамида) вблизи их устьев. На основе этих наблюдений были рассчитаны основные характеристики стока воды указанных рек, элементы водного баланса. Более подробные сведения о выполненных гидрологических и воднобалансовых работах приведены в [8, 10, 11], режим стока рек Шпицбергена и водноледовый баланс Шпицбергена охарактеризованы в [8, 11, 12]. Мониторинговые гидрологические исследования на Шпицбергене имеют относительно короткий ряд наблюдений (с 1990 г.) и сосредоточены в районе пос. Лонгйир и пос. Нью-Олесунн [13]. В настоящее время работы по изучению процессов формирования элементов гидрологического цикла на островах Западного Шпицбергена проводятся в основном силами норвежских (NPI, UNIS и др.), польских (Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences) и российских ученых (ААНИИ).

С начала 2000-х гг. и по настоящее время в районе пос. Баренцбург сотрудниками ААНИИ проводятся регулярные гидрологические исследования, которые охватывают бассейн залива Грён-фьорд. В то же время на этой территории ведутся экспедиционные гляциологические исследования Института географии РАН. В связи с развитием научных программ, которые стали возможны в последние годы, возникла необходимость объединить полученные данные с целью обобщения результатов полевых исследований.

Современное состояние региона значительно отличается по количественным показателям от исследований в конце XX в., так как значительно сократилась площадь оледенения, а отрицательный баланс массы ледников увеличился в 2–3 раза, изменился речной сток. По мнению большинства авторов, наибольшая неопределенность в расчете водного баланса рек Шпицбергена определяется ледниковым стоком. Это связано с тем, что прямые измерения баланса массы на ледниках крайне трудоемки и возможны лишь на отдельных объектах.

В настоящей статье рассматривается вопрос оценки величины ледникового стока рек, впадающих в залив Грён-фьорд (рис. 1). Несмотря на то, что в этом районе распространены лишь небольшие горные ледники, их таяние во многом определяет водный режим рек. Оценка ледникового стока была проведена на основе регулярных измерений общего стока на реках бассейна и расчетов летнего таяния (поверхностной абляции) на ледниках бассейна по данным средней летней температуры воздуха. Расчет абляции на ледниках был проверен по данным измерений абляции на леднике Восточный Грёнфьорд, относящемся к бассейну р. Брехьёрна.

Используемая в статье формула Ходакова–Кренке широко применяется в гляциологических расчетах и имеет практическое значение для вычисления абляции на поверхности ледников [14, 15]. Ледники залива Грён-фьорд потеряли область



Рис. 2. Измерение расхода воды реки Грён-фьорд 30.07.2018 12:40

Fig. 2. Measurement of water flow of the Grøn fjorddalselva 30.07.2018 12:40

текающий через поперечное сечение потока за одну секунду. Общий расход воды представляется в виде суммы частичных расходов $q_s = v_s \cdot f_s$, где частичные расходы воды (q_s) приурочены к отсекам живого сечения между скоростными вертикалями f_s , на которых производится измерение средней по глубине скорости потока, а общий расход при этом равен: $Q = \sum q_s$. Глубина на установленных вертикалях определялась с помощью металлической рейки ГР-104. Для измерений скоростей течения использовались гидрометрические вертушки ИСП-1М с лопастным винтом диаметром 70 мм. Производство работ и обработка полученных полевых материалов производились в соответствии с [18]. Регулярные наблюдения, с периодичностью не реже раза в неделю, производились на следующих реках: Грён, Грён-фьорд, Брехьёрна, Альдегонда, Брюде, Конгресс (рис. 2).

Для определения площади ледников в настоящей работе использованы спутниковые снимки Sentinel-2 (территория Земли Норденшельда, уровень обработки L1C (13.09.2017 и 23.08.2016), пространственное разрешение 10 м). Описание методики и данные обработки спутниковых снимков представлены в работе [7].

Расчет величины абляции (A) на ледниках выполнен по модифицированной формуле Ходакова–Кренке [15]:

$$A = (T_s + 9,5)^{3,25}, \quad (1)$$

где T_s — температура воздуха над ледниковой поверхностью, рассчитывается по среднему высотному уровню каждого ледника.

Для ледников Восточный Грёнфьорд и Западный Грёнфьорд в бассейне р. Брехьёрна средний высотный уровень принят 250 и 270 м соответственно. Для ледников западного берега залива Грён-фьорд — Альдегонда, Брюде, Веринг и Варде — 270, 310, 300, 300 м соответственно. Для восточного берега залива в бассейне р. Грён-фьорд средний уровень ледников равен 420 м, в бассейне р. Грён — 450 м. Средний высотный уровень ледников определялся на основании электронных карт данного региона, построенных по данным 2008 г. [19].

Для расчета температуры использовался средний высотный градиент температуры воздуха, который принят равным $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м подъема, и величина скачка температуры при переходе с каменистой поверхности на ледниковую, которая равна $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Данные о величине скачка и высотном градиенте температуры получены из прямых измерений на леднике Восточный Грэнфьорд в летний период с использованием регистраторов температуры *i-button* и данных автоматической метеостанции, установленной перед фронтом ледника. Разница температур воздуха в Баренцбурге и на побережье у подножия ледников принята равной $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на основании сравнения данных о температуре воздуха в летние периоды 2016 и 2017 гг. Расчеты абляции с помощью формулы (1) показали наилучшее совпадение с натурными наблюдениями таяния на леднике Восточный Грэнфьорд в 2017 г. [16]. Степенной показатель в формуле равен 3,25, т.е. формула Ходакова–Кренке модифицирована с учетом местных условий на основании реальных измерений таяния на леднике Восточный Грэнфьорд.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Залив Грэн-фьорд принимает шесть крупных рек. Силами ААНИИ наиболее полные наблюдения за изменением элементов водного баланса ведутся с 2017 г. на реках Грэн, Грэн-фьорд, Брехьёрна, Альдегонда, Брюде и Конгресс. Исследуемые водотоки имеют различную протяженность — от $0,6\text{ км}$ (р. Брехьёрна) до $23,5\text{ км}$ (р. Грэн). Большинство рек характеризуется быстрым течением $1,0\text{--}2,5\text{ м/с}$ со средними глубинами $1,0\text{--}1,5\text{ м}$ [8]. Руслу горных рек часто порожистые, с водопадами, высота которых достигает нескольких метров. Реки, текущие по плоским широким долинам, сильно меандрируют, делятся на отдельные рукава и в период половодья несут большое количество наносов.

Выделяются два периода существования стока рек — весенний, когда происходит таяние снега, и летне-осенний, в этот период питание рек осуществляется за счет талых вод ледников и выпадения жидких осадков. Таяние снега на водосборах рек начинается во второй половине мая и к первой половине июня совместно с увеличением положительных температур воздуха вызывает пиковые расходы половодья. Максимальные расходы воды в это время изменяются от $2\text{ м}^3/\text{с}$ в реке Брюде до $18\text{ м}^3/\text{с}$ в реке Брехьёрна. После прохождения пика заснеженность территории и расходы воды быстро снижаются. Дальнейший режим стока на водосборах с большой степенью оледенения в теплый период в целом зависит от реакции ледников на метеорологические условия. Таяние ледника, вызванное воздействием на него атмосферных факторов, является важнейшим компонентом приходной части уравнения водного баланса. Меженный сток рассматриваемых рек составляет $0,3$ до $3,0\text{ м}^3/\text{с}$ для рек Брюде и Брехьёрна соответственно. В конце лета и в начале осени формируются экстремальные паводки, вызванные интенсивными осадками в дни с высокой температурой воздуха. Расходы рек в этот период иногда могут превышать максимальные расходы половодья.

Постоянный сток на реках продолжается около пяти месяцев и обычно заканчивается к началу октября. За три летних месяца проходит более 90% стока [20]. Сток с водосборов с большой степенью оледенения в течение теплого периода года распределяется более равномерно, основные его объемы проходят в период с середины июня до середины августа.

Река Грэн — наиболее крупный и единственный водоток, впадающий в залив Грэн-фьорд с востока, протяженностью $23,5\text{ км}$, площадь водосбора 98 км^2 . Степень

оледенения водосбора составляет всего 10 %. Истоком реки является ледник Тавле. В верховьях река течет в узком каньоне, в среднем и нижнем течении долина расширяется, и в русле реки развивается пойменная многорукавность. На всем протяжении река имеет плоскую широкую долину и принимает множество стекающих с гор водотоков. При впадении реки в залив образована широкая дельта, на десятки метров выдвинутая в залив.

Река Грён-фьорд впадает в залив Грён-фьорд в его кутовой части. Истоком реки являются ледники Янсон и Баалсруд, ее длина составляет 8,5 км, площадь водосборного бассейна составляет 70,1 км², степень оледенения — 8,8 %. В нижнем течении русло реки Грён-фьорд подходит к моренному комплексу, образованному ледниками Западный и Восточный Грёнфьорд. В нижнем течении происходит разделение реки на несколько неустойчивых рукавов.

Река Брехьёрна также впадает в залив Грён-фьорд в его кутовой части. Река вытекает из одноименного приледникового озера, образовавшегося при отступлении ледника Западный Грёнфьорд. Протяженность ее составляет всего 660 м. Площадь водосбора реки 45 км², большая часть которого представлена двумя расположенными на нем ледниками: Западный (16,2 км²) и Восточный (6,5 км²) Грёнфьорд.

Река Альдегонда является самым крупным водотоком западного берега залива. Она образуется при слиянии трех водотоков, берущих свое начало на леднике Альдегонда, площадь водосбора составляет 9,4 км². В связи с отступлением ледника длина реки увеличивается год от года, а степень оледенения ее водосбора уменьшается. Степень оледенения водосборного бассейна 56 %. Река протекает по долине, сложенной моренными отложениями, местами на поверхность водосбора выходят коренные породы, которые стесняют русло реки. На водосборе имеется несколько небольших озер, площадью до 100 м². Река имеет достаточно большой уклон и бурное течение. При впадении в залив Грён-фьорд река Альдегонда образует небольшую дельту, положение которой нестабильно.

Река Брюде — второй по величине стока западный приток залива Грён-фьорд, берет свое начало при слиянии ручьев, текущих с ледников Брюде и Хефтье, длина реки составляет 4,3 км, площадь водосбора 13,4 км², а степень его оледенения 5 %. В среднем течении река протекает в каньоне глубиной более 15 м и имеет несколько водопадов. При впадении в залив река образует широкую дельту.

Река Конгресс вытекает из одноименного озера, расположенного в глубокой горной впадине. В водосборе реки нет ледников, и его площадь составляет 4,7 км². Длина реки 3,9 км.

Река Вастак вытекает из озера Биенда-Стемме, расположенного в пределах широкой круглой долины. Озеро площадью около 0,12 км² питается за счет снеготаяния, летних осадков и таяния ледников Вёринг и Вёрде (южная часть ледника). Сброс воды из озера является зарегулированным, так как на озере расположена водозаборная станция пос. Баренцбург. В летний период потребление поселком воды из озера составляет 0,05–0,06 млн м³, что существенно меньше величины общего стока реки. Длина р. Вастак составляет 3,4 км. Площадь водосбора 10,3 км², а степень его оледенения 7 %.

Наиболее полные гидрологические исследования на водных объектах проводились в 2017–2018 гг. Данные измерений площади бассейнов рек, площади ледников в бассейнах рек, величина общего стока и расчет ледникового стока для шести рек показаны в таблицах 1 и 2 для 2017 и 2018 гг. соответственно.

Таблица 1

Характеристики водосборных бассейнов рек залива Грён-фьорд в 2017 году

Название реки (речной долины)	Площадь речного бассейна, км ²	Площадь ледников в бассейне, км ²	Высотный диапазон ледника, м	Доля площади ледников, %	Общий сток реки, млн м ³	Ледниковый сток, млн м ³	Доля ледникового стока, %
Грён	98,0	7,40	240/865	7,6	41,2	10,0	24,3
Грён-фьорд	70,1	6,20	175/550	8,8	21,3	10,7	50,2
Брехьёрна	45,0	22,7	43/720	50,4	44,0	39,7	90,2
Альдегонда	9,4	5,25	140/560	55,8	23,2	11,0	47,4
Брюде	13,4	0,63	240/450	4,7	5,3	1,1	20,8
Васстак	10,3	0,71	210/430	6,9	5,0	1,4	28,0

Таблица 2

Характеристики водосборных бассейнов рек залива Грён-фьорд в 2018 году

Название реки (речной долины)	Площадь речного бассейна, км ²	Площадь ледников в бассейне, км ²	Высотный диапазон ледника, м	Доля площади ледников, %	Общий сток реки, млн м ³	Ледниковый сток, млн м ³	Доля ледникового стока, %
Грён	98,0	7,40	240/865	7,6	52,3	10,2	19,5
Грён-фьорд	70,1	6,20	175/550	8,8	31,6	10,8	34,2
Брехьёрна	45,0	22,7	43/720	50,4	66,2	40,4	61,0
Альдегонда	9,4	5,25	140/560	55,8	28,1	12,3	43,8
Брюде	13,4	0,63	240/450	4,7	5,4	1,2	22,2
Васстак	10,3	0,71	210/430	6,9	5,0	1,5	30,0

Полученные данные очевидно указывают, что чем больше площадь покрыта ледниками, тем больше доля ледникового стока в общем стоке. Для рек Брехьёрна и Альдегонда доля ледникового стока достигает 90 %, при доле оледенения около 50–55 %. Долины, ледники которых занимают небольшие площади, такие как Грён, Грёнфьорд, Брюде и Васстак, имеют долю ледникового стока менее 25 %. Коэффициент корреляции между долей площади ледников и долей ледникового стока в общем стоке для рек Грён-фьорда составил 0,74 и 0,86 в 2017 и 2018 гг. соответственно. Межгодовые различия общего стока рек, по-видимому, обусловлены погодными условиями в летний период. Несмотря на то, что средняя летняя температура воздуха в 2017 и в 2018 гг. мало отличалась (4,95 и 5,00 °C соответственно), количество осадков в летний период было различным. В 2017 г. общее количество осадков с мая по октябрь составило 404 мм, в то время как в 2018 г. за тот же период выпало 578 мм. Главные различия были в середине лета: максимальное количество

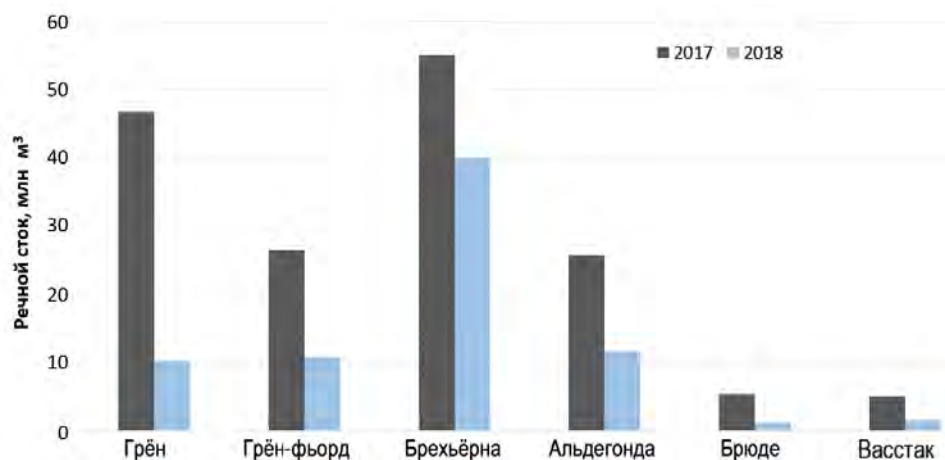


Рис. 3. Объемы общего и ледникового стоков (млн м³) по данным 2017 и 2018 гг. на реках Грён-фьорда

Fig. 3. Volumes of total and glacial flows (million m³) according to data for 2017 and 2018 on the Grøn fjord rivers

осадков в 2017 г. зафиксировано в сентябре — 162 мм, наиболее обильным месяцем с дождевым стоком в 2018 г. был июль — 161 мм. С мая по середину августа 2017 г. сумма осадков за сутки превысила отметку в 5 мм лишь дважды, в 2018 г. наблюдалось 15 таких суток. Нередко дожди были затяжными, увеличивая объемы воды, поступающей в реки.

В среднем за два года измерений (в периоды таяния) соотношения общего и ледникового стока для рек залива Грён-фьорд показаны на рис. 3.

Основной вклад речного стока в залив дает река Брежхёрна, имеющая наибольшее ледниковое питание (в среднем 80 % от общего стока реки за 2017–2018 гг.). Второй по величине речного стока является река Грён, степень оледенения ее водосбора невелика, питание ледниками составляет приблизительно пятую часть. Практически одинаковые объемы пресной воды за сезон выносят реки Альдегонда и Грён-фьорд и имеют порядка 40–45 % стока ледника от общего. Наименее водными являются реки Брюде и Васстак, годовой вынос пресной воды составляет 5–5,5 млн м³ из которых 1–1,5 млн м³ — ледниковые воды. Следует отметить, что р. Стемме имеет регулировку стока, среднее суточное потребление воды поселка Баренцбург составляет около 500 м³. Фактически ледниковый сток многократно покрывает потребности поселка в воде в летний период, и, таким образом, забор воды не оказывает существенного влияния на величину общего стока.

Немалый интерес представляет исследование величины стока с ледника Альдегонда. Расчет величины летнего таяния на леднике Альдегонда выявил заметные отличия от величины общего стока, хотя доля оледенения в бассейне велика. Возможно, часть талой воды из верховья ледника дренируется в долину Линнея, также не исключен дополнительный приток воды в реку Альдегонда из озер, расположенных на ее водосборе. Тем не менее этот вопрос требует дополнительного исследования.

ВЫВОДЫ

Получены оценки доли ледникового стока рек залива на основе расчетов абляции на ледниках и по данным регулярных гидрологических измерений в летние периоды 2017 и 2018 гг. В залив Грэн-фьорд впадает 7 рек, 6 из которых имеют ледниковый сток. Доля ледникового стока рек изменяется от 20 до 90 % от общего стока, в зависимости от степени оледенения водосбора рек.

Наибольший ледниковый сток наблюдается на реке Брехьёрна, основное питание которой обеспечивают ледники Восточный и Западный Грэнфьорд. Степень оледенения водосбора реки составляет 50 %, доля ледникового стока достигает 90 %. Не меньшую степень оледенения имеет река Альдегонда, половину площади водосбора которой занимает ледник Альдегонда. Однако доля ледникового стока реки не так велика и составляет в среднем 45 %. Питание реки Грэнфьорд ледниками составляет около 40 % при степени оледенения всего 10 %. Наименьшую долю ледникового стока имеют реки Грэн, Брюде и Васстак — 20 %. Занятость водосбора этих рек ледниками составляет всего 5–7 %. В 2017 и 2018 гг. суммарный общий сток рек залива Грэн-фьорд составил 140 и 189 млн м³, а доля их ледникового стока 53 % и 41 % соответственно.

Благодарности. Гидрологические работы выполнены в рамках сезонных экспедиций «Шпицберген» Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ФГБУ «ААНИИ». Гляциологические работы выполнены при поддержке гранта РФФИ Арктика № 18-05-60067.

Acknowledgments. Hydrological works were carried out with the seasonal expeditions “Spitsbergen” organized by Russian Scientific Arctic Expedition on the Spitsbergen Archipelago (RAE-S), AARI. Glaciological works were supported by the RFBR Arctic grant No. 18-05-60067 “Current State and Dynamics of Snow Cover and Glaciation archipelagoes and the mainland of the Eurasian Arctic and their impact on the environment”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Институт географии РАН, 1997. 392 с.
2. Троцкий Л.С., Зингер Е.М., Корякин В.С., Маркин В.А., Михалев В.И. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 275 с.
3. Hagen J.O., Liestol O. Long term glacier mass balance investigations in Svalbard 1950–1988 // *Annals of Glaciology*. 1990. № 14. P. 102–106.
4. Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 1603–1621.
5. Malecki J. Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1317–1329.
6. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. L18502. doi:10.1029/2007GL030681.
7. Чернов Р. А., Муравьев А. Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // *Лед и снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472.

8. Гохман В.В. Распространение и условия формирования ледниковых наледей Шпицбергена // Материалы гляциол. исслед. 1987. № 60. С. 68–76.
9. Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. 198 с.
10. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 640 с.
11. Гохман В.В., Ходаков В. Г. Вопросы анализа, прогноза и преобразования зимнего стока воды из ледника Бертиль на Шпицбергене // Материалы гляциол. исслед. 1983. № 46. С. 185–193.
12. Гохман В.В. Водно-ледниковый баланс Шпицбергена: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1990. 20 с.
13. Killingtveit A., Pettersson L.E., Sand K. Water balance investigations in Svalbard // Polar Research. 2003. V. 22. P. 161–174.
14. Барбаиш В.Р., Бочарова Н.Г., Давидович Н.В., Кренке А.Н. Расчеты некоторых характеристик таяния и его тепловых ресурсов с помощью ЭВМ // Материалы гляциол. исслед. 1982. № 43. С. 114–118.
15. Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исслед. 1966. № 12. С. 153–164.
16. Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вишвецова Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген) // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–66.
17. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А. Оценка абляции на ледниках архипелага Шпицберген в начале XXI века // Лед и снег. 2010. № 3 (111). С. 13.
18. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. 2. Гидрологические наблюдения и работы на малых реках. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 225 с.
19. Картографические материалы Норвежского полярного института. URL: <https://toposvalbard.prolar.no/> (дата обращения 14.03.2019).
20. Третьяков М.В. Особенности речного стока архипелага Шпицберген // Географические и экологические аспекты гидрологии. Труды научной сессии, посвященной 90-летию кафедры гидрологии суши СПбГУ. Санкт-Петербург, 26–27 марта 2008 г. / Под ред. В.С. Вуглинского. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2010. С. 217–221.

REFERENCES

1. Atlas of snow and ice resources of the world. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Institute of Geography RAS, 1997: 392 p. [In Russian].
2. The icing of Svalbard. Moscow: Nauka: 1975, 275 p. [In Russian].
3. Hagen J.O., Liestol O. Long term glacier mass balance investigations in Svalbard 1950–1988. Annals of Glaciology. 1990, 14: 102–106.
4. Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. The Cryosphere. 2013, 7: 1603–1621.
5. Malecki J. Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen. The Cryosphere. 2016, 10: 1317–1329.
6. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. Geophys. Research Letters. 2007, 34. L18502. doi:10.1029/2007GL030681.
7. Chernov R. A., Murav'ev A. Ia. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard). *Led i sneg*. Ice and Snow. 2018, 58, 4: 462–472. [In Russian].

8. Gokhman V.V. Spreading and formation conditions of glacial aufeis in Svalbard. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1987, 60: 68–76. [In Russian].
9. *Gliatsiologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Svalbard. Moscow: Nauka, 1985: 198 p. [In Russian]
10. *Mirovoi vodnyi balans i vodnye resursy Zemli*. World water balance and water resources of the Earth. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1974: 640 p. [In Russian].
11. Gokhman V.V., Khodakov V.G. Regime of the run-off from the Bertil Glacier, Svalbard: analyses and forecasts. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1983, 46: 185–193.
12. Gokhman V.V. *Vodno-lednikovyi balans Shpitsbergena*. Ice-water balance of Svalbard. PhD thesis. Moscow, 1990: 20 p. [In Russian].
13. Killingtveit A., Pettersson L.E., Sand K. Water balance investigations in Svalbard. *Polar Research*, 2003, 22: 161–174.
14. Barbash V.R., Bocharova N.G., Davidovich N.V., Krenke A.N. Calculations of some characteristics of melting and its thermal resources using a computer. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1982, 43: 114–118. [In Russian].
15. Krenke A.N., Khodakov V.G. On the relationship of surface melting of glaciers with air temperature. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–164. [In Russian].
16. Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I. Evaluation of surface ablation and mass balance of the East Grenfjord glacier (West Svalbard). *Led i sneg*. Ice and Snow. 2019, 59, 1: 59–66. [In Russian].
17. Osokin N.I., Sosnovskii A.V., Nakalov P.R., Chernov R.A. Assessment of ablation on the glaciers of the Svalbard archipelago at the beginning of the XXI century. *Led i sneg*. Ice and Snow. 2010, 3 (111): 13–18. [In Russian].
18. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiiam i postam. Vyp. 6. Chast' 2. Gidrologicheskie nabludeniia i raboty na malykh rekakh*. Manual for hydrometeorological stations and posts. Issue 6. Part 2. Hydrological observations and work on small rivers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972: 225 p. [In Russian].
19. Map materials of the Norwegian Polar Institute. Available at: <https://toposvalbard.npolar.no/>. (accessed 14.03.2019).
20. Tret'iakov M.V. Features of the river flow of the Svalbard archipelago. Geographical and environmental aspects of hydrology. *Trudy nauchnoi sessii, posviashchennoi 90-letiiu kafedry gidrologii sushy SPbGU. Sankt-Peterburg, 26–27 marta 2008 g.* Proceedings of the scientific session dedicated to the 90th anniversary of the Department of Land Hydrology, St. Petersburg State University. Saint Petersburg. March 26–27, 2008. Ed. V.S. Vuglinsky. St.-Petersburg: St. Petersburg State University, 2010: 217–221. [In Russian].

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

УДК 551.583.2

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-46-62

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА И СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ СНЕГА НА СНЕГОМЕРНОМ ПОЛИГОНЕ СТАНЦИИ ВОСТОК (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АНТАРКТИДА)

А.А. ЕКАЙКИН^{1,2*}, Д.О. ВЛАДИМИРОВА¹, Н.А. ТЕБЕНЬКОВА², Е.В. БРОВКОВ³,
А.Н. ВЕРЕС^{1,2}, А.В. КОВЯЗИН³, А.В. КОЗАЧЕК¹, М. ЛИНДРЕН⁴, Ю.А. ШИБАЕВ¹,
А.В. ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ¹, В.Я. ЛИПЕНКОВ¹

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² — Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

³ — АО «Аэрогеодезия», Санкт-Петербург, Россия

⁴ — Дрезденский технический университет, г. Дрезден, ФРГ

*ekaykin@aari.ru

SPATIAL VARIABILITY OF SNOW ISOTOPIC COMPOSITION AND ACCUMULATION RATE AT THE STAKE FARM OF VOSTOK STATION (CENTRAL ANTARCTICA)

A.A. EKAYKIN^{1,2*}, D.O. VLADIMIROVA¹, N.A. TEBENKOVA², E.V. BROVKOV³,
A.N. VERES^{1,2}, A.V. KOVYAZIN³, A.V. KOZACHEK¹, M. LINDREN⁴, Yu.A. SHIBAEV¹,
A.V. PREOBRAZHENSKAYA¹, V.Ya. LIPENKOV¹

¹ — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² — St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia

³ — Aerogeodezia, St. Petersburg, Russia

⁴ — Dresden Technical University, Dresden, Germany

*ekaykin@aari.ru

Received December, 10, 2018

Accepted February, 11, 2019

Keywords: Antarctica, mesodunes, snow accumulation, spatial variability, stable water isotopes, Vostok station.

Citation: Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Tebenkova N.A., Brovko E.V., Veres A.N., Kovyazin A.V., Kozachek A.V., Lindren M., Shibaev Yu.A., Preobrazhenskaya A.V., Lipenkov V.Ya. Spatial variability of snow isotopic composition and accumulation rate at the stake farm of Vostok station (Central Antarctica). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 1: 46–62. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-46-62.

Summary

The knowledge of the spatial distribution of the snow accumulation rate and isotopic composition in different scales, from local to continental, over the Antarctic Ice Sheet is critically important for the interpretation of the paleoclimate data obtained from deep ice cores, for correct assessment of the ice sheet mass balance, etc. With this in mind, we have synthesized geodetic, glaciological and geochemical data collected in the vicinity of central Antarctic Vostok station in 1970–2017 in order to shed light on the processes governing the spatial distribution of snow isotopic composition and accumulation rate in the spatial scale from 100 to 1000 m. First, we have discovered that snow surface height and snow accumulation rate field are strongly affected by the influence of the logistic convoy route annually operating between Russian Antarctic stations Vostok and Progress. This influence is detectable up to 1 km leeward from the route. At the same time the isotopic composition of the upper 10 cm of the snow does not show any anomalies in the vicinity of the route. This is an unexpected result, because large anomalies of the ice sheet surface (e.g., megadunes) are known to affect the snow isotopic composition. Second, in the undisturbed part of the snow surface near Vostok station we have discovered quasi-periodic (with the wavelength of about 400 m) low-amplitude variations of the surface height that are covariant with the corresponding waves in snow accumulation and isotopic composition. We suggest that spatial variability of the snow isotopic composition is due to the different ratio of summer and winter precipitation deposited in different locations, as evident from a strong negative correlation between δD and dxs parameters. The results of this study may explain the nature of the low-frequency noise (with the time-scale from decades to centuries) observed in the climate records obtained from shallow and deep ice cores in central Antarctica.

Поступила 10 декабря 2018 г.

Принята к печати 11 февраля 2019 г.

Ключевые слова: Антарктида, изотопный состав, мезодюны, пространственная изменчивость, снегонакопление, станция Восток.

Изучение пространственного распределения скорости накопления и изотопного состава снега в различных масштабах на поверхности антарктического ледяного покрова критически важно для интерпретации палеоклиматических данных по глубоким ледяным кернам, для корректной оценки баланса массы ледяного щита и т.д. Впервые на основании большого объема геодезических, гляциологических и геохимических данных была детально изучена пространственная изменчивость изотопного состава и скорости накопления снега в районе станции Восток (Центральная Антарктида) в пространственном масштабе от 100 до 1000 м. Показано, что высота снежной поверхности и скорость накопления снега изученной территории существенно преобразованы влиянием проходящей здесь трассы санно-гусеничных походов между станциями Восток и Прогресс. В ненарушенной части данной территории выявлены квазипериодические колебания высоты поверхности с горизонтальными размерами порядка 400 м («мезодюны») и ассоциированные с ними аномалии изотопного состава и скорости накопления снега. Полученные результаты могут прояснить природу низкочастотного шума, наблюдаемого в климатических рядах, полученных по антарктическим ледяным кернам.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопный состав (концентрация стабильных изотопов водорода и кислорода) и скорость накопления снега полярных ледяных щитов являются одними из важнейших гляциоклиматических показателей. Изотопный состав осадков — производная их температурной истории [1], и в этом качестве «палеотермометра» широко используется в палеоклиматологии при интерпретации данных глубоких ледяных кернов [2]. Скорость снегонакопления — одна из двух (наряду с абляцией) составляющих баланса массы ледяных щитов нашей планеты, уменьшение объема льда которых является основным фактором, влияющим на повышение уровня моря в начале XXI в. [3, 4].

Изучение пространственной изменчивости изотопного состава и скорости накопления снега в различных пространственных масштабах является, таким образом, одной из актуальных задач современной гляциоклиматологии. Разный пространственный масштаб исследований направлен на решение различных задач. Так, изучение распределения характеристик снежного покрова в континентальном масштабе призвано выявить общие географические закономерности, отвечающие за формирование снежной толщи. Тогда как для интерпретации данных, полученных по отдельно взятому ледяному керну, требуется детальное знание изменчивости свойств снежного покрова в масштабе от локального (1–10 м) до регионального (10–100 км).

Мировой опыт изучения пространственных вариаций характеристик снежного покрова в Центральной Антарктиде в интересующем нас масштабе (100–1000 м) крайне мал, что объясняется очевидными логистическими трудностями. Возможно, единственным исследованием подобного рода была работа [5], авторы которой показали наличие квазипериодических волн на поверхности снежного покрова в районе станции Восток с горизонтальными размерами порядка 200–300 м («мезодюн»), проявляющихся в аномалиях скорости снегонакопления и изотопного состава снега.

В более мелком масштабе (< 100 м) пространственное распределение изотопного состава снега в районе станции Конен было изучено в работе [6]. Показано, что в масштабе 10–100 м изотопный состав поверхностного снега характеризуется большой изменчивостью, имеющей случайный характер («стратиграфический шум»). В районах с низкой скоростью снегонакопления (< 64 мм в.э./год) дисперсия шума существенно превышает дисперсию сигнала, что делает практически невозможным изучение климатической изменчивости в масштабе лет и даже десятилетий по данным лишь одного шурфа или керна (см. также [7–9]).

В более крупном масштабе (> 1 км) представляет интерес изучение «мегадюн». В частности, показана связь между высотой снежной поверхности и аномалиями снегонакопления и между аномалиями снегонакопления и аномалиями изотопного состава снега [10, 11].

В этой работе мы используем синтез геодезических, гляциологических и геохимических данных, собранных на снегомерном полигоне ст. Восток (Восточная Антарктида) начиная с января 1970 г. для детального исследования пространственной изменчивости изотопного состава и скорости накопления снега в масштабе от 100 до 1000 м. Мелкомасштабная (случайная) изменчивость, а также временные вариации этих параметров будут представлены в других работах.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Скорость снегонакопления

Снегомерные наблюдения в районе станции Восток ведутся непрерывно по единой методике начиная с января 1970 г. [12]. В декабре 1998 г. к западу от старого снегомерного полигона был поставлен новый, и с тех пор наблюдения на них ведутся параллельно. Всего на обоих снегомерных полигонах насчитывается 158 вех, расставленных на расстоянии 25 м друг от друга в виде трех профилей. Общая площадь полигона составляет 2 км² (рис. 1). Накопление снега за год вычисляется как произведение осредненного по полигону прироста высоты снежной поверхности (средней разности высоты вех в декабре нынешнего и декабре предыдущего года) на осредненное по полигону значение декабрьской плотности снежного покрова. В настоящей работе нас интересуют значения прироста высоты снежного покрова

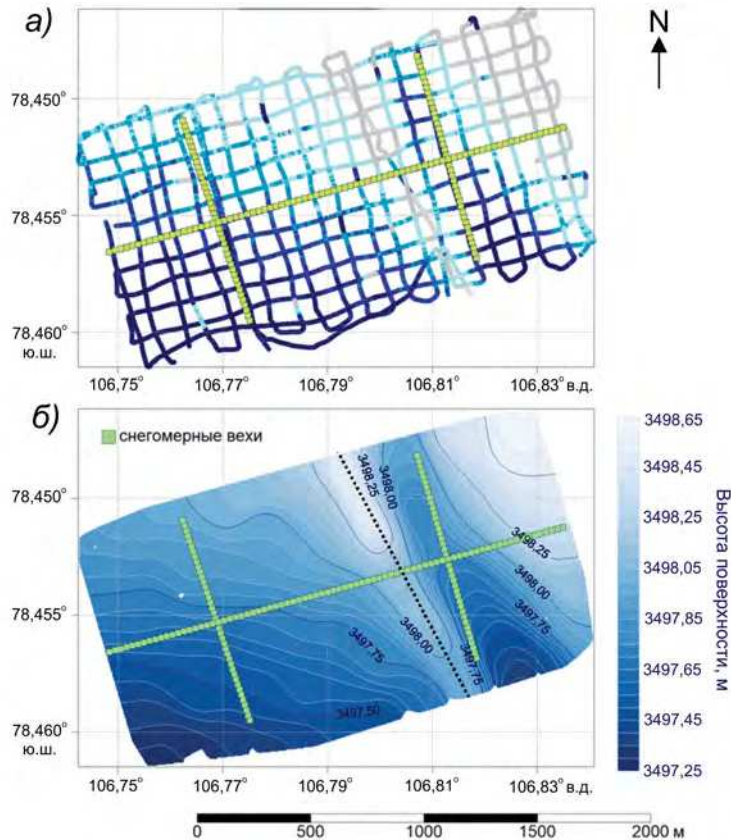


Рис. 1. Пространственная изменчивость высоты поверхности ледника в районе снегомерного полигона станции Восток:

а — исходные данные. Цветными линиями показаны маршруты геодезической съемки, цвет соответствует измеренной в данной точке маршрута высоте поверхности согласно легенде; *б* — карта высоты поверхности, построенная с применением методики пространственного сглаживания (см. текст). Черным пунктиром показано положение трассы транспортных походов Восток — Прогресс. Светло-зелеными точками на обоих рисунках показано расположение вех снегомерного полигона. Восточная и западная половины полигона упоминаются в тексте как «старый» и «новый» снегомерный полигоны

Fig. 1. Spatial variability of the glacier altitude in the vicinity of the accumulation stake farm at Vostok station:

a — the original data. The colored lines show the route of the geodetic survey, and the color relates to the altitude measured in the corresponding points of the route, according to the legend; *b* — the map of the altitude drawn based on the data given in Fig. 1a, and using the technique of the spatial smoothing (see the text). Black dashed line is the route of the transport convoys between Vostok and Progress stations. Light green squares at the both maps show the stakes of the accumulation-stake farm. East and West halves of the stake farm are correspondingly mentioned in the text as “old” and “new” farms,

на отдельных вехах, которые сравниваются с данными о высоте снежной поверхности и об изотопном составе поверхностного слоя снега.

Высота поверхности

Рельеф снежной поверхности в районе снегомерного полигона был впервые детально изучен в декабре 1999 г. (сезон 45-й Российской антарктической экспе-

диции — РАЭ), когда с помощью оптического нивелира AN2 нами было измерено превышение высоты поверхности снега возле каждой снегомерной вехи относительно первой вехи старого полигона. По нашей оценке, случайная погрешность определения разности высот между двумя соседними вехами не превышает 1 мм, что на порядок меньше естественной изменчивости высоты снежного покрова.

В сезонный период 60-й РАЭ (январь 2015 г.) нами была выполнена площадная кинематическая GPS-съемка обоих снегомерных полигонов (рис. 1а) с использованием снегохода. Расстояние между профилями составило 100 м, общая длина маршрутов — около 40 км. Измерения абсолютной высоты поверхности проводились каждую секунду, что при средней скорости движения около 13 км/ч дает пространственное разрешение, равное 3,6 м. Общее количество точек наблюдения, таким образом, составило порядка 11 тысяч. Случайная погрешность единичного измерения — около 10–15 см. Полученные данные были обработаны с помощью программы Golden Software Surfer. С целью устранения случайных ошибок измерений была применена методика пространственного сглаживания. Радиус осреднения был выбран равным 1 км, при этом вес каждой точки при вычислении среднего взвешенного значения высоты поверхности обратно пропорционален квадрату расстояния до той точки, для которой выполняется расчет высоты. Этот метод позволяет эффективно убирать случайные шумы без существенной потери информации о мелкомасштабной (т.е. имеющей характерные размеры порядка 100 м) пространственной изменчивости рельефа снежной поверхности.

В результате была составлена цифровая модель рельефа поверхности для территории снегомерного полигона (рис. 1б).

Отбор проб поверхностного снега

В январе 2000 г. (сезон 45-й РАЭ) возле каждой вехи старого снегомерного полигона нами была отобрана проба поверхностного (0–10 см) снега для последующего измерения изотопного состава. В январе 2007 г. (сезон 52-й РАЭ) этот пробоотбор был повторен аналогичным образом. В сезон 55-й РАЭ (январь 2010 г.) поверхностные 10-сантиметровые пробы были отобраны возле каждой пятой вехи обоих снегомерных полигонов. Наконец, в сезон 62-й РАЭ (январь 2017 г.) поверхностные 10-сантиметровые пробы снега были отобраны возле каждой вехи обоих снегомерных полигонов.

Все пробы хранились в замороженном виде в герметично закрытых контейнерах вплоть до момента лабораторного анализа во избежание изменения их изотопного состава.

Лабораторные измерения изотопного состава снега

Изотопный состав снега (концентрация атомов D и ^{18}O), как правило, выражается в промилле относительно общепринятого изотопного стандарта VSMOW-2:

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_{SA} - R_{ST}}{R_{ST}} \times 1000,$$

где R_{SA} — концентрация тяжелых атомов в образце, а R_{ST} — их концентрация в стандарте (155 ppm для D и 2005 ppm для ^{18}O).

Образцы 45-й РАЭ измерялись в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (LSCE, г. Сакле, Франция) — ^{18}O и D, и в институте Нильса Бора университета Копенгагена (Дания) — ^{18}O . Для выполнения изотопных измерений использовался масс-спектрометрический метод. Случайная погрешность измерения составила 0,05 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,8 ‰ для δD .

Образцы 52-й РАЭ измерялись в Таллинском геологическом институте с помощью масс-спектрометрии. Определялась только концентрация ^{18}O , случайная погрешность измерения составила 0,05 %.

Образцы 55-й и 62-й РАЭ измерялись в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ на лазерных анализаторах Picarro L2120 и L2140. Через каждые 5 образцов выполнялось измерение рабочего стандарта VOS, изготовленного из современного поверхностного снега, собранного в окрестностях станции Восток и калиброванного относительно стандартов MAGATЭ VSMOW-2, GISP и SLAP. Воспроизводимость результатов, оцененная посредством повторного измерения 10 % случайно выбранных образцов, составила 0,05 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,5 ‰ для δD .

Во всех случаях погрешность измерения изотопного состава на 1–2 порядка меньше естественной изменчивости этого параметра, то есть удовлетворительна для целей настоящего исследования.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рельеф снежной поверхности в районе снегомерного полигона

На рис. 1б представлена карта высоты поверхности ледника для района снегомерного полигона ст. Восток. В пределах полигона высота поверхности меняется на 1,45 м от 3497,10 м до 3498,55 м с юго-запада на северо-восток. Средний наклон поверхности составляет 0,65 м/км, что соответствует наклону поверхности ледника в этой части подледникового озера Восток [13].

В западной части закартированной территории («новый снегомерный полигон») поверхность снега исключительно ровная, отсутствуют какие-либо формы рельефа с горизонтальными размерами > 100 м и/или с амплитудой высоты > 5 см. В то же время в восточной части территории («старый снегомерный полигон») обнаруживается аномалия высоты поверхности, простирающаяся с северо-северо-запада на юго-юго-восток. Аномалия состоит из гребня, возвышающегося над окружающей равниной на высоту до 1 м, и расположенной с подветренной (восточной) стороны от него ложбины глубиной 60–80 см.

Ось гребня точно совпадает с трассой санно-гусеничных походов со станции Восток на станцию Прогресс (рис. 1б). В период с 1957 по 2009 г. этот участок трассы также использовался для транспортных походов между станциями Восток и Мирный. С большой степенью уверенности можно утверждать, что существование указанной аномалии напрямую связано с расположением здесь трассы транспортных походов. Возвышение трассы над окружающим рельефом обусловлено уплотнением снега гусеницами и полозьями саней, вследствие чего поверхность снега оказывается меньше подверженной ветровой эрозии. Ниже мы рассмотрим влияние этой аномалии рельефа на скорость накопления снега.

Связь между скоростью накопления снега и аномалиями высоты снежной поверхности

На рис. 2 представлена карта средних значений прироста снега на снегомерном полигоне за 10 лет (2007–2016 гг.). Характер расположения вех не дает возможности построить детальную карту снегонакопления для всей изученной территории, но позволяет проследить основные закономерности: равномерное распределение накопления в западной части территории и аномалии накопления в восточной ее части, связанные с наличием трассы Восток — Прогресс (повышенное накопление

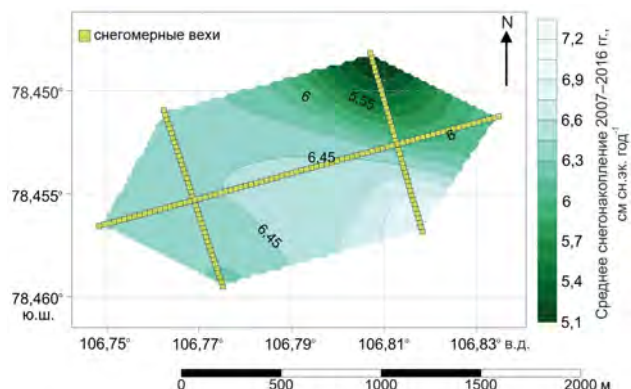


Рис. 2. Карта распределения скорости прироста высоты снежной поверхности на снегомерных полигонах станции Восток. Светло-зелеными точками показано положение снегомерных вех

Fig. 2. The map of the spatial distribution of the snow accumulation rate at the Vostok stake farm. The location of the stakes are shown by light green squares

вблизи трассы с подветренной стороны и пониженное — на удалении от нее с восточной стороны).

Рассмотрим взаимодействие между рельефом поверхности и накоплением снега более подробно. На рис. 3 показаны высота снежной поверхности и средний прирост снега за 2007–2016 гг. по каждому из трех профилей снегомерного полигона (профиль «запад – восток» и профили «север – юг» старого и нового полигонов).

Профиль СЮ нового полигона (левая половина рис. 1б) находится в ненарушенной части снежного покрова. Профиль поверхности ровный, без крупных аномалий, с одинаковым наклоном, равным приблизительно 60 см/км. Соответственно, накопление снега в пределах этого профиля также распределено равномерно и характеризуется случайным разбросом вокруг среднего значения.

Профиль 3В делится на две части: в западной половине (новый полигон) профили высоты поверхности и накопления не нарушены, а в восточной половине четко выделяется гребень трассы Восток — Прогресс, ложбина к востоку от него и связанные с ними аномалии накопления. Взаимодействие рельефа снежной поверхности и накопления снега носит сложный характер. На самом гребне трассы наблюдается минимум накопления, т.к. с возвышенности свежий снег легко сдувается ветром. Сразу за трассой с подветренной стороны накопление повышено — снег откладывается в ветровой тени. Наконец, на удалении порядка 150–900 м с подветренной стороны от трассы накопление понижено, поскольку переносимый метелевым переносом снег уже выпал из снего-ветрового потока раньше. Таким образом, трасса Восток — Прогресс служит своеобразной снегозащитной полосой, увеличивая накопление снега в одних местоположениях и уменьшая в других.

Ложбина с подветренной стороны от трассы (рис. 1б и 3), по-видимому, обязана своим существованием этой отрицательной аномалии снегонакопления: пониженный в течение многих лет прирост снега привел к уменьшению высоты относительно окружающей равнины. Действительно, при сопоставлении высоты снежной поверхности в декабре 1999 г. и в январе 2000 г. (рис. 3) видно, что за 15 лет подветренный склон гребня трассы (зона повышенного накопления) стал чуть выше, а ложбина с подветренной стороны от трассы стала глубже на 15–20 см.

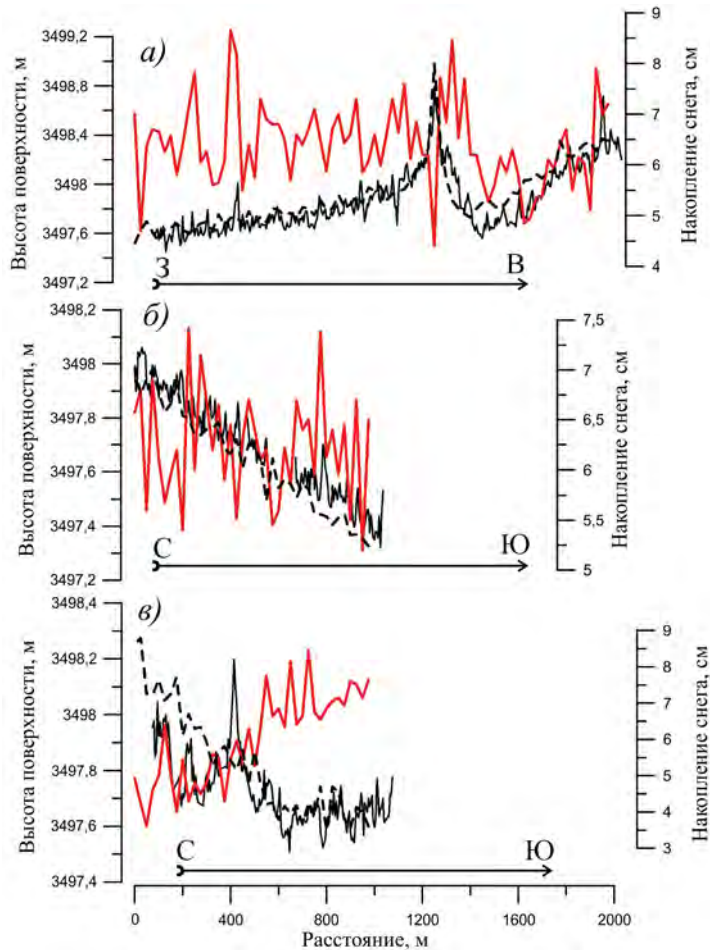


Рис. 3. Профили высоты поверхности и накопления снега на снегомерных полигонах станции Восток:

a — профиль «запад – восток» обоих снегомерных полигонов; *б* — профиль «север – юг» нового полигона; *в* — профиль «север – юг» старого полигона. Черными линиями показана высота поверхности, измеренная в январе 2015 г. (сплошные линии) и в декабре 1999 г. (пунктир). Красные линии — средний прирост снега за 10 лет (2007–2016 гг.)

Fig. 3. The profiles of the snow surface height and snow build-up at the stake farm of Vostok station:

a — profile “west – east” of the both stake farms; *б* — profile “north – south” of the new farm; *в* — profile “north – south” of the old farm. Black lines are the snow surface height measured in January 2015 (solid lines) and in December 1999 (dashed lines). Red lines are the mean snow build-up during 10 years (2007–2016).

То же наблюдается и на профиле СЮ старого полигона: северная часть профиля лежит в ложбине (рис. 1б), соответственно, там наблюдается пониженное снегонакопление (рис. 2 и 3), что привело к снижению высоты поверхности примерно на 20 см за 15 лет (рис. 3).

Западная часть снегомерного полигона (новый полигон) при этом характеризуется равномерным близким к среднему многолетнему накоплением снега (6,4 см/год) и неизменной высотой поверхности.

Ранее считалось, что трасса походов оказывает влияние на поле снегонакопления лишь в непосредственной близости от нее, причем только с подветренной стороны [14]. Данные, представленные на рис. 1–3, убедительно показывают, что влиянию трассы в той или иной степени подвержен весь старый снегомерный полигон. Тем не менее мы утверждаем, что положительные и отрицательные аномалии снегонакопления в пределах старого полигона взаимно компенсируют друг друга и осредненное по всей площади полигона значение накопления снега надежно характеризует естественный климатически обусловленный прирост снега в данный год. Мы делаем этот вывод на основании сопоставления снегонакопления на старом и новом (не подверженном влиянию трассы) полигонах за период 1999–2016 гг. Среднее накопление снега за этот период составило $7,0 \pm 0,2$ см на старом полигоне и $7,5 \pm 0,2$ см на новом полигоне. Статистически эти две величины различаются несущественно, поэтому можно сделать вывод о том, что накопление снега на обоих снегомерных полигонах одинаково. Коэффициент корреляции между годовыми значениями прироста на обоих полигонах равен $0,51 \pm 0,22$ и значим с вероятностью 96 % (временная изменчивость накопления будет более подробно рассмотрена в другой статье).

Спектральный анализ представленных на рис. 3 профилей высоты поверхности, выполненный с помощью программы Statistica, показал отсутствие выраженных колебаний в высокочастотной части спектра. В низкочастотной части спектра на профилях СЮ присутствуют слабо выраженные колебания с длиной волны 300–500 м. На профиле ЗВ отмечены колебания с длиной волны 500–1000 м, которые могут быть отражением аномалий, связанных с трассой Восток — Прогресс.

Профили снегонакопления характеризуются квазипериодическими колебаниями с длиной волны 75–100 м (на профилях СЮ) и около 200 м (профиль ЗВ). Колебания с периодом 200–400 м также присутствуют и в спектре профилей СЮ. В целом результаты спектрального анализа не противоречат ранее полученным результатам [14]. Однако если раньше обнаруженные вариации интерпретировались исключительно как естественные колебания высоты снежной поверхности («мезодюны») и связанные с ними аномалии снегонакопления, то вновь полученные нами данные свидетельствуют о том, что эти осцилляции могут быть артефактами, связанными с существованием трассы Восток–Прогресс. Тем не менее спектральный анализ профиля СЮ нового полигона, не затронутого влиянием трассы, подтверждает существование слабовыраженных естественных пространственных колебаний как высоты снежной поверхности, так и скорости снегонакопления с длиной волны порядка 300–400 м.

Пространственная изменчивость изотопного состава поверхностного слоя снега

На рис. 4 и 5 представлено распределение изотопного состава поверхностного (0–10 см) слоя снега на профилях снегомерного полигона совместно с высотой снежной поверхности. Сразу же бросается в глаза, что, в отличие от снегонакопления (рис. 3), изотопный состав снега не обнаруживает выраженных аномалий, связанных с существованием трассы Восток — Прогресс. Это неожиданный результат, поскольку по данным изучения мегадюн известно, что крупные аномалии высоты поверхности ледника и накопления снега проявляются и в соответствующих аномалиях изотопного состава снега [10]. По-видимому, имеет значение различие механизма пространственного перераспределения снега в этих двух случаях.

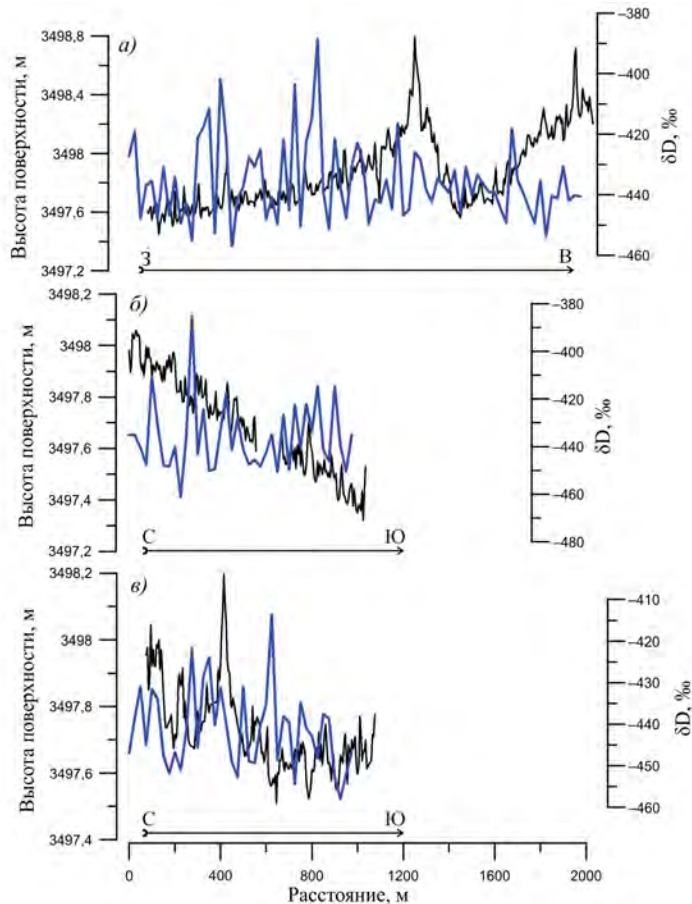


Рис. 4. Профили высоты поверхности и изотопного состава поверхностного слоя снега на снегомерных полигонах станции Восток:

a — профиль «запад – восток» обоих снегомерных полигонов; *б* — профиль «север – юг» нового полигона; *в* — профиль «север – юг» старого полигона. Черными линиями показана высота поверхности, измеренная в январе 2015 г. Синие линии — изотопный состав снега

Fig. 4. The profiles of the snow surface height and isotopic composition of the surface (10 cm) snow at the stake farm of Vostok station:

a — profile “west – east” of the both stake farms; *б* — profile “north – south” of the new farm; *в* — profile “north – south” of the old farm. Black lines are the snow surface height measured in January 2015. Blue lines are snow isotopic composition

Крупные горизонтальные и вертикальные размеры мегадюн (длина волны не менее 1–2 км при высоте 2–5 м [11]) приводят к ускорению/замедлению скорости кататического снего-ветрового потока на участках с повышенным/пониженным наклоном поверхности. Снег собирается с подветренного склона дюн и откладывается на наветренных склонах, причем различие в накоплении снега может достигать одного порядка (от почти 0 до 12 см/год на расстоянии 1,5 км [10]). По-видимому, перенос снега происходит интенсивнее зимой, когда скорость ветра больше, а снежные частицы меньше. В результате в общей массе отложенного снега доля зимних

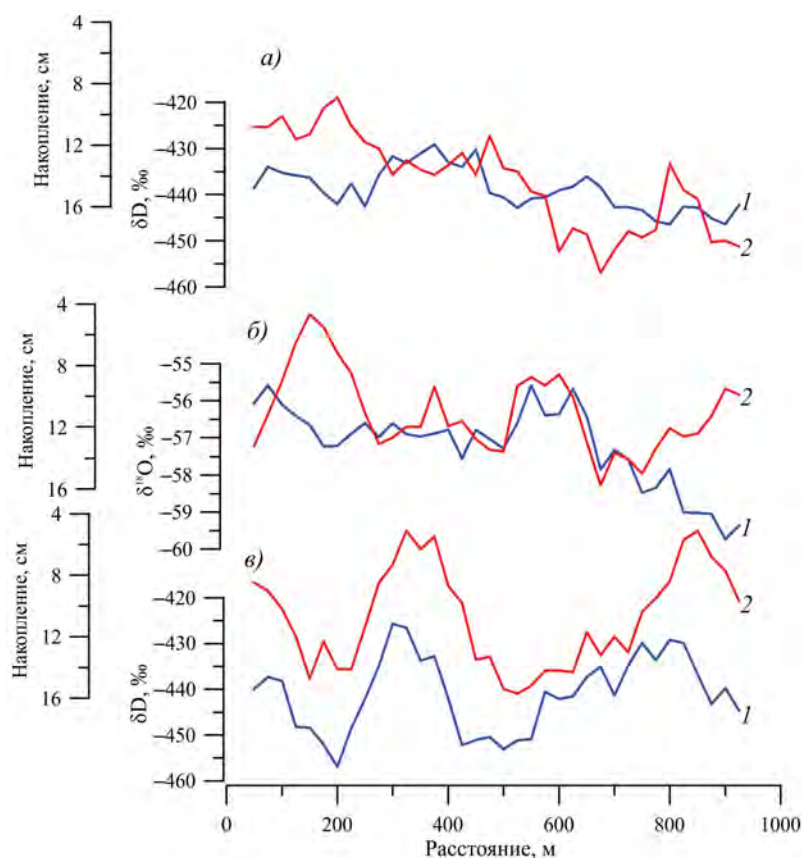


Рис. 5. Распределение изотопного состава и прироста высоты снежной толщи вдоль профиля «север – юг» старого полигона для трех временных срезов:

a — январь 2017 г.; *б* — январь 2007 г.; *в* — январь 2000 г. 1 — изотопный состав снега в указанный год, 2 — суммарный прирост снега за предыдущие два года. Все кривые сглажены по 5 точкам (125 м). Данные за январь 2000 г. — из [5], остальные — по данным этой работы

Fig. 5. The distribution of the isotopic composition and snow accumulation rate along the “north – south” profile of the old stake farm for three time snapshots

a — January 2017; *б* — January 2007; *в* — January 2000. 1 — snow isotopic composition in given year, 2 — total snow build-up in the previous 2 years. All the curves are smoothed by 5-point (125 m) filter. Data for January 2000 is taken from [5], the other data is taken from this work

осадков больше на подветренных склонах дюн, чем на наветренных, — что приводит к отрицательной корреляции между изотопным составом и накоплением снега. Альтернативным (или дополнительным) механизмом может быть различная интенсивность постдепозиционных процессов в снежной толще на разных склонах дюн, что приводит к большему обогащению тяжелыми изотопами снега, отложенного в участках с пониженным снегонакоплением [10].

Трасса же Восток — Прогресс представляет собой относительно высокое и узкое стационарное препятствие на пути снего-ветрового потока. Перенос снега осуществляется не за счет изменения средней скорости, а за счет турбулентной составляющей потока. По-видимому, этот процесс имеет одинаковую интенсив-

ность в разные сезоны года, что не приводит к изменению изотопного состава переотложенного снега. Связанная с трассой пространственная изменчивость накопления снега (от 5,5 до 8 см/год, рис. 3) гораздо меньше, чем в районе мегадюн, что не приводит к существенному изменению интенсивности постдепозиционных процессов.

Рассмотрим пространственную изменчивость изотопного состава снега в масштабе нескольких сотен метров. В работе [5] было показано существование квазипериодических колебаний изотопного состава (по данным образцов, собранных в январе 2000 г.) на профиле СЮ старого полигона с длиной волны 200–300 м, коррелирующих с соответствующими аномалиями высоты поверхности и накопления снега. На рис. 5 мы воспроизвели этот результат, добавив также данные, полученные в 2007 и 2017 гг. Для сопоставимости результатов мы применили к новым данным такую же методику обработки, которая была использована в [5]: мы сравниваем изотопный состав поверхностного слоя снега в январе данного года с суммарным снегонакоплением за 2 предыдущих года, причем все профили сглажены по пяти точкам (125 м) для подавления высокочастотных вариаций. Новые данные не подтверждают ни существования квазипериодических волн в значениях изотопного состава, ни значимой корреляции между изотопным составом и накоплением снега. Тем не менее наблюдается определенная схожесть пространственной изменчивости обоих параметров: чем выше дисперсия значений снегонакопления, тем выше дисперсия значений изотопного состава. Кроме того, во всех трех случаях наблюдается отрицательная зависимость между трендами обоих параметров.

Как указано выше, профиль СЮ старого полигона целиком находится под влиянием трассы Восток — Прогресс, поэтому обнаруженную на нем пространственную изменчивость изотопного состава и накопления снега следует считать связанным с трассой артефактом.

Для изучения естественной изменчивости этих параметров мы использовали данные, собранные на профиле СЮ нового полигона, не подверженного влиянию трассы (рис. 6).

Прежде всего следует отметить наличие слабо выраженных (амплитуда порядка 2–3 см) квазипериодических волн аномалий высоты поверхности с длиной волны порядка 400 м (хотя длина профиля не позволяет надежно изучать волны длиннее 200 м). Не обнаружено статистически значимой зависимости между аномалиями высоты поверхности (измеренной в январе 2015 г.) и накоплением снега в 2015–2016 гг. (коэффициент корреляции $-0,13 \pm 0,18$). Наконец, обнаружена статистически значимая (коэффициент корреляции $0,35 \pm 0,17$) положительная связь между изотопным составом поверхностного (0–10 см) снега в январе 2017 г. и накоплением снега за предыдущие 2 года (2015–2016 гг.).

Положительная корреляция между двумя этими параметрами наблюдается впервые, и в настоящее время нам не известен механизм, который мог бы приводить к такому виду зависимости между накоплением и изотопным составом снега. Чтобы понять механизм формирования пространственной изменчивости изотопного состава, мы привлекли данные по «экссессу дейтерия» d_{xs} (который определяется как $d_{xs} = \delta D - 8\delta^{18}O$). Коэффициент корреляции между δD и d_{xs} в пределах профиля СЮ нового полигона равен $-0,7 \pm 0,1$ (статистически

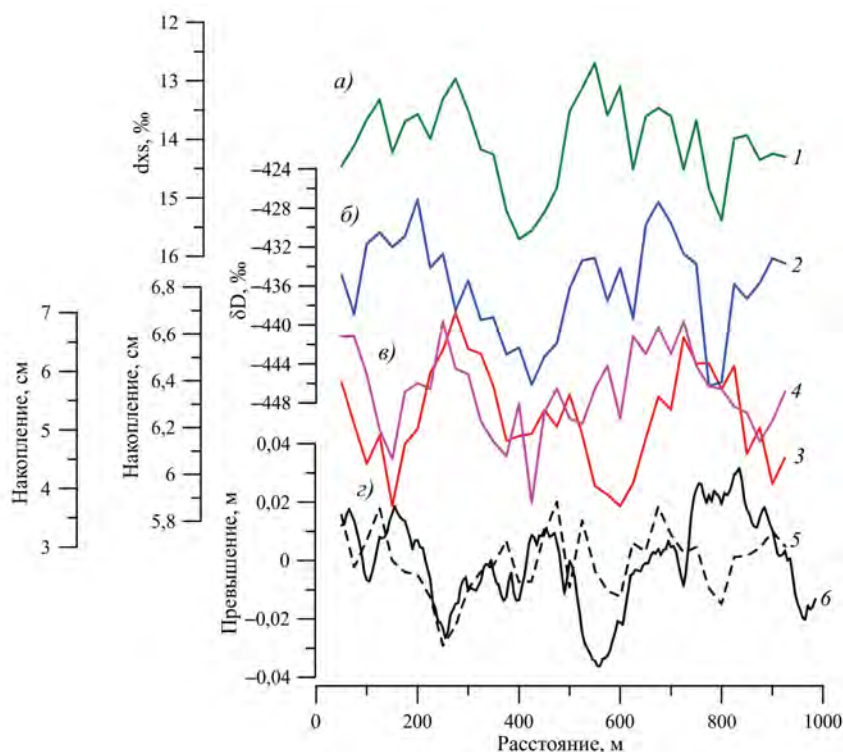


Рис. 6. Распределение характеристик снежного покрова вдоль профиля север – юг нового снегомерного полигона:

a — эксцесс дейтерия в снеге, январь 2017 г.; *б* — δD в снеге, январь 2017 г.; *в* — накопление снега; *г* — высота поверхности. 1 и 2 — изотопный состав снега (dxs и δD), 3 — средний приrost снега в 1970–2016 гг., 4 — средний приrost снега в 2015–2016 гг., 5 — высота поверхности в декабре 1999 г., 6 — высота поверхности в январе 2015 г. Все кривые сглажены по пяти точкам (125 м)

Fig. 6. The distribution of the snow characteristics along the “north – south” profile of the new stake farm: *a* — deuterium excess in snow, January 2017; *б* — δD in snow, January 2017; *в* — snow build-up; *г* — snow surface height. 1 and 2 — snow isotopic content (dxs and δD), 3 — mean snow build-up in 1970–2016, 4 — mean snow build-up in 2015–2016 гг., 5 — snow surface height in December 1999, 6 — snow surface height in January 2015. All the curves are smoothed by 5-point (125 m) filter

значим). Такая сильно отрицательная корреляция между этими двумя изотопными параметрами характерна для сезонного хода изотопного состава осадков на станции Восток [15]. Таким образом, пространственная изменчивость изотопного состава, по всей видимости, связана с разной долей зимних и летних осадков в отложенном снеге.

Результаты, представленные на рис. 6, не противоречат выдвинутому ранее предположению о существовании «мезодюн» (квазипериодических волн характеристик снежной поверхности с длиной волны несколько сотен метров), однако представленные данные освещают лишь один временной срез. Чтобы доказать существование этих естественных колебаний, изучение пространственной изменчивости изотопного состава снега на профиле СЮ нового полигона необходимо продолжить и повторить измерения еще как минимум 1–2 раза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное нами исследование выявило существование значительной пространственной изменчивости изотопного состава и накопления снега в окрестностях станции Восток (Центральная Антарктида) в пространственном масштабе 100–1000 м. Часть этих вариаций — артефакт, связанный с прохождением через изучаемую территорию трассы движения санно-гусеничных поездов, соединяющих российские антарктические станции Восток и Прогресс. Мы показали, что влиянием трассы так или иначе охвачен весь т.н. «старый снегомерный полигон» (рис. 1), хотя пространственное перераспределение снега и не оказывает влияния на осредненную по всему полигону величину снегонакопления.

Западная часть снегомерного полигона (т.н. «новый полигон»), не охваченная влиянием трассы, также испытывает заметные пространственные вариации обоих исследуемых параметров с характерным пространственным масштабом порядка 300–400 м. При этом аномалии снегонакопления и изотопного состава снега связаны между собой положительной связью, чего не наблюдалось раньше. Для выяснения механизма этой связи и для подтверждения существования «мезодюн» потребуются дополнительные полевые и лабораторные работы.

Выводы данной работы имеют практическое значение для интерпретации данных кернов мелких и глубоких скважин. В частности, существование «мезодюн» позволило бы пролить свет на природу низкочастотного шума (с периодом от десятилетий до столетий) в климатических рядах, реконструированных по кернам из скважин, пробуренных в относительной близости друг от друга.

Другим практическим результатом исследования является вывод о необходимости переноса старого снегомерного полигона ст. Восток на новое место, не подверженное влиянию трассы Восток — Прогресс.

В заключение следует также отметить, что район станции Восток — уникальное место с точки зрения пространственной изменчивости характеристик снежного покрова, поскольку ледник здесь располагается над обширным подледниковым озером [13], что обуславливает исключительную ровность поверхности ледникового покрова. Мы предполагаем, что вследствие гладкости этой поверхности, лишенной крупных форм рельефа, климатический ряд, восстановленный по глубокому ледяному керну, лишен рельефообусловленных (то есть не климатических) аномалий в масштабе больше нескольких десятков или первых сотен лет.

Этот вывод применим только к рядам в интервале 0–40 тыс. л.н., поскольку лед старше 40 тыс. лет, добытый из глубоких скважин на ст. Восток, образовался за пределами подледникового озера Восток [16]. За пределами береговой черты ледник характеризуется крупными (горизонтальные размеры более 1 км) аномалиями высоты поверхности, хорошо различимыми на космических снимках. Сочетание движения ледника с предполагаемым собственным движением этих форм рельефа относительно ледника (характерная скорость которых составляет порядка нескольких метров в год [10]) приводит к формированию рельефообусловленных аномалий в реконструированных по ледяным кернам временных рядах с периодом от нескольких сотен до тысяч лет.

Благодарности. Данная работа была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант № 17-05-01168.

Авторы статьи благодарны руководству РАЭ за логистическое обеспечение гляциологических исследований в районе станции Восток, а также всем участникам 45-й, 52-й, 55-й, 60-й и 62-й РАЭ за содействие в полевых работах, в частности — Семену Радкевичу за помощь в нивелирной съемке и Алексею Маркову — за помощь в сборе снежных образцов.

Мы также благодарим сотрудников LSCE, Института Нильса Бора и Таллинского геологического института за выполнение масс-спектрометрических измерений изотопного состава образцов.

Acknowledgments. This work is financed by Russian Foundation for Basic Research grant 17-05-01168.

The authors are grateful to the administration of Russian Antarctic Expedition (RAE) for logistical support of the glaciological program at Vostok, as well as to all the participants of the 45th, 52nd, 55th, 60th and 62nd RAE field seasons for assistance in field works, in particular to Semyon Radkevich for his help in geodetic observations, and to Alexey Markov for his help in snow samples collection.

We also thank the staff of LSCE (France), Niels Bohr Institute (Denmark) and Tallinn Geological Institute (Estonia) for the mass-spectrometric measurements of the isotopic content in the snow samples.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Екайкин А.А.* Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. СПб.: ААНИИ, 2016. 63 с.
2. *Landais A., Casado M., Prie F., Magand O., Arnaud L., Ekaykin A., Petit J.R., Picard G., Fily M., Minster B., Touzeau A., Goursaud S., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Orsi A.* Surface studies of water isotopes in Antarctica for quantitative interpretation of deep ice core data // *Comptes Rendus Geoscience*. 2017. V. 349. P. 139–150.
3. *IMBIE team.* Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017 // *Nature*. 2018. V. 558. P. 219–222.
4. *Van den Broeke M. et al.* Greenland Ice Sheet Surface Mass Loss: Recent Developments in Observation and Modeling // *Current Climate Change Reports*. 2017. V. 3 (4). P. 345–356.
5. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Barkov N.I., Petit J.R., Masson-Delmotte V.* Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok Station: Implications for ice-core interpretation // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 35. P. 181–186.
6. *Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T.* Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen Station, Dronning Maud Land // *Clim. Past*. 2016. V. 12. P. 1565–1581.
7. *Altnau S., Schlosser E., Isaksson E., Divine D.* Climatic signals from 76 shallow firn cores in Dronning Maud Land, East Antarctica // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 925–944.
8. *Casado M., Landais A., Picard G., Münch T., Laepple T., Stenni B., Dreossi G., Ekaykin A., Arnaud L., Genthon C., Touzeau A., Masson-Delmotte V., Jouzel J.* Archival processes of the water stable isotope signal in East Antarctic ice cores // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 1745–1766.
9. *Touzeau A., Landais A., Stenni B., Uemura R., Fukui K., Fujita S., Guilbaud S., Ekaykin A., Casado M., Barkan E., Luz B., Magand O., Teste G., Le Meur E., Baroni M., Savarino J., Bourgeois I., Risi C.* Acquisition of isotopic composition for surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1–16.
10. *Ekaykin A.A., Eberlein L., Lipenkov V.Ya., Popov S., Scheinert M., Schröder L., Turkeev A.* Non-climatic signal in ice core records: lessons from Antarctic megadunes // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1217–1227.

11. Frezzotti M., Gandolfi S., Urbini S. Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis // J. Geophys. Res. 2002. V. 107 (D18). P. 1–12.
12. Барков Н.И., Липенков В.Я. Накопление снега в районе станции Восток в 1971–1973 гг. // Инф. бюлл. САЭ. 1978. № 98. С. 63–68.
13. Popov S.V., Masolov V.N. Forty-seven new subglacial lakes in the 0–110° E sector of East Antarctica // J. Glaciol. 2007. V. 53 (181). P. 289–297.
14. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И. Пространственно-временная структура поля снегонакопления в районе станции Восток, Центральная Антарктида // Вестник СПбГУ, сер. 7. 1998. № 4 (28). С. 38–50.
15. Landais A., Ekaykin A.A., Barkan E., Winkler R., Luz B. Seasonal variations of ^{17}O -excess and d-excess in snow precipitation at Vostok Station, East Antarctica // J. Glaciol. 2012. V. 58 (210). P. 725–733.
16. Цыганова Е.А., Попов С.В., Саламатин А.Н., Липенков В.Я. Результаты радиолокационного зондирования и моделирования течения ледникового покрова Восточной Антарктиды вдоль линии тока, проходящей через станцию Восток // Лед и снег. 2010. Вып. 1 (109). С. 14–29.

REFERENCES

1. Ekaykin A.A. *Stabilnye isotopy vody i glaciologii i paleogeografii*. Stable water isotopes in glaciology and palaeogeography. St. Petersburg: AARI, 2016: 63 p. [In Russian].
2. Landais A., Casado M., Prie F., Magand O., Arnaud L., Ekaykin A., Petit J.R., Picard G., Fily M., Minster B., Touzeau A., Goursaud S., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Orsi A. Surface studies of water isotopes in Antarctica for quantitative interpretation of deep ice core data. *Comptes Rendus Geoscience*. 2017, 349: 139–150.
3. IMBIE team. Mass balance of the Antarctic ice sheet from 1992 to 2017. *Nature*. 2018, 558: 219–222.
4. Van den Broeke M. et al. Greenland ice sheet surface mass loss: recent developments in observation and modeling. *Current Climate Change Reports*. 2017, 3 (4): 345–356.
5. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Barkov N.I., Petit J.R., Masson-Delmotte V. Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok Station: Implications for ice-core interpretation. *Annals of Glaciology*. 2002, 35: 181–186.
6. Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T. Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen Station, Dronning Maud Land. *Clim. Past*. 2016, 12: 1565–1581.
7. Altnau S., Schlosser E., Isaksson E., Divine D. Climatic signals from 76 shallow firn cores in Dronning Maud Land, East Antarctica. *The Cryosphere*. 2015, 9: 925–944.
8. Casado M., Landais A., Picard G., Münch T., Laepple T., Stenni B., Dreossi G., Ekaykin A., Arnaud L., Genthon C., Touzeau A., Masson-Delmotte V., Jouzel J. Archival processes of the water stable isotope signal in East Antarctic ice cores. *The Cryosphere*. 2018, 12: 1745–1766.
9. Touzeau A., Landais A., Stenni B., Uemura R., Fukui K., Fujita S., Guilbaud S., Ekaykin A., Casado M., Barkan E., Luz B., Magand O., Teste G., LeMeur E., Baroni M., Savarino J., Bourgeois I., Risi C. Acquisition of isotopic composition for surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1–16.
10. Ekaykin A.A., Eberlein L., Lipenkov V.Ya., Popov S., Scheinert M., Schröder L., Turkeev A. Non-climatic signal in ice core records: lessons from Antarctic megadunes. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1217–1227.
11. Frezzotti M., Gandolfi S., Urbini S. Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis. *J. Geophys. Res.* 2002, 107 (D18): 1–12.

12. Barkov N.I., Lipenkov V.Ya. Snow accumulation in the vicinity of Vostok Station in 1970 – 1973. *Informaciony bulletin Sovetskoy Antarkticheskoy Ekspedicii*. Information Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition. 1978, 98: 63–68. [In Russian].
13. Popov S.V., Masolov V.N. Forty-seven new subglacial lakes in the 0–110° E sector of East Antarctica. *J. Glaciol.* 2007, 53 (181): 289–297.
14. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Barkov N.I. Spatial and temporal structure of snow accumulation field in the vicinity of Vostok Station, Eastern Antarctic. *Vestnik Sankt Peterburgskogo universiteta*. Journal of St Petersburg State University, Series 7. 1998, 4 (28): 38–50. [In Russian].
15. Landais A., Ekaykin A.A., Barkan E., Winkler R., Luz B. Seasonal variations of ¹⁷O-excess and d-excess in snow precipitation at Vostok Station, East Antarctica. *J. Glaciol.* 2012, 58 (210): 725–733.
16. Tsyganova E.A., Popov S.V., Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya. East Antarctica ice sheet flow along the Vostok flow line from the echosounding and modelling results. *Led i sneg*. Ice and Snow. 2010, 1 (109): 14–29. [In Russian].

УДК 532.322

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-63-76

**ИЗМЕНЕНИЕ СТРОЕНИЯ И НЕКОТОРЫХ
ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ РОВНОГО ПРИПАЙНОГО ЛЬДА
В ВЕСЕННЕ-ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2014 г.
В РАЙОНЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СТАЦИОНАРА
«ЛЕДОВАЯ БАЗА МЫС БАРАНОВА»**

В.А. БОРОДКИН, С.М. КОВАЛЕВ, А.И. ШУШЛЕБИН*

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

**skovalev@aari.ru*

**CHANGE OF STRUCTURE AND SOME PHYSICAL PROPERTIES
OF LEVEL FAST ICE DURING THE SPRING
AND SUMMER PERIOD OF 2014 IN THE VICINITY
THE RESEARCH STATION “ICE BASE CAPE BARANOV”**

V.A. BORODKIN, S.M. KOVALEV, A.I. SHUSHLEBIN*

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

**skovalev@aari.ru*

Received August, 22, 2018

Accepted March, 15, 2019

Keywords: ice destruction, salinity, temperature, thermal metamorphism, texture.

Summary

The determination of the main physical properties of the fast ice around the research station “Ice base Cape of Baranov” was carried out from May 23 to August 7, 2014. At the beginning of the observations the ice was a system of three main layers reflecting the conditions of fast ice formation. The top 70 cm of the ice was formed under the conditions of dynamic variability. The ice formation to the level of 110 cm was more stable, and the lowerst layer below 110 cm grew without hummocking and thawing. In the second decade of June the ice accretion began on top due to recrystallization on snow and ice boundary. In the third decade of June the accretion process at the ice-snow interface was replaced by surface melting and destruction layer development. These changes are assumed to begin as maximum air temperatures keep above zero. By the second decade of July all the ice core had undergone serious internal changes. In the third decade of July the process of inter-crystalline-binding degradation affected the whole ice core.

Citation: Borodkin V.A., Kovalev S.M., Shushlebin A.I. Change of structure and some physical properties of level fast ice during the spring and summer period of 2014 in the vicinity the research station “Ice base Cape Baranov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 1: 63–76. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-63-76.

From the end of the third decade of June the formation of plate-like crystals was registered at the lower ice border, as well as the accretion of new ice in the form of layers of various thickness and density. The process had reached the maximum by mid July when new ice up to 30 cm thick was formed. In the third decade of July this ice begun to melt. New ice accretion is primarily due to the presence of a layer of desalinated water under the ice.

Поступила 22 августа 2018 г.

Принята к печати 15 марта 2019 г.

Ключевые слова: разрушенность, соленость, текстура, температура, термометаморфизм.

С 23 мая по 7 августа 2014 г. проводилось определение основных физических свойств припайного льда в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова». В начале наблюдений лед представлял собой систему, состоящую из трех основных слоев, отражающих условия формирования припайного льда. Во второй декаде июня началось нарастание льда сверху за счет процессов перекристаллизации на границе льда и снега. В третьей декаде июня оно сменилось поверхностным таянием и развитием слоя деструкции. Процессы разрушения межкристаллических связей затронули всю толщу льда. С конца третьей декады июня на нижней границе льда отмечалось образование пластинчатых кристаллов и нарастание нового льда в виде слоев различной толщины и плотности. В третьей декаде июля началось таяние этого льда. Процесс нарастания нового льда в первую очередь связан с наличием распресненного подледного слоя воды.

ВВЕДЕНИЕ

Возобновление интереса к промышленному развитию арктических районов стимулировало возрождение исследований в области физических свойств морского льда, прерванных в начале 90-х гг. прошлого века. Изменения климатических условий за последние 20 лет делают эти работы актуальными и своевременными. Возникла необходимость постоянного мониторинга и прогнозирования состояния ледяного покрова, строения льда и его физических свойств в арктических морях и особенно в местах хозяйственной деятельности. С этой целью представляется необходимым переход от измерений физических свойств льда в определенной точке к изучению процессов формирования, развития и разрушения льда, где полученные данные измерений отражают физические свойства льда на определенном этапе этих процессов. В этом ключевую роль играет предложенная Н.В. Черепановым классификация льдов природных водоемов [1], в основе которой лежат кристаллическое строение льда и условия ледообразования, приводящие к формированию льда определенного генетического типа. Последнее положение позволяет по структуре и текстуре льда восстановить историю условий ледообразования в различные временные периоды. При решении обратной задачи появляется возможность по прогнозу условий ледообразования, которые зависят от гидрометеорологических условий, динамики ледяного покрова и локальных особенностей региона, спрогнозировать процесс нарастания льда с учетом его строения. Поскольку большинство физических свойств льда зависят от его строения, то появляется возможность их прогнозирования. С 2014 г. на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» возобновились работы, связанные с изучением пространственно-временной изменчивости строения и физических свойств ровного припайного морского льда в акватории пролива Шокальского. Данная работа освещает один из этапов этих исследований.

Основными задачами исследования временной изменчивости некоторых физических свойств ровного припайного льда в районе НИС «Ледовая база Мыс Баранова» являлись: получение сведений о строении и физических свойствах льда, а также

изучение процессов метаморфизма в однолетнем припайном льду в весенне-летний период с учетом влияния стоковых вод суши в проливе Шокальского архипелага Северная Земля.

В рамках поставленных задач выполнялись следующие виды работ: отбор кернов для определения температуры льда и его солёности; измерения толщины снежного и ледяного покрова и превышения поверхности льда над поверхностью воды; отбор проб льда для текстурно-структурного анализа. В ледовой лаборатории проводилось разделывание кернов льда на фрагменты, по которым проводился текстурно-структурный анализ, фотографирование образцов льда, дешифровка полученных фотографий и полевых записей с последующим описанием основных характеристик текстурного рисунка и строения льда, определение солёности отобранных образцов льда.

В конце восьмидесятых годов прошлого века попытка проведения подобных работ была предпринята в районе острова Средний архипелага Седова, но в начале девяностых годов работы были свернуты. Изучение процессов формирования ледяного покрова, строения и физических свойств морского припайного льда в акватории архипелага Северная Земля остается актуальной задачей мониторинга процессов становления, нарастания, внутреннего изменения и разрушения льда в арктических морях.

МЕТОДИКА РАБОТ

Работы выполнялись в характерной точке ровного припайного однолетнего льда. Для отбора образцов выбиралось место с неповрежденным снежным покровом, высота которого определялась снегомерной рейкой. Измерялась температура воздуха, температура на границах воздух – снег и снег – лед. Отбор образцов льда для измерения температуры и взятия проб на солёность производился кольцевым буром с диаметром внешнего кольца 220 мм. Сразу после взятия керна проводился внешний осмотр взятого образца, измерялась длина керна, выделялись видимые слои и другие характерные признаки. Через каждые 10 см датчиком GTN 175/Pt измерялась температура льда. Для защиты льда от воздействия солнечной радиации использовался светоотражающий тубус.

Пробы для определения солёности отбирались из ледяных кернов с выбранных горизонтов. Для этого выпиливались кольца толщиной примерно 2 см, затем они очищались от внешнего слоя и упаковывались в двойные пластиковые пакеты. Взятые образцы доставлялись в теплую лабораторию для плавления. Солёность льда определялась по электропроводности талой воды кондуктометром HannaHI 8733.

Для исследования пространственной ориентации волокнистых кристаллов и для получения срезов льда по толщине в одной плоскости для различных кернов проводилось ориентирование керна по магнитному компасу. После извлечения керна на поверхность измерялась его длина и фиксировались видимые слои. Взятые образцы льда перевозились в холодную лабораторию с морозильной установкой.

В ледовой лаборатории привезенный керн льда распиливался на блоки с сохранением общей ориентации каждого блока. Из полученных блоков выпиливались вертикальные пластины шириной 15 см и толщиной 2 см, которые использовались для анализа. Стыковка полученных пластин между собой позволяла получить полный вертикальный срез керна на всю его толщину. На выбранных участках выпиливались горизонтальные срезы льда толщиной 2 см. Все полученные пластины льда исследо-

вались на предмет наличия включений. Определялись их размеры и форма, наличие слоистости. Определялся общий текстурный рисунок льда в целом и на отдельных участках. Вертикальные и горизонтальные пластины фотографировались на черной поверхности в ледовой лаборатории или, если позволяла погода, вне помещения.

Для структурного анализа на выбранных заранее участках керна из образцов льда изготавливались тонкие пластины толщиной менее 1 мм, которые помещались между двумя поляризационными стеклами и освещались снизу электрическими лампами. Полученное изображение кристаллов льда описывалось и фотографировалось.

Для получения изображения нижней поверхности льда в пробуренную скважину опускалась фотокамера COOLPIXAW110 фирмы Nikon, способная вести съемку под водой.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Исследование временной изменчивости строения ледяного покрова в 2014 г. проводилось в характерной точке припайного льда пролива Шокальского. Становление припая в районе исследований произошло в середине октября 2013 г. и сопровождалось динамически нестабильной гидрометеорологической обстановкой. Повсеместно происходило наслоение и торошение льда толщиной до 10–15 см. На расстоянии нескольких сотен метров от точки наблюдений со стороны пролива Шокальского до конца октября сохранялась полынья, являвшаяся источником образования внутриводного льда. Становление припая в проливе Шокальского в средней его части произошло в третьей декаде ноября. Условия формирования ледяного покрова нашли отражение в строении льда, его морфологических особенностях.

Текстурно-структурный анализ показал, что верхний слой, толщина которого изменялась от 5 до 15 см, состоял из начальных форм ледообразования. Это или водно-снежный лед, или лед, образованный от сбивания мелких кристаллов начальных стадий ледообразования и внутриводного льда под действием волнения. Прослеживаются следы торошения и наслоения молодого льда. Нижележащий лед, примерно до горизонта 70 см, представляет собой набивной слой, сформированный зернистыми кристаллами внутриводного и шугового льда, мелкими обломками от торошения и продуктами разрушения кромок льда на границе припая, чередующимися с вновь нарастающими кристаллами шестоватой формы. Текстурный рисунок слоистый, с расположением слоев под разными углами к поверхности льда. Текстура льда указывает на близкое расположение кромок припая и наличие открытой воды. После достижения льдом толщины 70 см граница припая отодвинулась от места исследований на значительное расстояние (15–50 км). С этого момента формируется лед волокнистой структуры с включением кристаллов внутриводного льда, по количеству не превышающих 25 % от общего количества кристаллов, относящегося ко льду генетического типа В4 (слой льда 70–110 см).

В текстуре льда появились капиллярные включения, характерные для волокнистой структуры льда, но следы слоистости в виде полос с различным количеством воздушных и солевых включений сохранились. Слоистость льда часто проявляется в проливах с наличием сильных течений. Присутствие течений подтверждается пространственной упорядоченностью кристаллов волокнистой структуры, главная оптическая ось которых (С-ось) имеет два преобладающих направления: ССВ – ЮЮЗ (51 % кристаллов) и ЗСЗ – ВЮВ (33 % кристаллов). На рис. 1 представлен

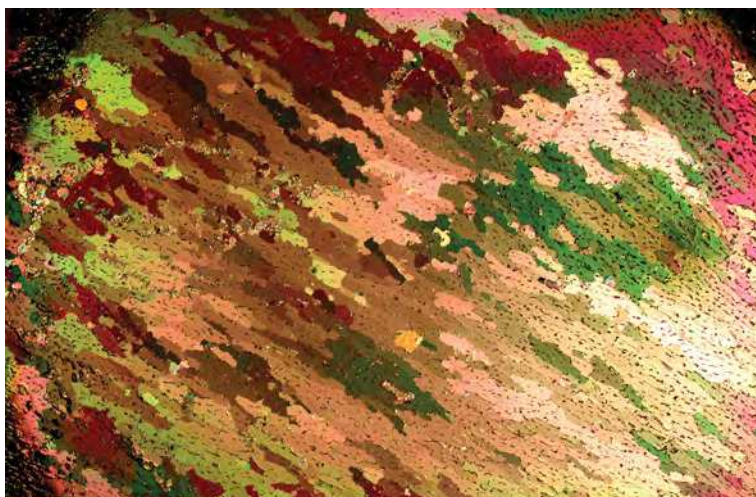


Рис. 1. Пространственная упорядоченность кристаллов льда волокнистой структуры на горизонте 75 см (горизонтальный срез)

Fig. 1. Spatial orderliness of ice crystals with fibrous structure on the 75 cm horizon (horizontal thin section)

пример кристаллического строения льда типа В4 в горизонтальном срезе на глубине 75 см. С толщины льда 110–120 см развилась кристаллическая структура типа В2 с хорошо сформированными волокнистыми кристаллами без включений кристаллов внутриводного льда, имеющая четко выраженный ажурный слой на последних нескольких сантиметрах льда. Это указывает на ослабление влияния заприпайной полыньи на формирование льда в точке наблюдений.

Определение основных физических свойств припайного льда в 2014 г. было начато 23 мая. К этому времени из-за повышения температуры воздуха и воздействия солнечной радиации во льду произошли существенные изменения. Практически по всей толще льда наблюдались процессы термометаморфизма, выразившиеся в помутнении льда на отдельных участках вследствие частичного разрушения межкристаллических соединений и оплавления стенок кристаллов, видоизменении и укрупнении солевых включений, образовании солевых канальцев и стоковых русел. Внутренняя разрушенность льда в этот период оценивается как промежуточная между первой и второй стадиями состояния льда [2]. Наибольшие изменения произошли в поверхностном слое на границе снег – лед и особенно в верхних 2–5 см, где наблюдались процессы разрушения кристаллов льда и их перекристаллизации. Зафиксировано стекание рассола с верхних горизонтов и выравнивание солёности льда по толщине (рис. 2).

Существенное влияние на формирование стоковых канальцев и русел оказывает структурная слоистость льда. Границы слоев с разным кристаллическим строением служат своеобразным препятствием для свободного стока рассола, провоцируя накопление солей на определенных участках, формирование каверн и полостей (рис. 3).

В слоях льда с волокнистой структурой на участках прерывания роста кристаллов, особенно при включении в волокнистую структуру кристаллов внутриводного

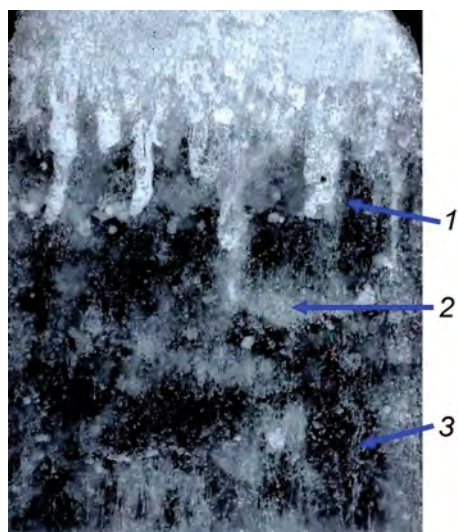


Рис. 2. Процессы термометаморфизма в верхнем слое льда, 23.05.2014:

1 — стекание рассола с поверхностных слоев, 2 — слияние солевых включений и накопление рассола, 3 — соединение мелкопузыристых включений в цепочку и начало формирования стокового канала

Fig. 2. Thermal metamorphism in the top ice layer, 23.05.2014:

1 — brine runoff from the surface layers, 2 — saline inclusions merging and brine accumulation, 3 — arrangement of small-bubble inclusions in a chain and the beginning of plot tubule formation

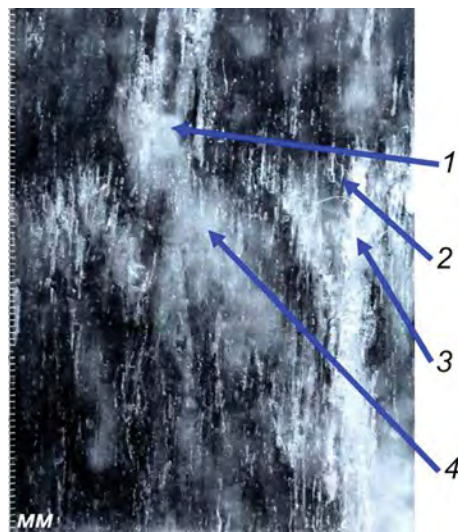


Рис. 3. Влияние структурной слоистости льда на процессы термометаморфизма на горизонте 113 см, 23.05.2014:

1 — конец стокового солевого канала и образование полости, 2 — слой прерывания роста волокнистых кристаллов, 3 — возникновение нового стокового канала, 4 — помутнение льда

Fig. 3. Effect of structural ice stratification on thermal metamorphism on the 113 cm horizon, 23.05.2014:

1 — the end of the plot salt channel and cavity formation, 2 — the layer of the interruption of fibrous crystals growth, 3 — emergence of a new plot channel, 4 — ice turbidity

льда, происходит особенно сильное разрушение межкристаллических соединений. Стенки капиллярных включений оплавляются, сами включения увеличиваются в размерах, создавая сложные переплетения вторичных извилистых включений. В результате на этих участках формируются четко выраженные слои повышенной внутренней разрушенности, которые в виде белесых полос с вертикальными прожилками пересекают толщу льда. В дальнейшем в таких участках образуются каверны и полости, что значительно ослабляет лед.

Для оценки изменений метрических характеристик (процессы нарастания и таяния) и глубины слоя разрушения льда использовался метод синхронизации слоев. В основе его лежит положение о том, что любые существенные изменения в окружающей среде находят отражение в строении льда при его нарастании. Так как керны отбирались из одного места, расположение слоев в толще льда у этих кернов будет примерно одинаковым. За линию синхронизации был взят слой прерывания роста волокнистых кристаллов на горизонте 126 см, от которого в дальнейшем проводились все вычисления. Этот прием позволил отследить процессы таяния и нарастания льда за время наблюдений (рис. 4).

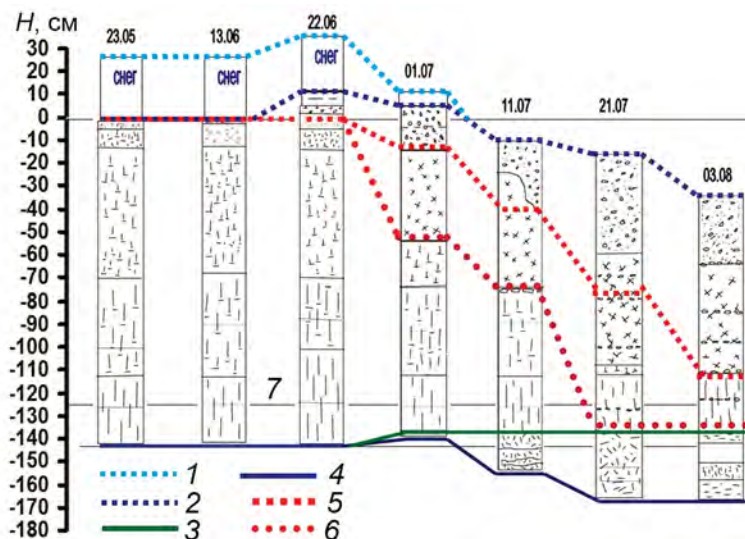


Рис. 4. Сезонные изменения в припайном льду в 2014 году:

1 — поверхность снега, 2 — поверхность льда, 3 — нижняя граница зимнего льда, 4 — нижняя граница льда, 5 — граница слоя деструкции (разрушение межкристаллических связей и частичная перекристаллизация), 6 — граница частичного нарушения межкристаллических связей, 7 — линия синхронизации

Fig. 4. Seasonal changes in fast ice in 2014:

1 — snow surface, 2 — ice surface, 3 — lower boundary of the winter ice, 4 — lower ice boundary, 5 — destruction layer boundary (intercrystalline binding destruction and partial recrystallization), 6 — the boundary of partial intercrystal binding destruction, 7 — the line of synchronization.

В процессе сезонных изменений припайного льда на полигоне в весенне-летний период 2014 г. можно выделить несколько основных факторов:

- поверхностное нарастание и таяние льда;
- таяние и нарастание льда на нижней границе;
- внутренние изменения в строении льда под действием процессов термо-метаморфизма.

В последней декаде мая и начале июня существенных изменений в метрических характеристиках льда не происходило, только на границе снег – лед в тонком слое примерно 2 см под действием радиационного прогрева и ночного охлаждения наблюдались процессы перекристаллизации первичных кристаллов льда и снега. Поверхность льда стала влажной, состоящей из слоя небольших зерен диаметром 2–5 мм. Внутри льда продолжалось формирование вторичных включений. Увеличилось количество небольших стоковых канальцев. Внутренняя разрушенность льда оставалась между первой и второй стадиями состояния.

Во второй декаде июня, под действием солнечной радиации, несмотря на сохранение отрицательной температуры воздуха, усилились процессы разрушения на поверхности льда. Радиационный прогрев на границе лед – снег сопровождался разрушением межкристаллических прослоек, оплавлением кристаллов и таянием льда и снега. Отрицательные температуры воздуха и запас «холода» в нижележащих слоях льда приводил к частичной или полной режеляционной перекристаллизации в этом

слое. Поверхность льда утратила четкие границы и превратилась в рыхлый слой, сложенный из зернистых ледяных образований округлой формы диаметром 2–5 мм.

Общая соленость льда в начале июня продолжала снижаться с 3,14 ‰ 3 июня до 2,82 ‰ 12 июня, а средняя температура льда повышалась с 23 мая примерно на 0,5 °C в декаду (см. таблицу).

Таблица

Некоторые характеристики припайного льда в весенне-летний период 2014 г.

Характеристики	Дата							
	23 V	2 VI	12 VI	22 VI	1 VII	11 VII	21 VII	3 VIII
$H_{\text{сн}}$, см	27	29	30	30	2	0	0	0
$H_{\text{л}}$, см	142	151	141	148	145	149	155	134
ΔH , см	4	12	3	9	9	11	8	8
$H_{\text{л}}$, см, зимнего	142	151	141	142	140	132	124	104
$H_{\text{л}}$, см, стаявшего	0	0	0	0	2	10	18	36
$H_{\text{л}}$, см, наростшего	0	0	0	6	6	17	31	30
Слой деструкции	0	0	2	12	20	30	46	80
$T_{\text{возд}}$, °C	–2,6	–0,8	–0,1	4,8	2,3	0,5	1,5	1,2
$T_{\text{л}}$, °C, средняя	–2,8	–2,3	–1,7	–1,4	–0,8	–0,2	–0,1	0,0
$T_{\text{л}}$, °C, минимальная	–4,2	–2,6	–1,9	–1,6	–1,4	–0,5	–0,3	–0,1
$S_{\text{л}}$, ‰, средняя	3,13	3,14	2,82	3,03	2,05	0,77	0,45	0,11
$S_{\text{л}}$, ‰, максимальная	3,73	5,12	4,33	6,71	3,54	1,76	1,58	0,29
$S_{\text{л}}$, ‰, на поверхности	2,60	2,78	2,70	0,53	0,05	0,05	0,03	0,04
Стадия состояния льда	1–2	1–2	2	2–3	3	3–4	4	4–5
Разрушенность льда	0	0	0	1	2	3	3	3–4

Примечания: $H_{\text{сн}}$ — толщина снега, $H_{\text{л}}$ — толщина льда, ΔH — превышение льда, $T_{\text{возд}}$ — температура воздуха, $T_{\text{л}}$ — температура льда, $S_{\text{л}}$ — соленость льда.

В таблице представлены метрические характеристики льда в точке наблюдений, измеренные во время взятия проб для текстурно-структурного анализа, и данные о температуре и солености льда. Температура воздуха фиксировалась во время отбора проб. В строке « $H_{\text{л}}$, зимнего» даны толщины льда осенне-зимнего образования от поверхности льда до нижней границы, без учета льда, наростшего в летний период. В строках « $H_{\text{л}}$, стаявшего», « $H_{\text{л}}$, наростшего» показаны значения изменений верхней и нижней границ льда относительно керна от 23 мая. В строке «Слой деструкции» даны толщины от поверхности льда, в которых наблюдалось повсеместное разрушение межкристаллических связей и частичное изменение кристаллического строения льда. В строке «Стадия состояния льда» (внутренняя разрушенность) дана оценка внутренних изменений, происходящих во льду под действием термометаморфизма в баллах [3]. В строке «Разрушенность льда» дана оценка разрушенности льда по внешним признакам [2].

Во второй декаде июня среднесуточная температура воздуха стала переходить через ноль градусов, а максимальная температура за сутки сделалась устойчиво положительной. 19 июня прошел сильный дождь, пропитавший снег дождевой водой. Во многих местах снежный покров потемнел. Избыток влаги после дождя спровоцировал образование в толще снежного покрова слоя пресного льда над поверхностью льда осенне-зимнего образования. Толщина вновь наростшего сверху льда составила 10 см, из которых 4 см — слой пресного прочного льда и 6 см — слой пористого

непрозрачного льда, легко разрушающегося при бурении. В верхних слоях льда осенне-зимнего образования продолжались процессы разрушения и перекристаллизации, делая его поверхность бугристой. Температура верхних 10 см повысилась до 0 °С, что спровоцировало стекание рассола вниз и образование каверн. Скопление каверн наблюдалось и на других горизонтах, особенно в местах разделения слоев с различной кристаллической структурой. В нижней части льда увеличилась соленость, ажурный слой (5–10 см) волокнистых структур стал непрочным и легко разрушался при механическом воздействии.

Третья декада июня была отмечена значительными изменениями в строении льда. Практически исчез снежный покров, уступив место ледяным шарикам размером до 5 мм — продуктам перекристаллизации нижних слоев снега и верхних слоев льда. На поверхности стали образовываться снежицы. Наблюдалось резкое опреснение поверхностного слоя и стекание рассола в нижние слои. Средняя соленость льда понизилась до 2,05 ‰, а средняя температура повысилась до –0,8 °С. В верхних 60 см наблюдалось развитие деструктивного слоя с разрушением межкристаллических связей и частичной перекристаллизацией. Разрушение льда протекало не однородно по всей глубине слоя, а носило выборочный характер. Наибольшей деструкции подверглись верхние 20 см льда. В слоях льда, сложенных волокнистыми кристаллическими структурами, продолжалась трансформация трубчатых и вторичных извилистых включений, особенно в местах прерывания роста волокнистых кристаллов. Отмечалось общее помутнение льда. Внутренние изменения во льду достигли третьей стадии состояния.

Существенные изменения произошли на нижней поверхности льда. Нижний ажурный слой льда волокнистой структуры частично стал разрушаться и частично заполняться талой водой, образовав прослойку более пресного льда толщиной 1–3 см. В конце третьей декады началось интенсивное нарастание льда летнего образования.

Основными факторами, влияющими на образование нового льда в летний период при наличии отрицательной температуры основной толщи льда, являются сток талой воды с его поверхности и сток пресных вод с суши. Сток пресных вод с суши является доминирующим в этом процессе для района, где проводились наблюдения. Схематично нарастание на нижней поверхности льда летнего образования можно описать следующим образом.

1 июля произошел прорыв снежной дамбы на реке Амбе и начался бурный сток пресных вод в бухту Амба и пролив Шокальского. Температура воды в реке Мушкетова (приток реки Амбы) в районе основного гидрологического створа, расположенного выше устья реки Амбана на 2 км, в этот период составляла 0,5–0,8 °С.

Пресная вода, распространяясь под поверхностью льда, вытесняла более холодную и плотную морскую воду, прежде всего заполняя неровности на нижней поверхности льда. На границе раздела пресной и морской воды возникали благоприятные условия для зарождения кристаллов внутриводного льда которые, всплывая к нижней поверхности льда под разными углами, становились основой для развития скелетных пластинчатых кристаллов с хаотическим направлением главной оптической оси (С-оси). В результате подо льдом, главным образом в углублениях и нишах, возникла прослойка из слабо скрепленных между собой кристаллов льда различной плотности (рис. 5).

1 июля в точке наблюдений раздел пресной и морской воды находился на глубине 155 см. Достигая этой границы и не имея возможности развиваться дальше



Рис. 5. Рост пластинчатых кристаллов на нижней границе льда осенне-зимнего образования, подводная фотография на глубине 150 см, 01.07.2014

Fig. 5. Tabular ice crystals growth on the lower boundary of ice formed in autumn and winter formation layer, an underwater photo at a depth of 150 cm, 01.07.2014

вниз, пластинчатые кристаллы перестраивались. Преимущество получили кристаллы с вертикальной ориентацией С-оси и с горизонтальным ростом по базисной плоскости. В результате их смерзания формировался горизонтальный слой пресного или



Рис. 6. Рост пластинчатых кристаллов вертикального развития на нижней границе льда, подводная фотография, 01.07.2014

Fig. 6. Tabular vertical-development ice crystals growth on the lower ice boundary , an underwater photo, 01.07.2014

распресненного льда. Выше этого слоя в образовавшемся пространстве продолжалось смерзание уже находящихся там пластинчатых кристаллов и замерзание заключенной между ними воды. В результате формировался слой пористого непрозрачного льда с большим количеством воздушных включений. Ниже вновь образованного слоя льда происходило частичное перемешивание пресной и соленой воды, ее охлаждение и выравнивание температуры. Соленость воды на поверхности скважины во льду, измеренная 1 июля, составила 5,45 ‰. В условиях возникавшей гомотермии подледного слоя воды преимущественное развитие получали кристаллы с горизонтальной ориентацией С-оси и вертикальным ростом по базисным плоскостям (рис. 6).

Рост этих кристаллов продолжался до тех пор, пока они не доходили до уровня раздела плотностей воды, и процесс повторялся. В результате лед летнего образования представлял собой набор слоев различной толщины и различной пористости.

В первой декаде июля среднесуточные температуры устойчиво перешли через ноль градусов и стали положительными. Средняя температура льда повысилась до $-0,2^{\circ}\text{C}$. Произошло стремительное опреснение льда, средняя соленость которого составила 0,77 ‰. По степени внутренних изменений лед этого периода относится к промежуточной между третьей и четвертой стадиями состояния. На поверхности льда повсеместно образовались снежицы глубиной до 30 см. Продолжился процесс таяния льда сверху. Величина стаивания составила 10 см. Во льду, сложенном кристаллами волокнистой структуры, еще сохранялся первоначальный текстурный рисунок, но практически не осталось нетрансформированных первичных включений. Почти весь лед приобрел мутный оттенок.

Толщина льда летнего образования увеличилась на 17 см. Вновь образованный лед состоял из набора слоев различной прочности и пористости. Видеосъемка нижней поверхности льда показала, что признаков интенсивного роста льда снизу не наблюдалось, но отдельные пластинчатые кристаллы выступали за линию наросшего ранее льда. Слой распресненной воды подо льдом увеличился. Соленость воды на поверхности в скважине составила 0,11 ‰, на глубине 1,2 м — 0,17 ‰, на глубине 2,5 м — 21,08 ‰, на глубине 6 м — 26,38 ‰. Температура воды в реке Мушкетова, дававшей основной приток пресной воды, составляла $0,5^{\circ}\text{C}$. Несмотря на явное замедление, процесс нарастания льда снизу продолжался.

Во второй декаде июля минимальные температуры воздуха устойчиво перешли через ноль градусов, став положительными. Процессы разрушения льда приобрели более интенсивный характер. Основная вода со льда ушла, но участки с водой еще остались. Глубина снежиц достигала 40 см. Поверхность льда стала неровной, бугристой. Лед на всю свою глубину претерпел частичное разрушение. Особенно сильно этот процесс проявился в верхних 70 см. На участках прерывания роста волокнистых кристаллов образовались полости размером в несколько сантиметров. Средняя температура льда поднялась до $-0,1^{\circ}\text{C}$, средняя соленость составила 0,45 ‰ с максимальным значением 1,58 ‰ на горизонте 100 см. По степени внутренней разрушенности лед в конце второй декады соответствовал четвертой стадии состояния. Фильтрация талой воды проходила беспрепятственно во всей толще льда.

До середины июля продолжался незначительный рост нового льда на нижней поверхности. Наблюдалось увеличение слоя пресного льда на стыке с нижней границей льда осенне-зимнего образования. Увеличивалась толщина слоев в центральной



Рис. 7. Поверхность припайного льда, 03.08.2014

Fig. 7. The surface of fast ice, 03.08.2014

части молодого льда. Эти процессы продолжались благодаря поступлению талой воды сверху и ее частичному замерзанию на поверхности уже существующих слоев. В нижней части льда пластинчатые кристаллы не обнаруживались. Поднятые на поверхность после бурения льда фрагменты нижних тонких прослоек льда имели оплавленные грани кристаллов. Можно предположить, что со второй половины июля началось слабое таяние льда снизу. Всего на нижней границе льда зимнего образования вырос 31 см слоистого льда летнего образования, в то время как стаяло с поверхности 18 см. В результате толщина льда в точке наблюдений во второй декаде июля незначительно увеличилась.

В этот период значительно увеличился распресненный слой воды. Соленость воды на горизонте в 1,2 м составила 0,11 ‰, на 2,5 м — 2,39 ‰ и на 6 м — 24,78 ‰. Температура воды в скважине составила 0,1 °C, а температура воды в реке Мушкегова повысилась до 1,5–2,0 °C.

В третьей декаде июля продолжалось разрушение льда. Поверхность льда покрылась сетью углублений, наполненных водой. Появились промоины (рис. 7).

Температура воздуха достигла своего максимума в 8,9 °C. Среднесуточные температуры колебались около 2 °C. Внутренняя разрушенность льда соответствовала промежуточному значению между четвертой и пятой стадиями состояния. Верхние 80 см льда подверглись наиболее интенсивному разрушению. На воздухе лед быстро приобретал белесый цвет. Толща льда была пронизана скоплениями полостей, в основном расположенных в местах прерывания роста волокнистых кристаллов первичной структуры. В некоторых местах лед был настолько ослаблен этими полостями, что легко разламывался на куски. Стоковые каналы и русла сильно разрослись. Стеkanie талой воды проходило через лед беспрепятственно. Средняя температура льда была близка к плавлению. Лед полностью опреснился. Средняя соленость льда составила 0,11 ‰, а максимальная — 0,29 ‰ на горизонте 90 см.

Слои льда летнего образования стали разрушаться. Повсеместно исчезли пластинчатые кристаллы. Более пористый лед в промежутках между слоями стоял, а поверхности сохранившихся слоев стали оплавленными.

Процессу разрушения нижних прослоек льда летнего образования способствовало сильное волнение моря на границе припая. К моменту проведения работ кромка припая приблизилась к точке наблюдений на расстояние около 1,5 км. Прошедший накануне шторм перемешал подледные слои воды, увеличив их соленость. Так, соленость на поверхности в скважине увеличилась до 1,87 ‰, а на горизонте 1,2 м до 3,11 ‰. Граница разделения плотностей воды поднялась выше к нижней поверхности льда. На глубине 2,5 м соленость составила 24,28 ‰, а на 6 м — 26,27 ‰.

3 августа лед в точке наблюдений стоял сверху на 36 см и в то же время вырос снизу на 30 см. Общая толщина льда изменилась мало, но по своему строению и физическим параметрам лед не представлял единого целого. Лед полностью опреснился, а образовавшиеся пустоты после стекания рассола заполнились воздухом или талой водой. Верхние 80 см представляли собой деструктивный слой с большим количеством полостей, значительно снижающих его прочностные свойства. При выбуривании колонка льда легко ломалась на отдельные части. Нижние 30 см, сформировавшиеся в летний период, представляли собой набор отдельных пластин льда, разделенных прослойками воды и связанных между собой перемычками. Целым образованием остался незначительный слой льда от 80 до 104 см, изначально сложенный волокнистыми кристаллами (тип льда В2), укрепленный на нижней границе слоем пресного льда толщиной 3–5 см. 7 августа припай в районе наблюдений взломало и наблюдения были прекращены.

ВЫВОДЫ

По своему строению лед в районе наблюдений представлял собой сложную систему, состоящую из трех основных слоев, отражающих условия формирования припайного льда. Верхние 70 см льда, сложенные зернистыми и шестоватыми (столбчатыми) кристаллами, образовались в условиях динамической неустойчивости. Нижележащий лед в слое 70–110 см представлен волокнистыми кристаллами с незначительным включением кристаллов внутриводного льда (лед типа В4) и имеет нечетко выраженную границу на горизонте 110–115 см перехода от льда типа В4 к льду типа В2, нараставшему в условиях динамической устойчивости ледообразования. Формирование этих слоев тесно связано с условиями ледостава в проливе Шокальского. Верхний слой (0–70 см) отражает начало ледообразования и формирование льда до становления припая в проливе Шокальского. Средний слой (70–110 см) сформировался после становления припая в проливе Шокальского, но под воздействием заприпайной полыньи в северной части пролива. Нижний слой 110–142 см вырос при удалении заприпайной полыньи дальше на север, где ее влияние на формирование льда было незначительным.

В третьей декаде мая внутренняя разрушенность льда характеризовалась промежуточной между первой и второй стадиями состояния, медленно прогрессируя до второй декады июня, когда началось нарастание льда сверху за счет процессов перекристаллизации на границе льда и снега, сменившееся в третьей декаде июня поверхностным таянием и развитием слоя деструкции. Границей начала сроков этих изменений может служить устойчивый переход максимальных температур воздуха через ноль градусов (18.06.2014). В первой декаде июля продолжалось интенсивное таяние льда сверху и углубление слоя деструкции. Ко второй декаде июля вся толща

льда претерпела серьезные внутренние изменения, отразившиеся в текстурном рисунке, а к третьей декаде процессы разрушения межкристаллических связей затронули всю толщу льда. Некоторую относительную монолитность сохранил внутренний слой толщиной 24 см на горизонтах 80–104 см, при общей толщине льда 134 см. Внутренняя разрушенность льда этого периода относится к промежуточной между четвертой и пятой стадиями состояния.

С конца третьей декады июня на нижней границе льда отмечалось образование пластинчатых кристаллов и нарастание нового льда в виде слоев различной толщины и плотности. Максимум этот процесс достиг к середине июля, сформировав новый лед толщиной до 30 см, состоящий из набора ледяных пластин различной толщины с пористым хрупким льдом между ними, после чего нарастание льда снизу прекратилось, и в третьей декаде июля началось таяние этого льда. Процесс нарастания нового льда в первую очередь связан с началом стока пресных вод с суши и наличием распресненного подледного слоя воды. К середине июля интенсивное нарастание льда снизу прекратилось, и утолщение отдельных пластин пресного льда проходило за счет стекания талой воды с поверхности.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова», оказавшим помощь в получении экспериментальных данных. Работа выполнена в рамках плановой научной тематики ААНИИ 1.5.4.5 по проекту ЦНТИ Росгидромета.

Acknowledgments. The authors express their gratitude to employees of the research station “Ice base “Cape of Baranov”, who assisted in obtaining the experimental data. The study is performed in the framework of project 1.5.4.5 of the Roshydromet Targeted Scientific and Technical Program (TSTP).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Труды ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
2. Наставление гидрологическим станциям и постам. Вып. 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Ч. 1. Гидрометеорологические наблюдения на береговых станциях и постах. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 312 с.
3. Морской лед: Сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий / Под ред. И.Е. Фролова, В.П. Гаврило. СПб.: ААНИИ, 1997. 402 с.

REFERENCES

1. Cherepanov N.V. Classification of ice of natural reservoirs. *Trudy AANII*. Proc. AARI, 1976, 331: 77–99. [In Russian].
2. *Nastavlenie gidrologicheskim stantsiyam i postam. Vypusk 9. Gidrometeorologicheskienabludeniya na morskikh stantsiyah i postah. Chast' 1. Gidrometeorologichesknie nabludeniya naberegovykh stantsiyah i postah.* Manual to hydrological stations and posts. Release 9. Hydrometeorological observations at sea stations and posts. Part 1. Hydrometeorological observations at shore stations and posts. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 312 p. [In Russian].
3. *Morskoi led. Sbor i analiz dannyh nabludenii, fizicheskie svoistva i prognozirovanie ledovykh uslovii.* Sea ice. Collecting and analysis of the observations, physical properties and forecasting of ice conditions. Eds. I.E. Frolov, V.P. Gavrilov. St. Petersburg: AARI, 1997: 402 p. [In Russian].

ЛЕДОТЕХНИКА

УДК 551.326 + 551.46.065

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-77-91

МЕТОДИКИ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

А.К. НАУМОВ*, Е.А. СКУТИНА

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

*nmv_alex@rambler.ru

METHODS OF PARAMETERS ESTIMATE OF ICE FORMATIONS

A.K. NAUMOV*, E.A. SKUTINA

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

*nmv_alex@rambler.ru

Received November, 28, 2018

Accepted March, 22, 2019

Keywords: hummocked formation, ice floe, ice formation, iceberg, iceberg sizes.

Summary

The ice cover of the Arctic Seas is an important component of the natural conditions. It is impossible the construction and safe exploitation of the hydrotechnical structures and lines of communications on the shelf, reasonable planning and conducting of cargo and transport operations, organization of environmental protection measures without taking into account an ice cover.

The information on morphometric and dynamic characteristics of ice formations, physical and mechanical ice properties, presence of icebergs and its bergy bits with various morphometric and dynamic characteristics in the water area are necessary for an organization of successful activity on the shelf (design of hydrotechnical structures, planning of the work etc).

The present article is concerned with the issues of estimation of ice formations morphometric parameters. The different remote observations methods on ice floes and icebergs are considered in the article: aerial survey, radar survey, observations using ice radar and geodetic instruments, visual observations, sonar survey of ice cover.

The goal of the work is the description of peculiarities of various remote methods of observations. For each of the considered methods, the conditions of its application and peculiarities of data obtainment are considered; the list of morphometric parameters, that can be estimated, using results of corresponding observations is indicated.

The mentioned algorithms and formulas are actively used during ice surveying works at the present time. The knowledge of various methods peculiarities allows to plan the composition of research works depending on their goals and tasks, determine the terms of their performance.

Citation: Naumov A.K., Skutina E.A. Methods of parameters estimate of ice formations. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 1: 77–91. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-77-91

The main merits and demerits of the considered methods of data obtainment and estimations of ice formations morphometrical parameters are phrased in the conclusion.

Поступила 28 ноября 2018 г.

Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: айсберг, ледяное образование, ледяное поле, размеры айсберга, торосистое образование.

Настоящая работа посвящена вопросам оценки параметров ледяных образований. В статье рассматриваются различные дистанционные методы наблюдений за ледяными полями и айсбергами: аэрофотосъемка, радиолокационная съемка, наблюдения с помощью ледового радара и геодезических приборов, визуальные наблюдения, гидролокационная съемка ледяного покрова.

Целью работы является описание особенностей дистанционных методов наблюдений. Для каждого из них рассматриваются условия его применения и особенности получения данных; указывается список морфометрических параметров, которые можно оценить, используя результаты соответствующих наблюдений. Приведенные алгоритмы и формулы активно используются в ледоисследовательских работах в настоящее время. Знание особенностей различных методик позволяет планировать состав исследовательских работ в зависимости от их целей и задач, определять сроки их выполнения.

В заключение работы формулируются основные достоинства и недостатки рассмотренных методов получения данных и оценок основных морфометрических параметров ледяных образований.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие высокими темпами идет освоение прибрежных и морских месторождений в Российской Арктике.

Ледяной покров арктических морей России является важной составляющей природных условий, без его учета невозможны строительство и безаварийная эксплуатация сооружений и коммуникационных линий на шельфе, рациональное планирование и проведение грузовых и транспортных операций, организация природоохранных мероприятий.

Проектирование сооружений на шельфе арктических морей требует решения проблемы учета ледовых нагрузок на конструкцию. Для их расчета и планирования необходима информация о морфометрических и динамических характеристиках ледяных образований, физико-механических свойствах льда, о наличии на акватории айсбергов и их обломков с различными морфометрическими и динамическими характеристиками.

Целью работы является описание особенностей различных дистанционных методов наблюдений. Для каждого из них рассматриваются условия его применения и особенности получения данных; указывается список морфометрических параметров, которые можно оценить, используя результаты соответствующих наблюдений.

Приведенные алгоритмы получения и обработки данных были выработаны в ходе проведения ледоисследовательских работ ААНИИ в Баренцевом и Карском морях начиная с 1996 г. и активно используются в настоящее время. Знание особенностей различных методик позволяет планировать состав исследовательских работ в зависимости от их целей и задач, определять сроки их выполнения.

Под ледяными образованиями в данной статье мы понимаем ледяные поля и айсберги. Наблюдения за этими объектами могут осуществляться как с помощью технических средств контактными и бесконтактными методами, так и визуально. В статье рассматриваются бесконтактные методы наблюдения.

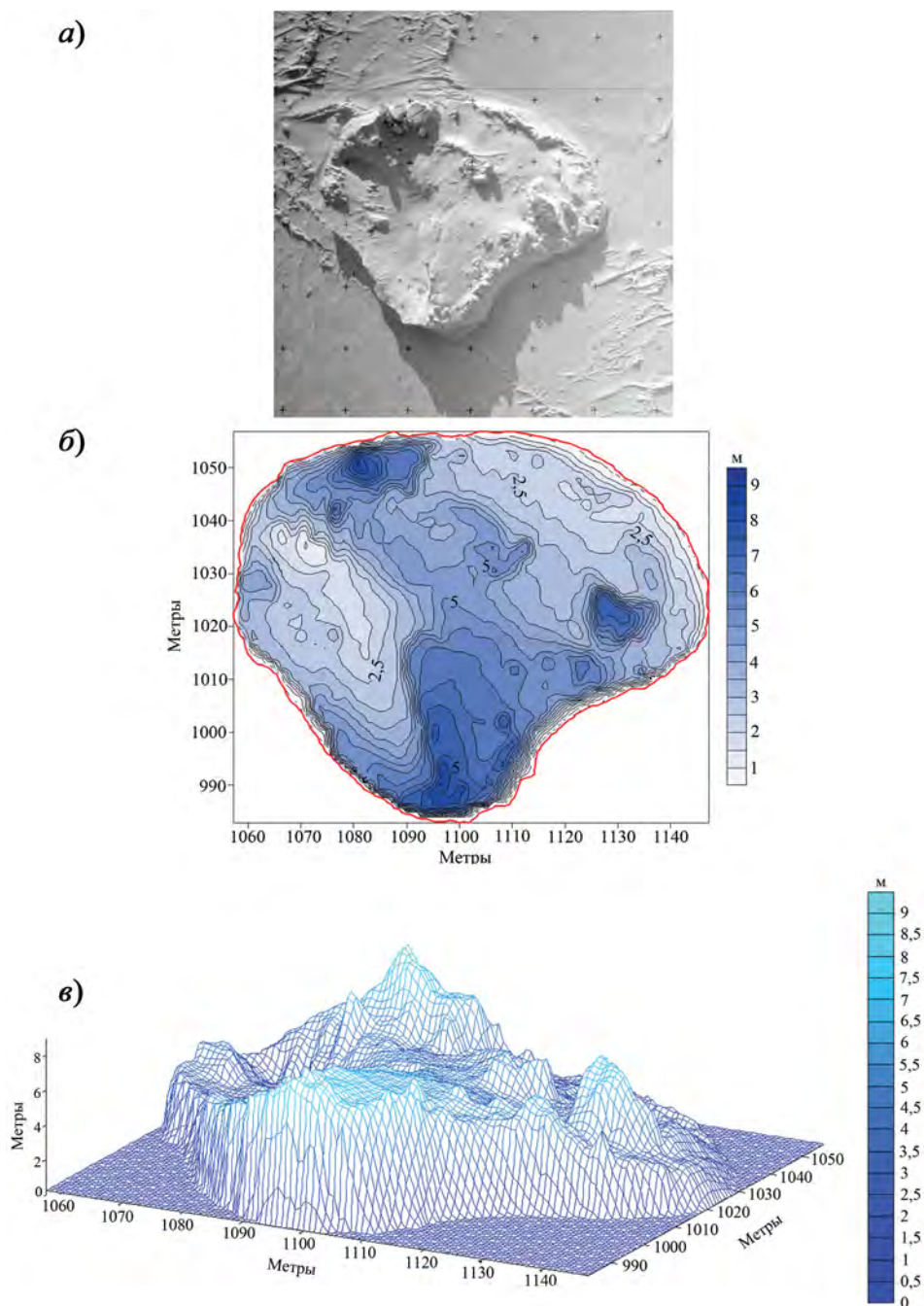


Рис. 1. Аэрофотоснимок (а), топографический план (б) и трехмерная модель надводной части айсберга (в), построенные по результатам фотограмметрической обработки аэрофотоснимка

Fig. 1. Aerial image (а), topographic plan (б) and three dimensional model of the above-water part of the iceberg (в), based on the results of the photogrammetric plotting of the aerial image

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ
ЗА ЛЕДЯНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

К бесконтактным (дистанционным) методам наблюдений относятся наблюдения с помощью аэрофотосъемки, радиолокатора, гидролокатора, а также спутниковые снимки [1]. К техническим средствам бесконтактных наблюдений можно отнести также тахеометры, работающие в безотражательном режиме.

Аэрофотосъемка позволяет определить практически все морфометрические параметры ледяных образований в случае последующей фотограмметрической обработки [2]. Например, для айсберга можно оценить линейные и вертикальные размеры его надводной части, площадь по ватерлинии, объем надводной части (рис. 1). Эти данные с достаточной точностью позволяют рассчитать массу айсберга [3–5]. Аналогично дело обстоит и с восторженными полями.

Радиолокатор (ледовый радар) позволяет получить информацию о ледяных образованиях, классифицировать их, приблизительно определить размеры (рис. 2).

По результатам гидролокационной съемки можно определить наличие ледяного образования, а также получить, при определенных условиях, данные о его подводной части: например, построить трехмерную модель подводной части айсберга (рис. 3, съемка проводилась с трех точек) [6].

Использование донных сканеров ледяного покрова позволяет получить профиль нижней поверхности дрейфующего над сканером ледяного образования (рис. 4).

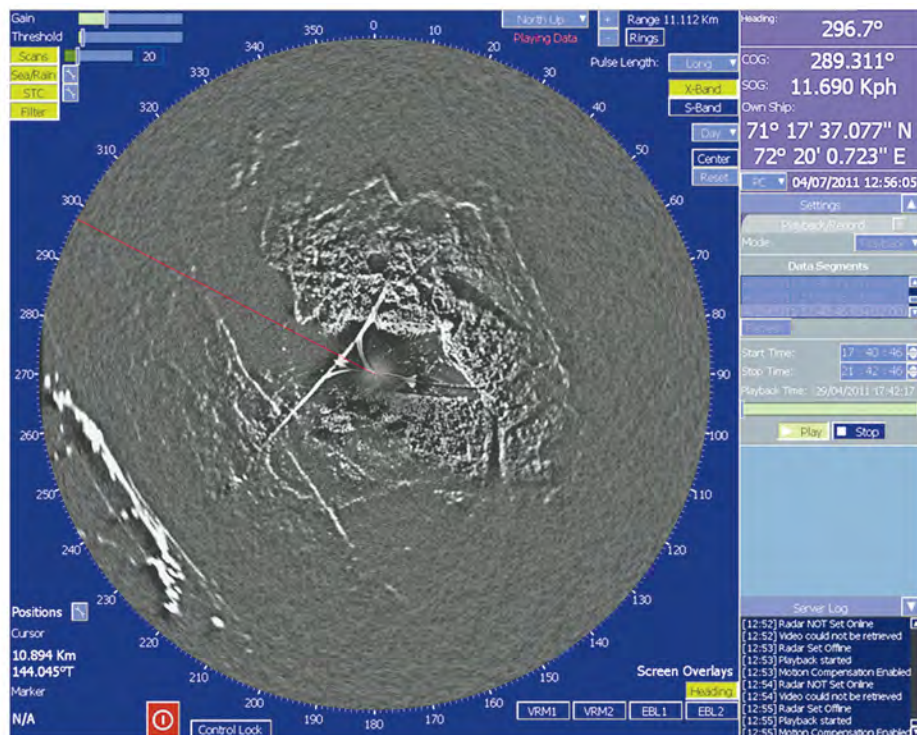


Рис. 2. Пояс торосов на экране ледового радара

Fig. 2. Ridged ice zone on a screen of the ice radar

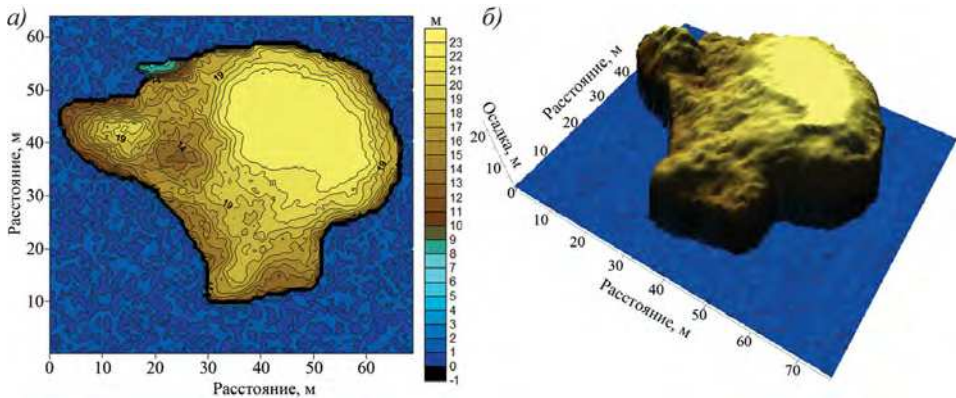


Рис. 3. Топографический план (а) и трехмерная модель (б) подводной части айсберга

Fig. 3. Topographic plan (a) and three-dimensional model (b) of the underwater part of the iceberg

Таким образом, при определении параметров ледяных образований надо исходить из имеющихся средств и условий.

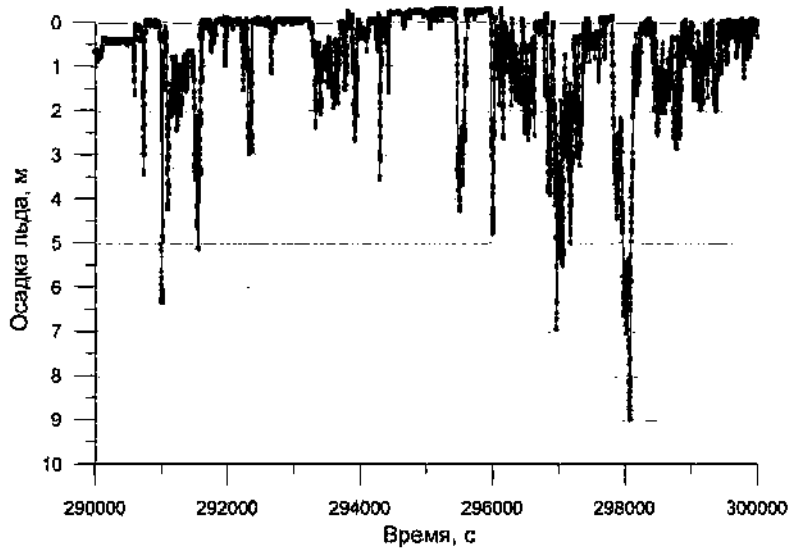


Рис. 4. Фрагмент данных сканирования нижней поверхности ледяного покрова

Fig. 4. Fragment of data of ice cover lower surface scanning

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ АЭРОФОТОСЪЕМКИ

Аэрофотосъемка с последующей фотограмметрией

Наилучшая точность определения параметров ледяного образования достигается при помощи аэросъемки с последующей фотограмметрической обработкой полученных материалов. В этом случае для ледяных образований можно получить достоверные оценки объемов и масс [3, 5].

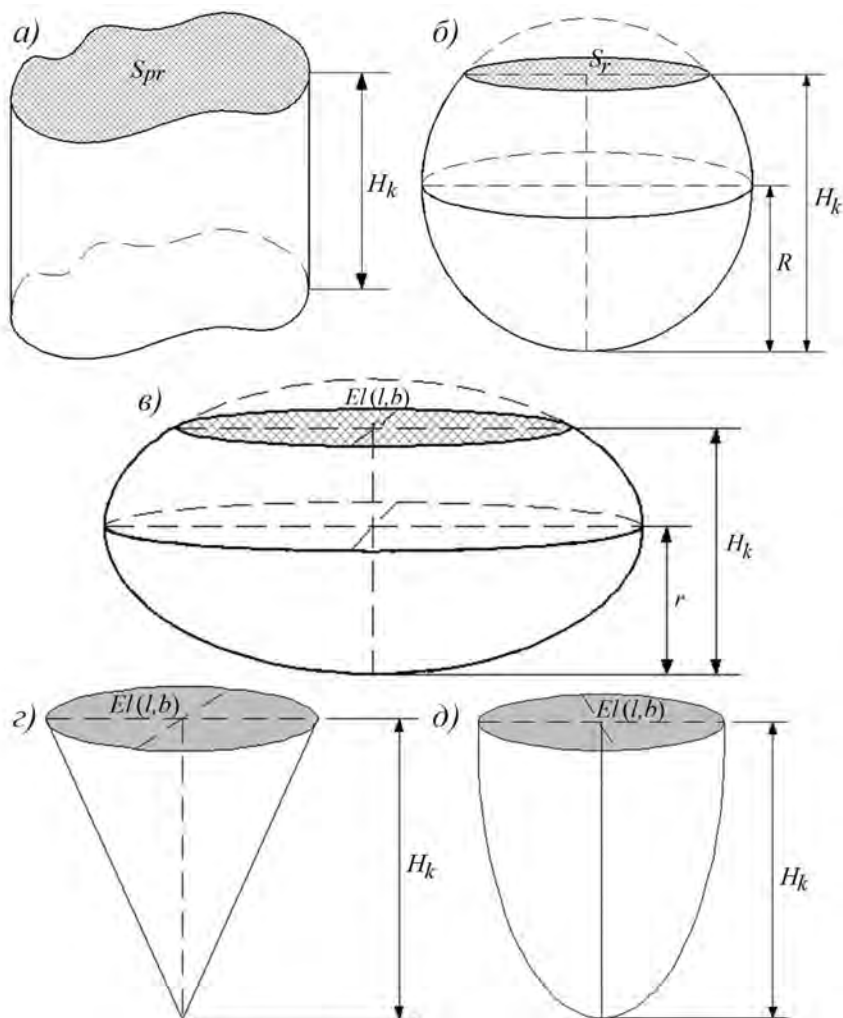


Рис. 5. Геометрические тела, использовавшиеся для описания подводной части айсбергов:

a — призма: S_{pr} — площадь сечения по ватерлинии, H_k — осадка; b — шар: S_r — площадь сечения по ватерлинии, R — радиус шара, H_k — осадка; c — эллипсоид вращения: $El(l, b)$ — сечение по ватерлинии, l и b — большая и малая оси эллипса $El(l, b)$, r — радиус вращения эллипсоида, H_k — осадка; e — конус: $El(l, b)$ — сечение по ватерлинии, l и b — большая и малая оси эллипса $El(l, b)$, H_k — осадка; d — параболоид: $El(l, b)$ — сечение по ватерлинии, l и b — большая и малая оси эллипса $El(l, b)$, H_k — осадка

Fig. 5. Geometrical bodies, used for the description of the underwater part of an iceberg:

a — prism: S_{pr} — the cross-sectional area at the waterline, H_k — draft; b — ball: S_r — the cross-sectional area at the waterline, R — the radius of the ball, H_k — draft; c — ellipsoid, $El(l, b)$ — the cross-sectional area at the waterline, l and b — large and small axis of the ellipse $El(l, b)$, r — the radius of the rotational ellipsoid, H_k — draft; e — cone, $El(l, b)$ — the cross-sectional area at the waterline, l and b — large and small axis of the ellipse $El(l, b)$, H_k — draft; d — paraboloid, $El(l, b)$ — the cross-sectional area at the waterline, l and b — large and small axis of the ellipse $El(l, b)$, H_k — draft

Для *айсбергов*: по данным фотограмметрии оцениваются плановые размеры и объем его надводной части, площадь сечения по ватерлинии. Полученные оценки позволяют рассчитать массу дрейфующего айсберга, а также параметры его подводной части.

Для дрейфующих айсбергов выполнено условие гидростатического равновесия, следовательно, общий объем айсберга (V) оценивается следующим образом:

$$V = V^+ \left(\frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_{ice}} \right), \quad (1)$$

где V^+ — объем надводной части айсберга, ρ_w — плотность морской воды; ρ_{ice} — плотность льда. Значения ρ_w и ρ_{ice} могут быть либо измерены в период проведения аэрофотосъемочных работ, либо заменены средними значениями (по итогам экспедиционных работ 1999–2008 гг. в Баренцевом море эти значения составляют $\rho_{ice} = 1027 \text{ кг/м}^3$; $\rho_w = 900 \text{ кг/м}^3$).

Масса айсберга (M) оценивается как

$$M = V \rho_{ice}. \quad (2)$$

На основании оценок о размерах надводной части для дрейфующих айсбергов можно также оценить и их осадку. Для этого было сделано предположение, что форма подводной части близка к форме определенных геометрических тел. В качестве геометрических тел для описания подводной части айсберга могут быть выбраны: призма, шаровой сегмент, сегмент эллипсоида вращения, конус и эллиптический параболоид (рис. 5).

Размеры перечисленных тел определяются объемом подводной части айсберга и размерами его сечения по ватерлинии: площадь по ватерлинии — площадь основания призмы (S_{pr}) и/или площадь окружности — сечения (S_r); длина и ширина айсберга в сечении по ватерлинии — большая и малая оси эллипса ($El(l, b)$) соответственно.

Сравнение натурных данных с результатами расчетов позволило сделать вывод, что для столообразных айсбергов наилучшим является описание подводной части с помощью призмы, а для айсбергов неправильной формы лучше использовать сегмент эллипсоида вращения [3–5]. Аппроксимация конусом и эллиптическим параболоидом сильно завышает величину осадки (в этих двух случаях максимальная площадь горизонтального сечения находится на ватерлинии), причем аппроксимация конусом завышает осадку почти в три раза.

По результатам исследования айсбергов Баренцева моря (экспедиционные данные ААНИИ 1999–2008 гг. и архивные материалы) выявлено, что достаточно значима линейная взаимосвязь между высотой надводной части айсберга и его осадкой. Коэффициент корреляции между указанными величинами составляет порядка 0,80. Множественная регрессия, описывающая зависимость осадки (D) айсберга от его длины (L), ширины (B) и высоты (H), имеет вид:

$$D = a_1 H + a_2 B + a_3 L, \quad (3)$$

где $a_1 = 2,76$; $a_2 = 0,15$; $a_3 = 0,04$; $R_2 = 0,78$.

Датский метеорологический институт рекомендует использовать для нахождения осадки айсберга следующую формулу: $D = 2H + 90$ [7]. Однако данная формула подходит, по-видимому, для крупных айсбергов моря Баффина и вряд ли может быть использована для айсбергов Баренцева моря.

Для *всторошенных ледяных полей* алгоритм примерно такой же [3]. По данным аэрофотосъемки верхней поверхности ледяного покрова можно оценить объем надводной части торосов. Тогда по условию гидростатики

$$V_{hum} = V^+ + \frac{V^+ \rho_{ice} f^+}{f^- (\rho_w - \rho_{ice})}, \quad (4)$$

где f^+ , f^- — коэффициенты заполнения надводной и подводной частей тороса соответственно (среднее значение этих величин $f^+ = 0,91$ и $f^- = 0,86$. При этом плотность льда из торосов в среднем равна 888 кг/м^3 .

Если торосистость отлична от 100 %, то можно оценить объем ледяного поля (V_{ice}) как:

$$V_{ice} = V_{hum} + S(1 - N)h_{ice}, \quad (5)$$

где V_{hum} — объем льда в торосах; S — площадь ледяного поля; N — отношение площади всторошенного льда к общей площади поля (удельная площадь торосов; в долях единицы), h_{ice} — средняя толщина ровного льда.

Соответственно масса ледяного поля запишется как:

$$M = V_{hum} \rho_{ice}^{hum} + S(1 - N)h_{ice} \rho_{ice}^l, \quad (6)$$

где ρ_{ice}^{hum} , ρ_{ice}^l — плотности льда в торосе и ровного льда, для упрощения можно принять их равными.

Необходимо отметить, что применение фотограмметрической обработки требует значительных затрат времени, это несколько снижает оперативность поступления информации. В последнее время с развитием цифровой фототехники появляются системы, позволяющие производить фотограмметрическую обработку цифровых снимков на борту воздушного судна, в режимах, близких к режиму реального времени.

Аэрофотосъемка без фотограмметрии

При отсутствии фотограмметрии в нашем распоряжении будут только плановые характеристики ледяных образований.

Для айсбергов по аэрофотоснимкам можно определить форму айсберга, его длину и ширину, а также площадь по ватерлинии. В этом случае для северо-восточной части Баренцева моря объем надводной части айсберга можно оценить, используя эмпирическую формулу [3]:

$$V^+ = a_1 S_w + a_2, \quad (7)$$

где: $a_1 = \begin{cases} 11,4 \\ 13,6 \\ 15,06 \\ 12,13 \end{cases}, \quad a_2 = \begin{cases} -20109 \\ -21224 \\ -60594 \\ -22284 \end{cases}$ (столообразный айсберг)
(пирамидальный айсберг)
(наклонный айсберг)
(айсберг без учета формы)

Зная надводный объем, мы можем воспользоваться уравнением (1).

Что касается массы всторошенного поля, то здесь несколько сложнее. Интегральную толщину льда в торосах можно оценить в среднем как четыре толщины ровного льда, возьмем также плотность льда в торосах и на ровном льду одинаковой

$$M = \rho_{ice} h_{ice} S(1 - N + 4Nf), \quad (8)$$

где N — удельная площадь торосов (в долях единицы); f — коэффициент заполнения тороса в целом (в северо-восточной части Баренцева моря можно взять значение $f = 0,87$). Тогда удельная масса запишется как:

$$M_s = \rho_{ice} h_{ice} S(1 + 2,48N). \quad (9)$$

Формула (9) представляет собой упрощенную формулу для расчета удельной массы всторошенного поля. Удельная площадь торосов определяется визуально по аэрофотоснимку.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛЕДОВОГО РАДАРА

Способ обработки информации при использовании радара практически такой же, как и при аэрофотосъемке без фотограмметрии. По изображению на экране радара определяем линейные размеры ледяных образований, а если удастся, определяем площадь [6].

Для айсбергов можно воспользоваться полученными для Баренцева моря регрессионными соотношениями [3]:

$$\begin{aligned} M &= a_1 L + a_2 B + a_3, \\ M &= b_1 LB + b_2, \end{aligned} \quad (10)$$

где L — длина айсберга (м), B — ширина айсберга (м), M — масса (тыс. т), a_1, a_2, a_3, b_1, b_2 — регрессионные коэффициенты:

Форма айсберга	a_1	a_2	a_3	b_1	b_2
Столообразный	10,5	2,46	-1093	—	—
Пирамидальный	0,7	6,34	-202	—	—
Наклонный	2,96	18,16	-1089	—	—
Без учета формы	8,84	3,31	-772	0,05	-75

Более точной является регрессия вида:

$$M = a_1 S_w + a_2, \quad (11)$$

где $a_1 = 0,08$; $a_2 = -68$, S_w — площадь по ватерлинии.

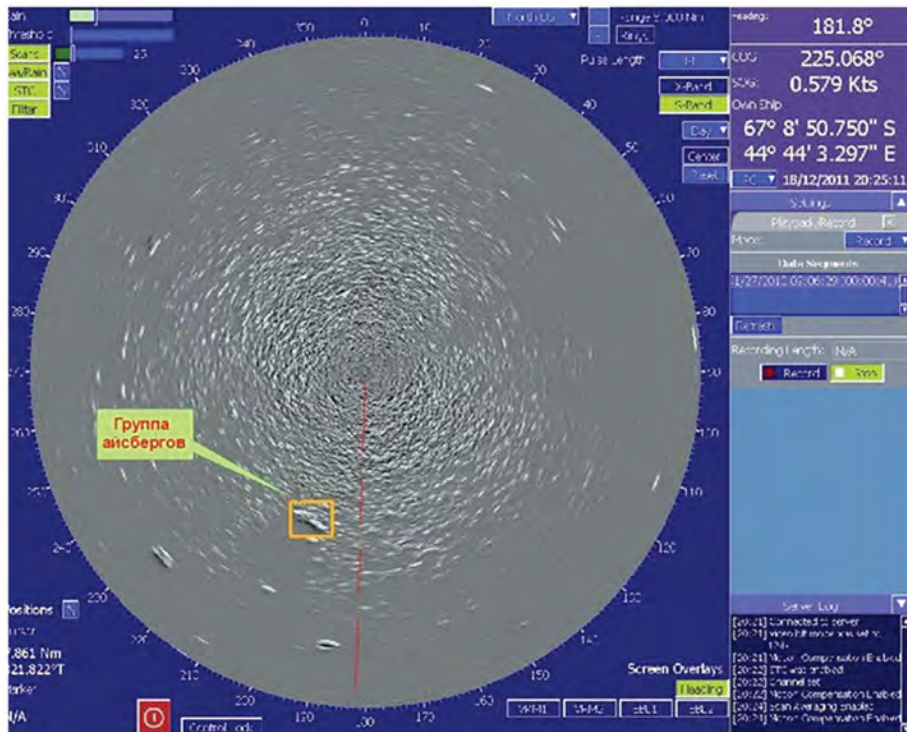


Рис. 6. Группа айсбергов на экране ледового радара

Fig. 6. Group of icebergs on the screen of the ice radar

При использовании ледового радара (рис. 6) в некоторых случаях можно определить и высоту айсберга. В этом случае можно использовать выражение

$$M = a_1 LHB + a_2, \quad (12)$$

где H — высота айсберга, $a_1 = 0,004$; $a_2 = -75$ [3]. Точность этого соотношения такая же, как и (11). Регрессионные соотношения справедливы для достаточно больших айсбергов, для обломков и кусков айсбергов необходимо применять другие соотношения.

Для восторошенных полей можно пользоваться соотношением (9), определяя величину N визуально (по изображению на экране радара).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПО ВИЗУАЛЬНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Под визуальными наблюдениями будем понимать наблюдения с использованием таких инструментов, как бинокль, дальномер и угломерные инструменты. Они могут быть применены как по отдельности, так и скомбинированы в одно устройство. Также сюда относятся и наблюдения невооруженным глазом.

При наблюдениях с помощью угломерно-дальномерных инструментов для оценки размеров нужно определить расстояние до объекта и его параллакс.

В случае наблюдений за айсбергами нужно учитывать, что неизвестно, какой стороной айсберг повернут к наблюдателю. Например, примем для простоты форму айсберга в плане как эллипс. Длина будет равна большой оси, а ширина — малой оси эллипса. Проекция эллипса (проекция большой оси эллипса) на прямую, перпендикулярную направлению наблюдения, может быть найдена как:

$$l_x = \sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}, \quad (13)$$

где a и b — длина и ширина айсберга, φ — случайный угол поворота айсберга, $\varphi \in [0; \pi/2)$. Данное соотношение устанавливает зависимость между параметрами объекта и его наблюдаемыми линейными размерами.

Между параметрами a и b существует регрессионная зависимость

$$b = c_1 a + c_2, \quad (14)$$

где: $c_1 = \begin{cases} 0,36 \\ 0,48 \\ 0,35 \\ 0,41 \end{cases}$, $c_2 = \begin{cases} 23 & (\text{столообразный айсберг}) \\ 4,4 & (\text{пирамидальный айсберг}) \\ 27,7 & (\text{наклонный айсберг}) \\ 12,8 & (\text{айсберг без учета формы}) \end{cases}$.

Дополнив соотношение (13) регрессионной зависимостью (14), можно получить отношение длины к наблюдаемому размеру (среднюю величину). При этом полагаем, что величина φ распределена равномерно на области определения.

Средняя величина $\bar{l}_x$ определяется как:

$$\bar{l}_x = \frac{2}{\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi} d\varphi.$$

Интеграл можно свести к полному эллиптическому интегралу второго рода:

$$\bar{l}_x = a \cdot \frac{2}{\pi} E(k),$$

где $k = \left(\frac{a^2 - b^2}{a^2} \right)^{\frac{1}{2}}$.

Используя приближение: $E(k) = \pi/2 \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{(2n)!}{2^{2n} n!^2} \right)^2 \frac{k^{2n}}{1-2n}$ [8], получим:

$$\bar{l}_x = a \left(1 - \frac{1}{4}k^2 - \frac{3}{64}k^4 - \frac{5}{256}k^6 - \dots \right).$$

Без учета формы айсбергов на основе расчетов с последующей аппроксимацией можно получить достаточно простое выражение для определения размера объекта:

$$a = 1,32l_x. \quad (15)$$

Наблюдаемый линейный размер можно определить, зная расстояние и параллакс:

$$l_x = 2r \frac{1 - \cos \alpha}{\sin \alpha}, \quad (16)$$

где α — параллакс, r — расстояние, при расстоянии до объекта много большего, чем размеры объекта, можно брать среднее из нескольких измеренных расстояний.

Далее полученное с помощью (16) значение наблюдаемого размера подставляем в (15) и получаем оценку величины a . В случае, если известна форма айсберга, параметры a и b связаны регрессионным соотношением (14). Следовательно, находим массу, используя соотношение (10). Если удастся измерить высоту айсберга (измеряется аналогично линейным размерам, но без использования (15)), можно воспользоваться регрессией (12) как более точной.

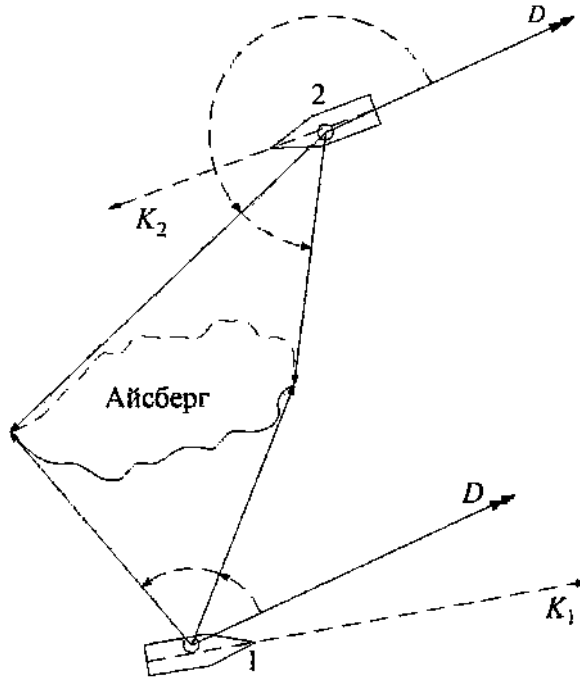


Рис. 7. Схема наблюдения за айсбергом с помощью тахеометра

Fig. 7. Scheme of the observation on the iceberg using a tachymeter

Для всторошенных полей можно использовать соотношение (9), при этом удельная площадь торосов определяется визуально.

При наблюдении за айсбергами с борта судна с помощью тахеометра, способного работать в безотражательном режиме, можно получить достаточно точные размеры верхней поверхности айсберга. На рис. 7 показана схема определения размера и формы айсберга с помощью тахеометра, работающего в безотражательном режиме.

Для проведения измерений необходимо определить точку стояния прибора в положении 1, задать дирекционное направление D , желательно на север. Измерения проводить в режиме прямоугольных координат (точку стояния ввести тоже в прямоугольных координатах). Повторить все измерения из положения 2, при этом дирекционные направления должны совпадать. В этом случае нет необходимости в пересчете полученных координат из одной системы в другую.

При сильном сносе судна и его вращении, а также при значительном смещении самого объекта наблюдения (айсберга) возникнет необходимость пересчета измерений. Для этого необходимо регистрировать во времени координаты точки стояния прибора и курсовой угол (K), при этом время тахеометра должно быть синхронизировано с судовым временем. Вектор дрейфа айсберга можно оценить повторной засечкой на выбранный ориентир на айсберге. Затем вектор дрейфа вычитается из вектора сноса. Пересчет координат производится по стандартным формулам параллельного переноса и поворота координат.

Для сноса используем:

$$x_2 = x_1 - a, y_2 = y_1 - b.$$

Для поворота используем:

$$x_2 = x_1 \cdot \cos \varphi + y_1 \cdot \sin \varphi, y_2 = -x_1 \cdot \sin \varphi + y_1 \cdot \cos \varphi.$$

Величины a и b определяются по GPS и вектору дрейфа айсберга, величина φ есть разность между курсовыми углами. Очевидно, что знаки данных величин выбираются в зависимости от базиса. К сожалению, учесть вращение айсберга в данном случае достаточно тяжело, и им приходится пренебречь.

Можно отметить, что проведение подобных наблюдений возможно при отсутствии волнения (когда судно, например, находится в окружении льда). При отсутствии качки получаемые результаты достаточно точны. Так, в феврале 2014 г. с палубы МЛСП «Приразломная» была произведена съемка навалов льда с помощью тахеометра Nikon Nivo 5 MW (Nikon-Trimble Co., Ltd), построенная трехмерная модель навалов в достаточной мере отражала натуру.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ПОМОЩЬЮ ГИДРОЛОКАТОРА

В случае использования гидролокатора бокового обзора для съемки айсберга и возможности получения трехмерной модели его подводной части (рис. 3) определение массы проводится следующим образом:

$$M = V^- \rho_w, \quad (17)$$

где V^- — объем подводной части, оцененный по трехмерной модели, ρ_w — плотность морской воды.

Если построение трехмерной модели невозможно (используется, например, сканер, установленный на дне), используется оценка осадки айсберга. Так как надежной регрессионной зависимости между массой айсберга и его осадкой нет, массу

айсберга предлагается приблизительно определять следующим образом (p — уровень доверия):

Осадка, м	Масса тыс. т ($p = 0,95$)	Осадка, м	Масса тыс. т ($p = 0,95$)
< 30	до 140	< 70	до 3000
< 40	до 300	< 100	до 4200
< 60	до 1500	< 120	до 5000

Для всторошенных полей достаточно определить торосистость ледяного поля (по данным лоатора бокового обзора или донного сканера), а затем воспользоваться соотношением (9).

Для более точных оценок можно выполнить следующую процедуру. Перестроить полученные со сканера данные (с учетом скоростей течения) в координатах (x, y), где y — осадка, x — дистанция вдоль отснятого профиля (рис. 8).

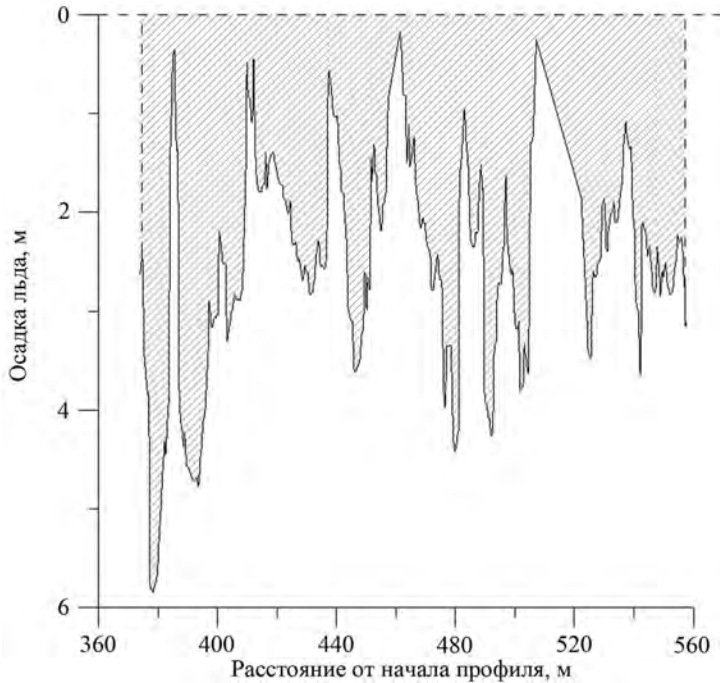


Рис. 8. Пример профиля нижней поверхности льда

Fig. 8. An example of the profile of ice lower surface

Затем вычислить площадь графика ниже линии воды на дистанции l , нормировать полученную площадь на дистанцию. В результате будет получено значение S_l (величина площади на единицу длины профиля), зная которое можно найти удельный объем подводной части всторощенного поля (он будет численно равен удельной площади).

Зная средний коэффициент заполнения подводной части ($f^- = 0,86$), можно оценить объем льда в подводной части всторощенного поля (умножив объем на коэффициент заполнения). Далее легко получить удельную массу:

$$V_{ice}^- = V^- f^-, \quad M_s = V_{ice}^- \rho_w. \quad (18)$$

Необходимо отметить, что эта процедура применяется для полностью восторошенных участков полей. В противном случае требуется разбиение на восторошенные участки и участки ровного льда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, рассмотрев различные виды и методики наблюдений, можно отметить, что все они имеют свои достоинства и недостатки.

Наиболее точное и полное представление о размерах ледяных образований дает аэрофотосъемка с последующей фотограмметрической обработкой снимков. Этот метод позволяет с большой точностью получить конфигурацию и размеры надводной части ледяного образования. Недостатки этого метода заключаются в том, что между съемкой и получением трехмерной цифровой модели проходит некоторое время, для проведения съемки необходимо наличие светлого времени суток и приемлемые погодные условия. На сегодня имеется оборудование, способное получать 3D-модель ледяного образования практически в реальном времени, но оно обладает очень высокой стоимостью.

Наблюдения с помощью ледового радара могут проводиться практически при любых погодных условиях, также они могут выполняться как попутные, при расположении радара на судне. Данные можно получать практически в режиме реального времени, однако получение точных вертикальных размеров ледяных образований затруднено.

Визуальные наблюдения с помощью дальномерно-угломерных инструментов наиболее простой, быстрый и дешевый способ получения информации о размерах ледяных образований. К его недостаткам следует отнести невысокую точность наблюдений и необходимость наличия светлого времени суток и хороших погодных условий.

При использовании локатора бокового обзора результаты наблюдений (3D-модель подводной части айсберга или фрагмента восторошенного поля) доступна практически сразу после окончания съемки. Недостатками данного метода являются небольшая площадь охвата (по сравнению с аэрофотосъемкой) и необходимость наличия хороших погодных условий для проведения съемки.

Донный гидролокатор используется для длительных постановок на дно (до двух лет). Полученные данные представляют собой очень большие объемы информации, это позволяет сделать вывод о статистических характеристиках осадки ледяных образований и их изменениях во времени. В ближайших планах — использование донных сонаров — получение данных в режиме реального времени, без чего невозможно оперативное построение 3D-моделей подводной поверхности ледяных образований.

Таким образом, для получения крупномасштабных данных о ледяных образованиях наиболее перспективным представляется развитие комплексов аэрофотосъемки с обработкой в режиме реального времени и усовершенствование ледовых радаров.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории «Арктик-шельф» им. Г.К. Зубакина, ее руководителю Ю.П. Гудошникову, а также участникам экспедиционных исследований за обсуждение, применение и усовершенствование рассмотренных в статье методик оценки морфометрических свойств ледяных образований.

Acknowledgments. Authors express their gratitude to the employees of the «Arctic-shelf» laboratory, to the head of the laboratory U.P. Gudoshnikov and to the members of the expeditions for discussion, application and improvement discussed in the article methods of evaluation of morphometric properties of ice formations.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Дмитриев Н.Е., Наумов А.К., Степанов И.В. Технология сбора и анализа данных о ледяном покрове шельфовых районов Арктических морей // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 196–210.
2. Бородулин В.П., Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Наумов А.К., Забродин Г.В., Кузнецова Е.Н. Аэрофотосъемка льдов и айсбергов на перспективных нефтегазоносных структурах Баренцева моря // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 211–228.
3. Наумов А.К. Морфометрические характеристики ледяных образований Баренцева моря: Дис. ... канд. геогр. наук. СПб.: ААНИИ, 2010. 175 с.
4. Бuzин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П., Данилов А.И., Дмитриев Н.Е., Зубакин Г.К., Кубышкин Н.В., Наумов А.К., Нестеров А.В., Скутин А.А., Скутина Е.А., Шибакин С.И. Айсберги и ледники Баренцева моря: исследования последних лет // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 66–89.
5. Zubakin G.K., Naumov A.K., Skutina E.A. Spreading and morphometric peculiarities of icebergs in the Barents Sea // Proceedings of 18th IAHR International Symposium on ice (IAHR-2006), 28 August – 01 September. Sapporo, Japan, 2006. P. 79–87.
6. Зубакин Г.К., Криницкий П.И., Гудошников Ю.П., Гладыш В.А., Виноградов Р.А. Гидролокационная съемка нижней поверхности ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 229–237.
7. Weather, sea and ice conditions in eastern Baffin Bay, offshore northwest Greenland: Technical report. Copenhagen: Danish Meteorological Institute, 1996. № 96–12. 39 p.
8. Градштейн И.С., Рыжик И.М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М: Гос. изд-во физико-математической литературы, 1962. 1100 с.

REFERENCES

1. Zubakin G.K., Gudoshnikov Iu.P., Dmitriev N.E., Naumov A.K., Stepanov I.V. The technology of data collection and analysis on ice cover of shelf areas of the Arctic seas. *Trudy AANII*. Proceedings of Arctic and Antarctic Research Institute. 2004, 449: 196–210. [In Russian].
2. Borodulin V.P., Zubakin G.K., Gudoshnikov Iu.P., Naumov A.K., Zabrodin G.V., Kuznetsova E.N. survey of ice and icebergs on the prospective oil and gas structures of the Barents Sea. *Trudy AANII*. Proceedings of Arctic and Antarctic Research Institute. 2004, 449: 211–228. [In Russian].
3. Naumov A.K. *Morfometricheskie kharakteristiki ledianykh obrazovaniy Barentseva moria*. Morphometric characristics of ice formations of the Barents sea. *Dis. kand. geogr. nauk*. Thesis for the degree of candidate of geographical sciences. AANII, 2010: 175 p. [In Russian].
4. Buzin I.V., Glazovskii A.F., Gudoshnikov Iu.P., Danilov A.I., Dmitriev N.E., Zubakin G.K., Kubyshkin N.V., Naumov A.K., Nesterov A.V., Skutin A.A., Skutina E.A., Shibakin S.I. Icebergs and glaciers of the Barents Sea: investigations of the last years. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2008, 1 (78): 66–89. [In Russian].
5. Zubakin G.K., Naumov A.K., Skutina E.A. Spreading and morphometric peculiarities of icebergs in the Barents Sea // Proceedings of 18th IAHR International Symposium on ice (IAHR-2006), 28 August – 01 September. Sapporo, Japan, 2006: 79–87.
6. Zubakin G.K., Krinitskii P.I., Gudoshnikov Iu.P., Gladyshev V.A., Vinogradov R.A. Sonar survey of the low surface of ice cover. *Trudy AANII*. Proceedings of Arctic and Antarctic Research Institute. 2004, 449: 229–237. [In Russian].
7. Weather, sea and ice conditions in eastern Baffin Bay, offshore northwest Greenland: Technical report. Copenhagen: Dannish Meteorological Institute, 1996, 96-12: 39 p.
8. Gradshtein I.S., Ryzhik I.M. *Tablitsy integralov, summ, riadov i proizvedenii*. Tables of integrals, sums, ranges and products. Moscow: State publishing house of physical and mathematical literature, 1962: 1094 p. [In Russian].

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

УДК 550.379

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-92-104

ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИЯ ЧАШИ ДРЕНИРОВАННОГО ТЕРМОКАРСТОВОГО ОЗЕРА НА О. КУРУНГНАХ В ДЕЛЬТЕ Р. ЛЕНЫ

В.В. ОЛЕНЧЕНКО^{1,2}, Л.В. ЦИБИЗОВ^{1,2}, А.А. КАРТОЗИЯ^{1,2}, Е.И. ЕСИН^{1,2}*

1 — Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

2 — Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

**OlenchenkoVV@ipgg.sbras.ru*

ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY OF DRAINED THERMOKARST LAKE BASIN ON KURUNGNAKH ISLAND IN THE LENA RIVER DELTA

V.V. OLENCHENKO^{1,2}, L.V. TSIBIZOV^{1,2}, A.A. KARTOZIYA^{1,2}, E.I. ESIN^{1,2}*

1 — Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

2 — Novosibirsk national research state university, Novosibirsk, Russia

**OlenchenkoVV@ipgg.sbras.ru*

Received November, 21, 2018

Accepted February, 11, 2018

Keyword: electrical-resistivity tomography, permafrost, thermokarst lake.

Summary

Evolution of permafrost under thermokarst lakes is an actual question in the light of such problems of cryolytic zone research as greenhouse gas emission, permafrost degradation and cryovolcanism. Recently drained thermokarst lake provide an opportunity to study under-lake permafrost state with ground geophysical methods. This lake located on Kurungnakh island (composed of Yedoma ice complex deposits) in the Lena delta was studied with electrical resistivity tomography. Local low-resistivity anomaly in the central part of the lake was found during previous geophysical research. Main goal of this work is detection of residual thermal effect from a frozen under-lake talik in an electric field. Satellite images of different years show that the drainage has taken place about 30 years ago. The area of the lake was covered in 2016 by high-resolution aerial imagery (5 cm/pixel), then digital elevation model was built using photogrammetry. These data were

Citation: Olenchenko V.V., Tsibizov L.V., Kartoziya A.A., Esin E.I. Electrical resistivity tomography of drained thermokarst lake basin on Kurungnakh island in the Lena river delta. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 1: 92–104. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-92-104.

used for geomorphological description of the alas (depression in permafrost after lake drainage). The alas depth reaches 8 m, its size is about 300×500 m. It was formed probably on the last stage of Holocene thermokarst activity and it is relatively shallow in comparison to other typical alases on the island. A number of baijarachs (as a result of polygonal ice wedges thawing) were observed on the alas bottom. A line of the steepest slope marks a coast line of the lake, which allows to estimate a volume of water, which was contained in it earlier. Electrical resistivity tomography was implemented on 8 parallel profiles of 235 m. Measurements were conducted with dipole-dipole array. Basing on 3-dimensional inversion results a 3-dimensional resistivity model of under-lake deposits up to 40 m deep was made. Relatively low resistivity area ($16\text{--}25$ kOhm·m in comparison to $50\text{--}100$ kOhm·m) was registered at the depth of $15\text{--}35$ m. It is probably linked to a temperature anomaly ($-3\text{--}5$ °C in comparison with -8.5 °C average value of the region). Therefore the under lake talik was fully frozen but the rest of temperature anomaly is still observable. 3-dimensional finite-element modeling of talik propagation (500 years) and refreezing (30 years) was done in axisymmetric setting taking phase transition into account. Temperature anomaly up to 0 °C in its center at the depth of 35 m was obtained as a result of the modeling. It qualitatively confirms the interpretation of electrical resistivity tomography data on the residual temperature anomaly below the basin of the drained lake.

Поступила 21 ноября 2018 г.

Принята к печати 11 февраля 2018 г.

Ключевые слова: многолетнемерзлые породы, термокарстовое озеро, электротомография.

В статье представлены результаты изучения геоэлектрического строения разреза в пределах чаши термокарстового озера, дренировавшего около 30 лет назад. Предшествующими электроразведочными исследованиями в центре котловины зарегистрирована зона пониженных сопротивлений, предположительно связанная с остаточной температурной аномалией. Главной целью настоящей работы являлось установление проявления остаточного теплового эффекта от промерзшего подозерного талика в электрическом поле. Зондирования проведены методом электротомографии с использованием дипольно-осевой установки. В объемной геоэлектрической модели, построенной по результатам 3D-инверсии, околонулена аномалия пониженного удельного электрического сопротивления на глубине 25 м. На основе приближенной зависимости удельного электросопротивления пород от температуры предположено, что температура пород, прогнозируемая по данным электроразведки, под аласом в центральной части промерзшего талика на $5\text{--}6$ °C выше, чем температура пород в данном районе. Численным моделированием теплового поля подтверждено существование остаточной тепловой аномалии после промерзания подозерного талика.

ВВЕДЕНИЕ

Состояние многолетнемерзлых отложений под термокарстовыми озерами является предметом многих исследований. Это связано с такими актуальными проблемами изучения криолитозоны, как криовулканизм [1–3] и эмиссия органического углерода вследствие деградации многолетнемерзлых пород (ММП) [4–6]. Геофизические методы позволяют получить информацию о мощности донных отложений и форме талика, оценить границы зоны теплового влияния озера на вмещающие породы [7–8]. Дренировавшие в недавнем времени озера предоставляют возможность изучить строение подозерного разреза наземными геофизическими методами, избегая множества технических сложностей, связанных с применением аппаратуры и отбором донных проб в водной среде. Известен случай искусственного спуска воды термокарстового озера в научных целях [9]. Данные о строении подозерных толщ позволяют скорректировать численные модели термокарста в криолитозоне [10–14].

Настоящая работа посвящена исследованию подозерных отложений относительно недавно дренировавшего термокарстового озера на о. Курунгнах в дельте р. Лены. В ходе последних исследований многолетнемерзлых отложений на о. Курунгнах [15] в центре озера зарегистрирована зона пониженных сопротивлений, предположительно связанная с остаточной температурной аномалией. Главной целью настоящей работы являлось установление проявления остаточного теплового эффекта от промерзшего подозерного талика в электрическом поле.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исзуемая термокарстовая котловина (далее алас) располагается в юго-восточной части острова Курунгнах (рис. 1а). Это вытянутая отрицательная форма рельефа с размерами 330 × 530 м и глубиной около 8 м (рис. 1б). Дно аласа осложняют многочисленные современные байджарахи высотой не более 1,5 м. Алас развился на плоской поверхности третьей надпойменной террасы [16, 17]. Высота террасы над урезом реки в данном месте достигает порядка 50 м. В целом третья надпойменная терраса острова Курунгнах имеет трехчленное строение: нижняя часть — верхне-неоплейстоценовые пески; средняя часть — отложения ледового комплекса дельты р. Лены каргинского возраста; самую верхнюю часть разреза составляют голоценовые алевриты и глины с линзами торфа [18]. Алас развился непосредственно в голоценовых отложениях и образованиях ледового комплекса. Геологическое строение острова было неоднократно изучено предшественниками путем исследования береговых обнажений, располагающихся в 1–2 км от изучаемого аласа. Согласно данным [17], пик термокарстовой активности на данной территории произошел в начале голоцена. Исходя из небольшой глубины котловины, а также малых размеров аласа в сравнении с соседними большего размера и доказанным ранне-среднеголоценовым возрастом, можно предположить, что данный алас сформировался на финальной стадии голоценовой термокарстовой активности уже после формирования перекрывающих ледовый комплекс голоценовых образований.

В настоящий момент озеро, существовавшее на месте аласа, полностью дренировалось. Однако оно присутствует на старых топографических картах, основанных на материалах 1971–1973 гг., и на старом мультиспектральном космическом снимке Landsat 1 (отключен в 1978 г.). На более поздних космических снимках Landsat ETM+ 2000 и 2002 гг., находящихся в открытом доступе, озеро уже отсутствует. Озеро дренировалось через овраг в юго-восточной части аласа. Уже после спуска воды аласа поверхность дна аласа покрылась многочисленными байджарахами. Кроме того, вдоль береговой линии спущенного озера наблюдаются многочисленные натечные солифлюкционные микроформы рельефа.

В 2016 г. часть о. Курунгнах, включающая исследуемый алас, была покрыта аэрофотосъемкой высокого разрешения (0,05 м на пиксель) с применением беспилотного летательного аппарата [15]. По материалам аэрофотосъемки методом фотограмметрии была построена цифровая модель рельефа (ЦМР) с пространственным горизонтальным разрешением 0,5 м и вертикальным 0,2 м (рис. 1б). Эти данные были проанализированы с применением программного пакета ESRI ArcGIS 10.2.2. В результате анализа нами был выявлен контур береговой линии спущенного озера. Эта линия маркируется резким невысоким вертикальным уступом (рис. 1в) между недеградировавшей плоской поверхностью ледового комплекса или слегка наклонной

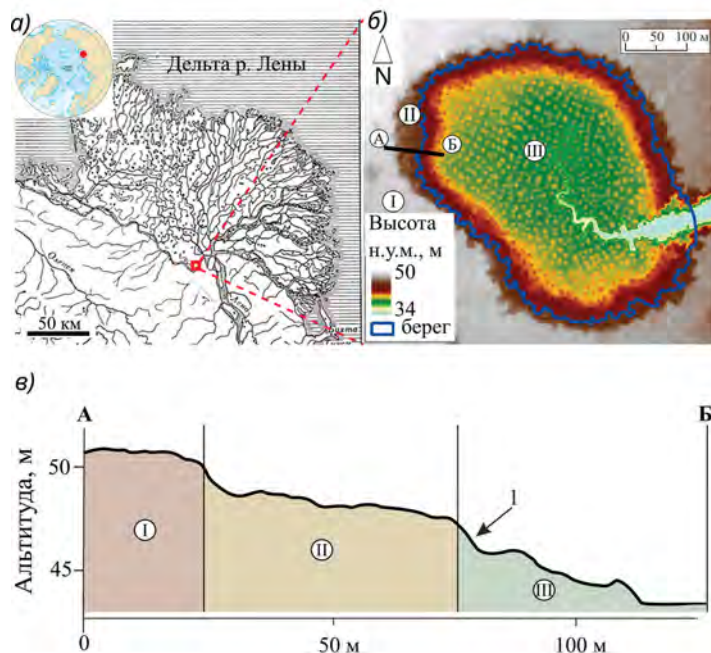


Рис. 1. Схема расположения участка исследований (а), цифровая модель рельефа (б) и профиль высоты вкрест склона аласа по линии АБ (в).

I — недеградировавшая поверхность третьей надпойменной террасы, II — поверхность, измененная солифлюкционными микроформами, III — дно дренировавшего озера; отметка I — субвертикальный уступ, маркирующий берег спущенного озера

Fig. 1. Digital elevation model (a) and height profile across the alas slope (б). The boundary of the coastline of the lowered lake is marked with a blue line (a), and a topographic profile (в).

I — not degraded surface of the third above-flood terrace, II — surface modified by solifluction microforms, III — bottom of the drained lake; mark I — subvertical bench marking the shore of a lowered lake

поверхностью ледового комплекса, измененной солифлюкционными процессами, и дном аласа с байджарахами.

У подножья данного уступа наблюдаются вытянутые водоемы и озерки. На протяжении всего выявленного контура отмечается выдержанность абсолютной высоты (46,5 м над уровнем моря (н.у.м)). После того, как были восстановлены границы озера, был оценен его примерный объем — около 554 779 м³. Конечно, данная оценка является примерной и не учитывает многочисленные изменения, произошедшие с поверхностью дренированного аласа после его дренажа, такие как солифлюкционные натеки, термоэрозийное дальнейшее развитие оврага и т.д. Однако данная оценка дает примерное представление о величине спущенного озера.

Таким образом, термокарстовое озеро было спущено в результате овражной эрозии береговой линии приблизительно 30 лет назад. За это время происходило промерзание подозерного талика.

При проведении геофизических исследований использовалась многоэлектродная электроразведочная аппаратура «Скала-48» [19]. Зондирования выпол-

нены на 8 профилях длиной по 235 м. Расстояние между профилями составляло 25 м, шаг измерений по профилю — 5 м. Уровень сопротивлений заземлений изменялся в пределах 0,5–6 кОм, в зависимости от приповерхностных условий. Самые низкие сопротивления заземлений были при заземлении в сезонноталую почву под мох. На участках, где под толстой моховой подушкой присутствовал лед, сопротивление заземления возрастало до нескольких кОм. Последовательность подключения электродов соответствовала дипольно-осевой установке. Уровень измеряемого сигнала на приемных электродах составлял от первых десятков до первых тысяч мВ. При этом сила тока в питающей линии изменялась от первых десятков до первых сотен мА. Такой высокий уровень входного сигнала и отсутствие промышленных помех обеспечивали хорошее качество данных, приборная погрешность определения сопротивления в среднем составляла 0,025 %, а единичные выбросы с погрешностью более 1 % отбраковывались при первичной обработке данных в программе RiPPP. Инверсия выполнялась при помощи программ RES2DINV и RES3DINV [20]. При двухмерной инверсии после 5 итераций ошибка подбора составляла 3,3–10,1 %, а после 6 итераций трехмерной инверсии — 13,6%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ

На рис. 2 приведена схема расположения геофизических профилей в аласе (2а) и объемная геоэлектрическая модель участка (2б), построенная по результатам 3D-инверсии и визуализированная с помощью программы Voxler. Объемная модель представляет собой распределение удельного электрического сопротивления (УЭС) пород. Верхняя часть модели срезана до глубины 6 м, для того чтобы исключить отображение приповерхностной области низкого УЭС, связанной с влиянием деятельного слоя.

Общий уровень УЭС пород очень высокий и изменяется от 150000 Ом·м до 100000 Ом·м. Такие большие значения электросопротивления связаны с низкой температурой многолетнемерзлой толщи, низкой минерализацией поровой влаги, а также высокой льдистостью отдельных слоев, которые выделяются в модели аномалиями максимального УЭС (цифра 1 на рис. 2б).

Область пониженных значений УЭС пород выделяется с глубины около 20 м (цифра 2 на рис. 2б). Эта аномалия, вероятно, связана с промерзшим подозерным таликом, существовавшим под большим водоемом. Предполагается, что температура мерзлых пород в контурах бывшего талика несколько выше, чем в окружающем пространстве, и это отражается в поле УЭС.

На рис. 3 показан геоэлектрический разрез по результатам 2D-инверсии по профилю 3. На разрезе в приповерхностной части выделяется слой пород относительно низкого (1000–2500 Ом·м) УЭС. Такие низкие значения УЭС связаны с повышенной температурой пород в деятельном слое и пелитовым составом перекрывающих отложений. При этом локальными вертикальными аномалиями низкого УЭС отмечаются увлажненные участки вытаявания полигонально-жилых льдов. На глубине ниже активного слоя под локальными аномалиями низкого УЭС видны узкие вертикальные аномалии высокого УЭС, связанные с ледяными жилами. Детальность электротомографии с шагом 5 м по профилю не позволяет точно определить глубину залегания жил, однако их положение на профиле видно отчетливо.

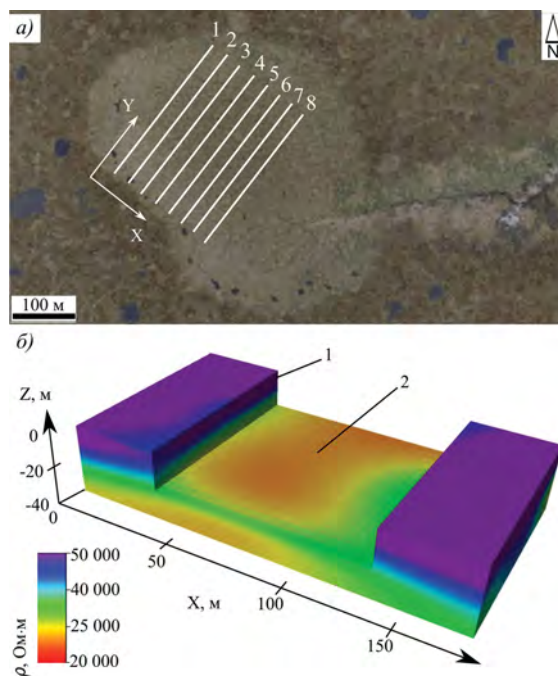


Рис. 2. Схема расположения профилей электротомографии в аласе (а) и объемная геоэлектрическая модель участка (б): 1 — слой аномально высокого УЭС; 2 — аномалия пониженного УЭС, связанная с промерзшим подозерным таликом

Fig. 2. The layout of the profiles of electrical resistivity tomography in alas (a) and the 3-dimensional geoelectrical model of the site (b): 1 — a layer of anomalous high resistivity; 2 — anomaly of low resistivity associated with a frozen under-lake talik

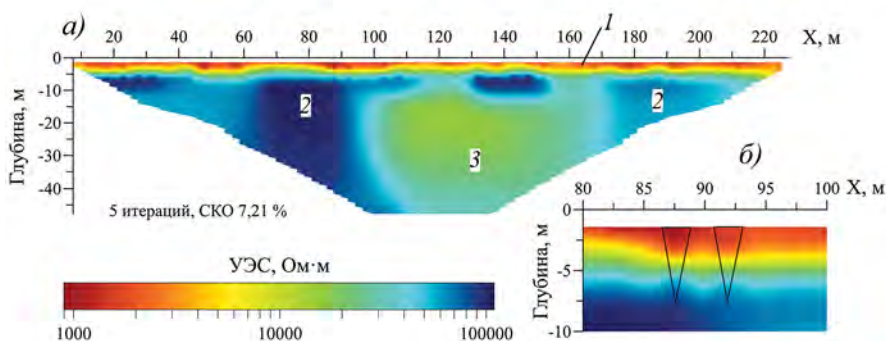


Рис. 3. Геоэлектрический разрез по профилю 3 по результатам 2D-инверсии (а) и увеличенный фрагмент (б).

1 — слой низкого УЭС, связанный с повышенной температурой в деятельном слое; 2 — низкотемпературные многолетнемерзлые породы; 3 — аномалия пониженного УЭС в области промерзшего подозерного талика

Fig. 3. Geoelectrical section along profile 3 according to the results of the 2D-inversion (a) and enlarged fragment (b).

1 — a layer of low resistivity associated with an elevated temperature in the active layer; 2 — low-temperature permafrost; 3 — anomaly of lowered resistivity in the area of frozen under-lake talik

С глубины около 5 м залегают породы с очень высоким (50000–100000 Ом·м) УЭС, среди которых в интервале профиля 100–170 м с глубины 10 м выделяется область пониженного до 16000–25000 Ом·м электросопротивления. Эта область интерпретируется как температурная аномалия от промерзшего подозерного талика. Отложения дельты Лены представлены верхне-неоплейстоценовыми песками [18]. Согласно приближенной зависимости УЭС пород от температуры [21] для мерзлых пресных песков сопротивлению порядка 100000 Ом·м соответствует температура -6°C , а УЭС 16000 Ом·м температура около -3°C . Известно [22], что на острове Самойловский, расположенном в том же районе исследований, температура пород на глубине от 10,7 до 27 м составляет $-8,6 \dots 8,9^{\circ}\text{C}$. Таким образом, прогнозируемые по электроразведочным данным температуры пород выше, чем характерная для этого региона температура мерзлой толщи, на 5–6 градусов. Это связано с тем, что под аласом существовал подозерный талик, который промерз в настоящее время, однако температура мерзлых пород имеет повышенные значения. Поскольку температура мерзлых песков влияет на их УЭС, то особенности строения температурного поля отражаются в геоэлектрической модели. Предполагается, что отложения имеют приблизительно однородный литологический состав (песок), следовательно, такую аномалию УЭС можно интерпретировать как следствие аномалии температуры.

Таким образом, в результате электрических зондирований установлено проявление остаточного теплового эффекта от подозерного талика в поле электрического сопротивления в виде аномалии пониженного УЭС. Общий высокий уровень УЭС пород в объемной геоэлектрической модели говорит о том, что подозерный талик промерз полностью. Однако температура пород, прогнозируемая по данным электроразведки под аласом, в центральной части промерзшего талика на 5–6 $^{\circ}\text{C}$ выше, чем температура пород в данном районе.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для подтверждения гипотезы о температурной аномалии, выделяющейся в электрическом поле, было проведено численное моделирование теплового поля. Оценка остаточной температурной аномалии под озером после дренирования и промерзания отложений была выполнена в программном пакете Comsol Multiphysics v.4.4. Методом конечных элементов решалась задача теплопроводности в осесимметричной постановке с учетом фазового перехода. Поскольку распределение температур и форма талика под озером на момент дренирования неизвестны, задача решалась в два этапа. На первом этапе было выполнено моделирование процесса развития талика под озером, на втором — процесса промерзания. Таким образом, результат расчета на первом этапе определил начальные условия для второго. Модель среды представляет собой диск радиусом 1000 м и толщиной 500 м, в центре которого расположена впадина глубиной 7 м в самой глубокой ее части — центре. На боко-

Таблица 1

Тепловые свойства пород в модели

Свойства	Мерзлая порода	Талая порода
Теплопроводность, Вт/(м·К)	1,82	1,46
Объемная теплоемкость, Дж/м ³ ·К	1920	2630
Теплота фазового превращения, Дж/м ³	113970	113970
Плотность, кг/м ³	1700	1700

вых и нижней границах задана температура $-8,5^{\circ}\text{C}$ [23]. Тепловые свойства среды заданы согласно определенным экспериментально для типичных пород в данном районе [7, 16] и приведены в таблице 1.

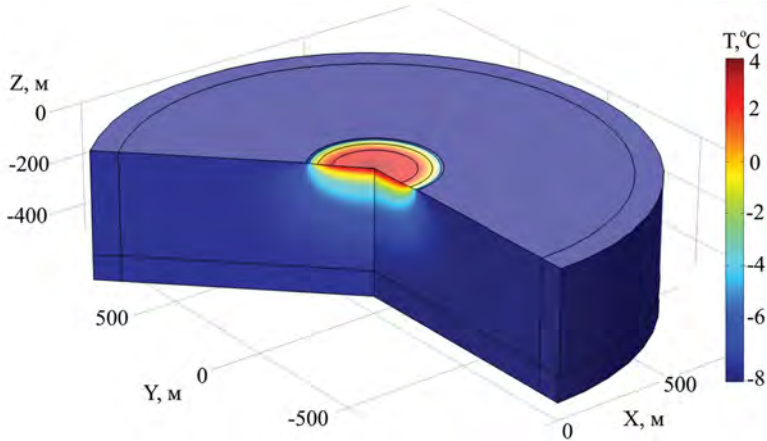


Рис. 4. Общий вид модели и расчетное распределение температуры через 500 лет после начала прогрева дна озера

Fig. 4. General view of the model and temperature distribution obtained as a result of the first stage of calculation — 500 years after the beginning of the warming up of the lake bottom

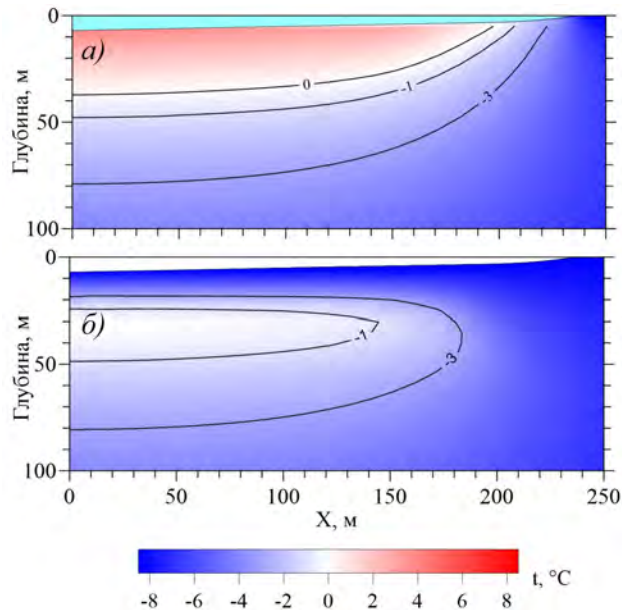


Рис. 5. Синтетическое распределение температуры в подозерных отложениях непосредственно перед дренированием (а) и через 30 лет после дренирования озера (б)

Fig. 5. Synthetic temperature distribution in under-lake sediments immediately before draining (a) and 30 years after draining of the lake (b)

Для первого этапа расчета температура на поверхности задана равной в начальный момент времени $-8,5^{\circ}\text{C}$, на поверхности впадины — градиент от $-8,5^{\circ}\text{C}$ на верхнем краю впадины до $+4^{\circ}\text{C}$ в нижней ее части (температура наиболее плотной воды). Таким образом в модели задано тепловое влияние озера. Температура всей среды в начальный момент времени равна также $-8,5^{\circ}\text{C}$. Модельное время первого этапа — 500 лет. На рис. 4 приведен общий вид модели и распределение температуры, полученное в результате первого этапа расчета.

На втором этапе температура на поверхности впадины задана равной $-8,5^{\circ}\text{C}$, начальное распределение температуры совпадает с полученным на первом этапе. Так в модели задан эффект дренирования озера (считается, что это произошло за относительно короткое время, в течение одного сезона). Модельное время второго этапа — 30 лет. Это соответствует оценкам на основе анализа спутниковых снимков — дренирование озера произошло в период между 1973 и 2000 гг., т.е. примерно 30 лет назад. На рис. 5 приведены распределения температур, полученных в результате первого и второго этапов.

Как видно из результата расчета (рис. 5б), распределение температуры в подозерных отложениях имеет максимум на глубине 35 м, при этом температура не превышает 0, т.е. подозерный талик полностью проморожен. Глубина залегания верхней границы (границы максимального градиента температуры) тепловой аномалии под дном спущенного озера составляет около 10 м. Температура пород в контурах тепловой аномалии существенно выше ($5-8^{\circ}\text{C}$), чем в окружающем пространстве, и составляет $-0,2...-1^{\circ}\text{C}$ в эпицентральной части и $-1...-3^{\circ}\text{C}$ в краевых частях талика. По данным электроразведки температура пород на глубине 10–25 м под аласом -3°C , а в краевых частях -6°C . То есть оценка температуры пород по данным электроразведки и численному моделированию тепловых полей согласуются не в полной мере.

Необходимо отметить, что результаты данного моделирования позволяют проинформировать лишь весьма приблизительную оценку распределения температур — модель не учитывает множества факторов, таких как конвективный теплоперенос, динамика уровня дна в процессе оттайки, возможные изменения состояния озера в процессе его «жизни», неоднородность строения отложений (ледовые жилы, различия в составе слоев) и т.п. Кроме того, информация о внешних условиях и тепловых свойствах среды известна лишь на основании литературных данных, а непосредственных соответствующих полевых или лабораторных исследований не проводилось. Тем не менее численное моделирование показывает контур тепловой аномалии под аласом и подтверждает ее существование. Однако истинное значение температур пород можно установить только по данным термометрии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате геофизических исследований в пределах чаши дренированного термокарстового озера была околонтурена область пониженного удельного электрического сопротивления, предположительно связанная с остаточным тепловым эффектом от промерзшего подозерного талика.

Общий высокий уровень УЭС пород позволяет сделать предположение, что за последние 30 лет талик промерз полностью, но температура пород в центре талика на глубине 10–20 м на 5°C выше, чем средняя температура пород в данном районе.

Численное моделирование теплового поля подтверждает существование, форму и глубину залегания температурной аномалии под аласом после спуска озера через 30 лет. Оценки распределения температуры, рассчитанного методом численного моделирования и полученного в результате применения электротомографии, качественно сходятся, но различаются количественно.

Благодарности. Исследования поддержаны: проектами ФНИ №0331-2019-0007; № 0331-2019-0016 и Проектом II.61 Комплексной программы СО РАН «Междисциплинарные интеграционные исследования». Авторы благодарят информационно-вычислительный центр Новосибирского государственного университета за предоставленные вычислительные ресурсы.

Acknowledgements. Research is funded by: projects FSR № 0331-2019-0007; № 0331-2019-0016 and Project II.61 of the Complex SB RAS program “Interdisciplinary integrative researches”. We are grateful to the Supercomputing Center of the Novosibirsk State University for provided computational resources.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Оленченко В.В., Синицкий А.И., Антонов Е.Ю., Ельцов И.Н., Кушнарченко О.Н., Плотников А.Е., Потапов В.В., Энов М.И. Результаты геофизических исследований территории геологического новообразования «Ямальский кратер» // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 4. С. 94–105.
2. Енуфанов В.А. Взрывные воронки-колодцы и актуальность изучения роли дегазации недр в климатических событиях и ландшафтных преобразованиях четвертичного периода // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. 36 с.
3. Buldovicz S.N., Khilimonyuk V.Z., Bychkov A.Y., Ospennikov E.N., Vorobyev S.A., Gunar A.Y., Gorshkov E.I., Chuvilin E.M., Cherbunina M.Y., Kotov P.I., Lubnina N.V., Motenko R.G., Amanzhurov R.M. Cryovolcanism on the Earth: Origin of a Spectacular Crater in the Yamal Peninsula (Russia) // Scientific reports. 2018. V. 8. № 1. P. 13534–13540.
4. Bastviken D., Cole J., Pace M., Tranviket L. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate // Global biogeochemical cycles. 2004. V. 18. № 4. P. 1–12.
5. Walter K.M., Chanton J.P., Chapin III F. S., Schuur E.A.G., Zimov S.A. Methane production and bubble emissions from arctic lakes: Isotopic implications for source pathways and ages // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. 2008. V. 113. № G3. P. 1–16.
6. Schuur E.A.G., McGuire A. D., C. Schädel, Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt D., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature. 2015. V. 520. P. 171–179.
7. Schwamborn G.J., Dix J.K., Bull J.M., Racholdet V. High-resolution seismic and ground penetrating radar-geophysical profiling of a thermokarst lake in the western Lena Delta, Northern Siberia // Permafrost and Periglacial Processes. 2002. V. 13. № 4. P. 259–269.
8. Creighton A.L., Parsekian A.D., Angelopoulos M., Jones B.M., Bondurant A., Engram M., Lenz J., Overduin P.P., Grosse G., Babcock E., Arpet C.D. Transient electromagnetic surveys for the determination of talik depth and geometry beneath thermokarst lakes // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. Vol. 123. № 11. P. 9310–9323.
9. Mackay J.R. A full-scale field experiment (1978–1995) on the growth of permafrost by means of lake drainage, western Arctic coast: a discussion of the method and some results // Canadian Journal of Earth Sciences. 1997. V. 34. № 1. P. 17–33.

10. *Ling F., Zhang T.* Numerical simulation of permafrost thermal regime and talik development under shallow thermokarst lakes on the Alaskan Arctic Coastal Plain // *Journal of Geophysical Research* 2003. V. 108 (D16). P. 26–36.
11. *Ling F., Zhang T.* Modeling study of talik freeze-up and permafrost response under drained thaw lakes on the Alaskan Arctic Coastal Plain // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2004. V. 109. № D1. P. 1–9.
12. *Zhou W., Huang S.L.* Modeling Impacts of Thaw Lakes to Ground Thermal Regime in Northern Alaska // *Journal of Cold Regions Engineering*. 2004. V. 18. P. 70–87.
13. *West J.J., Plug L.J.* Time-dependent morphology of thaw lakes and taliks in deep and shallow ground ice // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2008. V. 113. № F1. P. 1–14.
14. *Plug L.J., West J.J.* Thaw lake expansion in a two-dimensional coupled model of heat transfer, thaw subsidence, and mass movement // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2009. V. 114. № F1. P. 1–18.
15. *Tsibizov L., Fage A., Rusalimova O., Fadeev D., Olenchenko V., Yeltsov I., Kashirtsev V.* Integrated non-invasive geophysical-soil studies of permafrost upper layer and aerial high-resolution photography // *Berichte zur Polar- und Meeresforschung. Reports on polar and marine research*. 2017. V. 709. P. 56–69.
16. *Schwamborn G., Rachold V., Grigoriev M.N.* Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta // *Quaternary International*. 2002. V. 89. P. 119–134.
17. *Morgenstern A., Grosse G., Günther F., Fedorova I.V., Schirrmeister L.* Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma landscapes of the Lena Delt // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 849–867.
18. *Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H., Schirrmeister L., Kuznetsova T., Sierralta M.* Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. P. 1523–1540.
19. *Балков Е.В., Панин Г.Л., Маништейн Ю.А., Маништейн А.К., Белобородов В.А.* Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // *Геофизика*. 2012. № 6. С. 54–63.
20. *Loke M.H., Barker R.D.* Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method // *Geophy. Prospec.* 1996. V. 44. P. 131–152.
21. *Боголюбов А.Н., Боголюбова Н.П., Мозганова Е.Я.* Рекомендации по комплексированию геофизических методов при мерзлотной съемке. ПНИИИС. М.: Стройиздат, 1987. 86 с.
22. *Boike J., Georgi C., Kirilin G., Muster S., Abramova K., Fedorova I., Chetverova A., Grigoriev M., Bornemann N., Langer M.* Thermal processes of thermokarst lakes in the continuous permafrost zone of northern Siberia-observations and modeling (Lena River Delta, Siberia) // *Biogeosciences*. 2015. V. 12 (20). P. 5941–5965.
23. *Boike J., Kattenstroth B., Abramova E., Bornemann N., Chetverova A., Fedorova I., Fröb K., Grigoriev M., Grüber M., Kutzbach L., Langer M., Minke M., Muster S., Piel K., Pfeiffer E.-M., Stoof G., Westermann S., Wischniewski K., Wille C., Hubberten H.-W.* Baseline characteristics of climate, permafrost and land cover from a new permafrost observatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011) // *Biogeosciences*. 2013. V. 10 (3). P. 2105–2128.

REFERENCES

1. *Olenchenko V.V., Sinitskii A.I., Antonov E.Iu., El'tsov I.N., Kushnarenko O.N., Plotnikov A.E., Potapov V.V., Epov M.I.* The results of geophysical studies of the territory of the geological new formation “Iamal'skii krater”. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2015, 19, 4: 94–105. [In Russian].

2. Epifanov V.A. Explosive crater-wells and the relevance of studying the role of degassing the subsurface in climatic events and landscape transformations of the Quaternary period. *Biulleten' Komissii po izucheniiu chetvertichnogo perioda*. Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period. 2018, 76: 1–36. [In Russian].
3. Buldovicz S.N., Khilimonyuk V.Z., Bychkov A.Y., Ospennikov E.N., Vorobyev S.A., Gunar A.Y., Gorshkov E.I., Chuvilin E.M., Cherbunina M.Y., Kotov P.I., Lubnina N.V., Motenko R.G., Amanzhurov R.M. Cryovolcanism on the Earth: Origin of a Spectacular Crater in the Yamal Peninsula (Russia). *Scientific reports*. 2018, 8, 1: 13534–13540.
4. Bastviken D., Cole J., Pace M., Tranviket L. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. *Global biogeochemical cycles*. 2004, 18, 4: 1–12.
5. Walter K.M., Chanton J.P., Chapin III F. S., Schuur E.A.G., Zimov S.A. Methane production and bubble emissions from arctic lakes: Isotopic implications for source pathways and ages. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2008, 113 (G3): 1–16.
6. Schuur E.A.G., McGuire A. D., C. Schädel, Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt D., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*. 2015, 520: 171–179.
7. Schwamborn G.J., Dix J.K., Bull J.M., Racholdet V. High-resolution seismic and ground penetrating radar-geophysical profiling of a thermokarst lake in the western Lena Delta, Northern Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002, 13, 4: 259–269.
8. Creighton A.L., Parsekian A.D., Angelopoulos M., Jones B.M., Bondurant A., Engram M., Lenz J., Overduin P.P., Grosse G., Babcock E., Arpet C.D. Transient electromagnetic surveys for the determination of talik depth and geometry beneath thermokarst lakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2018, 123: 9310–9323.
9. Mackay J.R. A full-scale field experiment (1978–1995) on the growth of permafrost by means of lake drainage, western Arctic coast: a discussion of the method and some results. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1997, 34, 1: 17–33.
10. Ling F., Zhang T. Numerical simulation of permafrost thermal regime and talik development under shallow thermokarst lakes on the Alaskan Arctic Coastal Plain. *Journal of Geophysical Research*. 2003, 108 (D16): 26–36.
11. Ling F., Zhang T. Modeling study of talik freeze-up and permafrost response under drained thaw lakes on the Alaskan Arctic Coastal Plain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2004, 109 (D1): 1–9.
12. Zhou W., Huang S.L. Modeling Impacts of Thaw Lakes to Ground Thermal Regime in Northern Alaska. *Journal of Cold Regions Engineering*. 2004, 18: 70–87.
13. West J.J., Plug L.J. Time-dependent morphology of thaw lakes and taliks in deep and shallow ground ice. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2008, 113 (F1): 1–14.
14. Plug L.J., West J.J. Thaw lake expansion in a two-dimensional coupled model of heat transfer, thaw subsidence, and mass movement. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2009, 114 (F1): 1–18.
15. Tsubizov L., Fage A., Rusalimova O., Fadeev D., Olenchenko V., Yeltsov I., Kashirtsev V. Integrated non-invasive geophysical-soil studies of permafrost upper layer and aerial high-resolution photography. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung. Reports on polar and marine research*. 2017, 709: 56–69.
16. Schwamborn G., Rachold V., Grigoriev M.N. Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta. *Quaternary International*. 2002, 89: 119–134.
17. Morgenstern A., Grosse G., Günther F., Fedorova I.V., Schirrmeister L. Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma landscapes of the Lena Delt. *The Cryosphere*. 2011, 5: 849–867.

18. Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H., Schirrmeister L., Kuznetsova T., Sierralta M. Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia. *Quaternary Science Reviews*. 2008, 27: 1523–1540.
19. Balkov E.V., Panin G.L., Manshtein Iu.A., Manshtein A.K., Beloborodov V.A. Electrical-resistivity tomography: devices, methods and experience of use. *Geofizika*. Geophysics. 2012, 6: 54–63. [In Russian].
20. Loke M.H., Barker R.D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophy. Prospect*. 1996, 44: 131–152.
21. Bogoliubov A.N., Bogoliubova N.P., Mozganova E.Ia. *Rekomendatsii po kompleksirovaniuu geofizicheskikh metodov pri merzlotnoi s"emke*. Recommendations on the integration of geophysical methods in cryogenic surveys. PNIIS. Moscow: Stroiizdat, 1987: 86 p. [In Russian].
22. Boike J., Georgi C., Kirilin G., Muster S., Abramova K., Fedorova I., Chetverova A., Grigoriev M., Bornemann N., Langer M. Thermal processes of thermokarst lakes in the continuous permafrost zone of northern Siberia-observations and modeling (Lena River Delta, Siberia). *Biogeosciences*. 2015, 12 (20): 5941–5965.
23. Boike J., Kattenstroth B., Abramova E., Bornemann N., Chetverova A., Fedorova I., Fröb K., Grigoriev M., Grüber M., Kutzbach L., Langer M., Minke M., Muster S., Piel K., Pfeiffer E.-M., Stoof G., Westermann S., Wischnewski K., Wille C., Hubberten H.-W. Baseline characteristics of climate, permafrost and land cover from a new permafrost observatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011). *Biogeosciences*. 2013, 10 (3): 2105–2128.

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ

УДК 504.054 / 502.052

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-105-117

НЕФТЯНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОБСКОЙ ГУБЫ

О.А. КУЛИКОВА*, Е.А. МАЗЛОВА, Д.И. БРАДИК, Е.П. КУДРОВА,
Н.В. ТКАЧЕВ

*Российский государственный университет нефти и газа
(национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина, Москва, Россия*

**kulikova@bk.ru*

OIL POLLUTION OF THE WESTERN GULF OF THE OB COAST

O.A. KULIKOVA*, E.A. MAZLOVA, D.I. BRADIK, E.P. KUDROVA,
N.V. TKACHEV

Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University), Moscow, Russia

**kulikova@bk.ru*

Received January, 21, 2019

Accepted March, 14, 2019

Keywords: Arctic, environmental damage, environmental monitoring, oil pollution.

Summary

The article reports the results of the summer 2018 expedition to Cape Kamenny (of the Ob bay, Yamalo-Nenets Autonomous Region) and the nearby non-functioning oil product supply facility (OPSF). The aim of the study was to monitor the current environmental situation and assess the level of oil pollution of environmental objects on these territories. The field and laboratory studies revealed the need to treat and remediate the oil-polluted soils, water bodies and wetlands.

The field surveys of the territories showed the presence of visible oil polluted sites. The results of the laboratory tests revealed an excess of maximal permissible concentration (MPC) levels (1.3 – 6.2 MPC) for the water bodies located near the sources of oil pollution. The soil samples near the OPSF demonstrate a significant excess of oil products content (up to 1474 times). The soils sampled at Cape Kamenny are characterized by smaller content of oil products.

Since the non-functioning OPSF is situated on a territory that has always been polluted by oil, it seems necessary to develop a land remediation plan to rehabilitate the site and to prevent a further pollution of the adjacent territories due to the migration of the pollutants.

The oil pollution levels established for Cape Kamenny territory indicate a fairly high level of anthropogenic pressure in this area. Due to the low comparatively low soil stability in the area, it

Citation: Kulikova O.A., Mazlova E.A., Bradik D.I., Kudrova E.P., Tkachev N.V. Oil pollution of the western Gulf of the Ob coast. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 1: 105–117. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-1-105-117.

appears necessary to augment the measures for controlling the oil products leakage and spills at all the potentially hazardous objects.

Поступила 21 января 2019 г.

Принята к печати 14 марта 2019 г.

Ключевые слова: Арктика, нефтяное загрязнение, экологический мониторинг, экологический ущерб.

Проведен мониторинг нефтяного загрязнения объектов окружающей среды на территории п. Мыс Каменный и расположенного поблизости нефункционирующего объекта нефтепродуктоснабжения. Целью исследования являлась оценка уровня нефтяного загрязнения объектов окружающей среды на территории природно-антропогенных комплексов западного побережья Обской губы в районе п. Мыс Каменный. Определены уровни загрязнения объектов окружающей среды нефтью и нефтепродуктами, установлены превышения величин ПДК для отдельных точек экологического мониторинга. Рекогносцировочные и камеральные исследования выявили необходимость проведения мероприятий по рекультивации нефтезагрязненных участков.

ВВЕДЕНИЕ

Активное освоение территорий Крайнего Севера и Арктики, начатое в XX в. и ставшее современной тенденцией развития ресурсного потенциала России, привело к тому, что природные экосистемы Арктической зоны страны подверглись существенному антропогенному воздействию. Строительство и эксплуатация военных и промышленных объектов, согласно презумпции экологической опасности таких объектов, напрямую связаны с экологическими рисками загрязнения и нарушения объектов природной окружающей среды.

Потенциальная устойчивость почв определяется их способностью к самоочищению — механическому рассеянию и выносу за пределы почвенного профиля загрязняющих веществ и продуктов их метаболизма, физико-химическому и биологическому разложению компонентов нефти и нефтепродуктов. В целом почвы Арктической зоны России имеют низкую и очень низкую способность к самоочищению, продолжительностью в десятки лет. Скорость естественного восстановления растительности на этих почвах оценивается в 10–30 лет [1].

Данная специфика региона делает проблему загрязнения и нарушения объектов окружающей среды Арктики еще более значимой и требующей особого внимания и подхода.

Целью исследования являлись мониторинг текущей экологической обстановки и оценка уровня нефтяного загрязнения объектов окружающей среды на территории природно-антропогенных комплексов западного побережья Обской губы в районе п. Мыс Каменный, Ямало-Ненецкий автономный округ.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Экологический мониторинг проводился на территории п. Мыс Каменный (Карское море, Обская губа, юго-восточный Ямал) и расположенного поблизости объекта нефтепродуктоснабжения (ОНПС). Исследование осуществлялось в два этапа: экспедиционный и лабораторно-камеральный.

В ходе экспедиционного этапа исследования были проведены рекогносцировочные обследования данных территорий, отбор проб воды, почвогрунтов, донных отложений, осадков. Для территории нефункционирующего ОНПС были установлены 22 точки периметра (рис. 1) и основных мест видимого



Рис. 1. Схема расположения точек периметра ОНПС.

📍 — точка отбора проб за пределами периметра территории обследования; 🟡 — участок видимого нефтяного загрязнения; 1–22 — точки периметра территории обследования

Fig. 1. Layout of the OPSF perimeter points.

📍 — sampling point outside the perimeter of the territory surveyed; 🟡 — site of visible oil contamination; 1–22 — perimeter points of the territory surveyed

нефтяного загрязнения, в данных точках были определены основные характеристики объектов окружающей среды с использованием экспресс-анализаторов:

- прибора контроля параметров почвы Rapitest 1835 Luster Leaf Digital 3-Way Soil Analyzer (Luster Leaf Products, Inc.);
- экспресс-анализатора воды Hanna Instruments HI 98130 Waterproof pH/Conductivity/TDS Tester with ATC, High Range (Hanna Instruments S.R.L.).

Для почвогрунтов были определены величины pH, температура и интегральный показатель содержания биогенных элементов (NPK): азота, фосфора и калия. Для водной среды были установлены pH, температура, общая минерализация и электропроводность.

В границах установленного периметра проводился отбор проб для их дальнейшего лабораторного исследования (координаты объекта: 73°21'40,3" в.д., 68°31'50,7" с.ш.). Всего в ходе экспедиции на территории ОНПС было отобрано 6 проб воды, 6 проб донных отложений и осадков, 9 проб почвогрунтов, включая фоновую пробу для установления фоновых концентраций загрязняющих веществ.

На территории п. Мыс Каменный были отобраны 4 пробы почвогрунтов на участках, непосредственно прилегающих к потенциальным источникам загрязнения: склад горюче-смазочных материалов (ГСМ) вертолетной площадки, резервуарный парк нефтепродуктов, свалка твердых коммунальных отходов (ТКО). Были также отобраны 8 проб донных отложений озер на территории поселка, песка литоральной зоны побережья Обской губы, осадков и шламов с мест видимого нефтяного загрязнения на переувлажненной территории. Кроме того, для определения



Рис. 2. Схема расположения точек отбора проб на территории п. Мыс Каменный.

— точка отбора проб; 1 — территория вертолетной площадки, цистерн ГСМ; 2 — резервуарный парк нефтепродуктов; 3 — свалка твердых коммунальных отходов (ТКО), лома, техники; 4 — закрытый инфраструктурный объект нефтеналивного Арктического терминала

Fig. 2. Layout of the sampling points at Cape Kamenny.

— sampling point; 1 — heliport deck, fuel and lubricant materials tanks; 2 — tank field; 3 — dumping ground; 4 — the Arctic oil terminal facility

экологического состояния поверхностных водных объектов на территории поселка были отобраны 9 проб природных вод (рис. 2).

Для всех точек отбора проб были установлены pH, температура, содержание биогенных элементов для почвогрунтов, общая минерализация и электропроводность для водных объектов.

Обследование территорий и отбор проб производились в соответствии с требованиями [2–10]. Для проведения лабораторных исследований и анализов отобранные пробы были подготовлены в соответствии со стандартными методиками.

Пробы влажных природных почвогрунтов были высушены при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния, очищены от растительных и других посторонних включений [1]. Из подготовленных почвогрунтов были отобраны средние аналитические пробы с целью определения исходного содержания нефтепродуктов. Пробоподготовка осуществлялась согласно методике EPA method 3545 [11] с использованием экстрактора Thermo Scientific Dionex ASE 150, в качестве растворителя был использован спектрально чистый н-гексан. Анализ проводился в соответствии со стандартной методикой ПНД Ф 16.1:2.21-98 [12].

Лабораторные анализы воды проводились в соответствии с методикой ПНД Ф 14.1:2.4.128-98 [13] на приборе Флюорат 02-3М. Анализ содержания нефтепродуктов в образцах донных отложений и осадков проводился аналогично методам, используемым для анализа почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рекогносцировочное обследование ОНПС показало, что территория характеризуется захламленностью, отмечены участки видимого нефтяного загрязнения почв. В таблице 1 представлены характеристики точек периметра и основных мест видимого нефтяного загрязнения.

Таблица 1

Характеристика нефункционирующего ОНПС

№ п/п	Описание точки обследования	Характеристики почвогрунтов			Характеристики поверхностных вод			
		Величина pH	Температура, °C	Показатель содержания биогенных элементов (NPK)	Величина pH	Температура, °C	Общая минерализация (TDS), ppm	Электропроводность, µCm
1	Металлическая труба (водоотведение), бочки из-под ГСМ, оборванный силовой кабель	–	–	–	–	–	–	–
2	Бочки из-под ГСМ, металлические конструкции, фрагменты деревянных помостов	6,60	3,89	3	–	–	–	–
3	Бочки из-под ГСМ, фрагменты деревянных конструкций, листы металла под растительным покровом	7,00	3,89	4	–	–	–	–
4	Шарнирные конструкции, металлические сооружения	6,60	1,67	4	7,83	7,3	-	-
5	Металлические конструкции основания радиоантенны	6,60	1,11	4	6,88	6,9	94	46
6		7,00	1,67	3	7,05	6,4	67	33
7		7,00	3,33	4	7,09	6,6	59	29
8		6,40	1,67	5	7,18	6,4	76	38
9	Хозяйственно-бытовая постройка, металлолом	7,00	4,44	4	7,05	9,7	32	16
10	Хозяйственно-бытовая постройка, металлолом, фрагменты деревянных конструкций, бочки из-под ГСМ, аккумуляторы	6,40	5,00	6	6,64	8,5	123	69
11	Хозяйственно-бытовые и технические постройки, болотистая местность, открытая вода с нефтяной пленкой	7,20	3,89	5	6,90	8,6	53	27
12	Транспортные средства, металлолом, бочки из-под ГСМ	6,40	3,89	4	–	–	–	–
13	Цистерна (объемом 53,1 м³) из-под нефтепродуктов	6,10	6,11	4	7,06	11,0	39	19
14	Цистерна (объемом 53,1 м³) из-под нефтепродуктов, в радиусе 5 м отсутствует растительность	6,10	4,44	4	–	–	–	–
15	Площадка, огороженная деревянными досками и бочками из-под ГСМ (обвалование), металлолом, дерево	6,10	8,33	6	7,11	9,4	23	11
16	Распределительная станция бывшего склада ГСМ, бочки из-под ГСМ	6,30	7,22	6	6,72	9,4	59	29
17	Огороженная обвалованием (бочки из-под ГСМ) площадка	7,00	5,56	4	6,78	9,5	83	42
18	Хозяйственно-бытовая постройка, металлолом, дерево, цистерна из-под ГСМ	7,00	5,56	4	–	–	–	–
19	Металлические конструкции основания антенны	5,80	5,00	4	6,92	6,5	26	13
20		6,80	3,33	6	6,85	6,5	39	19
21		6,80	5,00	6	6,88	6,6	38	19
22		6,40	2,78	4	6,82	6,5	56	28

Результаты рекогносцировочного обследования ОНПС, представленные в табл. 1, показали, что уровни pH природных сред характеризуются слабокислой и нейтральной реакциями среды. Так как, согласно почвенному районированию [14], почвенные зоны (подзоны) исследуемых равнинных территорий представлены тундровыми глеевыми почвами (глееземами) и подбурамитундровыми (подбурами), для которых характерны от слабокислой в верхних слоях до нейтральной с увеличением глубины реакции среды, то установленные величины pH соответствуют естественному уровню [15].

На территории п. Мыс Каменный выявлены потенциальные источники загрязнения объектов окружающей среды: жилой поселок, инфраструктурные объекты нефтеналивного Арктического терминала ПАО «Газпром нефть», вертолетная площадка, резервуарный парк нефтепродуктов, свалка ТКО.

Результаты определения содержания нефтепродуктов в пробах воды, почвогрунтов, донных отложений и осадков с указанием их основных характеристик в момент отбора проб представлены в таблицах 2–4.

Таблица 2

Установленные уровни нефтяного загрязнения поверхностных вод

№ п/п	Содержание нефтепродуктов, мг/дм ³	ПДК _{кб.} ¹ / ПДК _{р.х.} ² для нефти и нефтепродуктов, мг/дм ³	Кратность превышения ПДК _{кб.} / ПДК _{р.х.}	pH	Температура, °С	Общая минерализация (TDS), ppm	Электропроводность, мСм	Содержание нефтепродуктов в пробах донных отложений, г/кг
Заброшенный объект нефтепродуктоснабжения								
1	0,015	0,3 (0,1 ³) / 0,05	—	6,72	9,4	59	29	199,9
2	0,078		—	7,11	9,4	23	11	29,43
3	0,044		—	7,05	—	—	—	33,35
4	0,214		0,7 (2,1 ³) / 4,3	7,10	6,6	59	29	—
5	0,035		—	6,85	6,5	39	19	3,76
6	0,310		1,0 (3,1 ³) / 6,2	7,83	7,3	—	—	0,499
п. Мыс Каменный								
7	0,022	0,3 (0,1 ³) / 0,05	—	7,26	9,9	24	12	—
8	0,007		—	7,55	7,0	98	48	—
9	0,064		0,2 (0,6 ³) / 1,3	7,62	9,9	125	63	—
10	0,012		—	7,66	12,6	82	41	—
11	0,014		—	7,51	12,1	25	12	—
12	0,019		—	6,81	13,7	93	46	—
13	0,105		0,4 (1,0 ³) / 2,1	9,49	12,0	32	16	0,10
14	0,183		0,7 (1,8 ³) / 3,7	7,35	13,3	16	8	2,10
15	0,034		—	9,53	12,4	31	15	0,07

Примечания. 1 — ГН 2.1.5.1315-03 Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования; 2 — приказ Министерства сельского хозяйства РФ от 13 декабря 2016 г. № 552 Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения; 3 — для показателя «нефть высокосернистая».

В целом существенные превышения уровня ПДК характерны для двух точек отбора проб на территории ОНПС: 6,2ПДК_{р.х.} в месте слива отработанных ГСМ и 4,3ПДК_{р.х.} в озере в заболоченном участке между хозяйственно-бытовыми постройками и бывшим складом ГСМ.

Концентрации нефтепродуктов в пробах воды в п. Мыс Каменный в целом не превышают установленные уровни ПДК, за исключением проб № 9, 13, 14, отобранных в Обской губе (№ 9) и на территории резервуарного парка, в озере, прилегающем к нему (№ 13, 14). Прибрежные воды Обской губы характеризовались величиной $pH \pm 7,6$, что соотносится с результатами других исследований «морской» части Обской губы в летний период [16, 17]. Показатель общей минерализации (82–125 ppm) прибрежных вод Обской губы соответствует пресным водам [18], что также согласуется с данными о низкой минерализации вод Обской губы [16,19].

Результаты лабораторных анализов проб воды и донных отложений на территории ОНПС, отобранных в озере в понижении рельефа со стороны бывшего склада ГСМ и участков нефтяного загрязнения, показали, что концентрация нефтепродуктов в воде не превышает установленных ПДК для всех видов водопользования. В то же время содержание нефтепродуктов в донных отложениях составляет 29,43–199,9 г/кг, что может, с одной стороны, свидетельствовать о депонировании загрязнителя в донных отложениях, а с другой, объясняться непостоянностью уровня поверхностных вод вследствие выпадения атмосферных осадков в период отбора проб.

Таблица 3

Установленные уровни нефтяного загрязнения почвогрунтов

№ пробы	Содержание нефтепродуктов, г/кг	Превышение фонового содержания, разы	Превышение рекомендуемой допустимой концентрации 1 г/кг [22], разы	pH	Температура, °C	Показатель содержания биогенных элементов (NPK)
Заброшенный объект нефтепродуктоснабжения						
1	39,82	474	40	6,3	7,2	6
2	30,30	361	30	6,6	6,1	4
3	46,15	549	46	6,1	8,3	6
4	24,98	297	25	5,8	4,4	5
5	107,33	1278	107	6,4	7,2	5
6	123,82	1474	124	6,1	6,1	4
7	0,243	3	–	–	–	–
8	0,207	2	–	7,0	1,7	3
9 (фон)	0,084	–	–	6,6 – 7,0	2,8 – 3,3	0 – 3
п. Мыс Каменный						
10	0,58	–	–	7,0	11,1	0
11	0,84	–	–	7,0	9,4	0
12	1,51	–	1,5	7,0	9,4	0
13	0,39	–	–	7,0	7,8	0

Также следует отметить высокие значения величины рН (9,49–9,53), установленные в двух точках отбора проб (№ 13, 15) из озера, расположенного за резервуарным парком и свалкой ТКО, лома; установленные показатели среды в обеих точках определения являются аномально высокими для рН природных вод. Предположительно причиной сдвига реакции водной среды являются фильтрационные воды свалки ТКО, которые могут характеризоваться слабощелочной и щелочной реакцией среды [20, 21].

На исследуемой территории ОНПС установлены участки значительного загрязнения почвогрунтов нефтью и нефтепродуктами в сравнении с содержанием нефтепродуктов в образце фонового почвогрунта. Однако общая проба, отобранная методом конверта с территории ненарушенного растительного покрова без видимых участков нефтяного загрязнения, и проба почвогрунта, взятая с участка с точками периметра № 22 – 5 – 8 – 19, не показали превышений относительно рекомендуемой допустимой концентрации.

Таблица 4

**Результаты определения содержания нефтепродуктов в пробах
шламов, осадков, песка, г/кг**

№ п/п	Место отбора пробы	Содержание нефтепродуктов, г/кг
1	ОНПС. Бревенчатый помост, установленный на бочках из-под ГСМ для цистерны (цистерна отсутствует). Видимые признаки нефтяного загрязнения	173,7
2	п. Мыс Каменный. Литоральная зона побережья Обской губы	0,03
3	п. Мыс Каменный. Литоральная зона побережья Обской губы	0,10
4	п. Мыс Каменный. Литоральная зона побережья Обской губы	0,02
5	п. Мыс Каменный. Цистерны ГСМ, бочки ГСМ, труба, распределительная будка	0,01
6	п. Мыс Каменный. Обводненный участок с видимыми признаками нефтяного загрязнения	0,91

На территории п. Мыс Каменный повышенное содержание нефтепродуктов характерно для образцов почвогрунтов, собранных на территории резервуарного парка.

Как показано в табл. 4, значительное содержание нефтепродуктов определено только для пробы, отобранной на территории ОНПС. Результаты обследования литоральной зоны побережья Обской губы не выявили высоких уровней нефтяного загрязнения.

Сведения о нефтяном загрязнении, полученные в ходе лабораторных исследований проб, указывают на локальный характер загрязнения на участках непосредственного расположения потенциальных источников нефтяного загрязнения и прилегающих к ним территориях. Однако высокие уровни грунтовых вод и интенсивный поверхностный сток в летний период способствуют массопереносу загрязнителей и, как результат, загрязнению соседних территорий. Как было отмечено в ходе рекогносцировочных обследований и по литературным данным [23], попадание нефти и нефтепродуктов в объекты окружающей среды приводит к нарушению естественных функций экосистем, в частности к угнетению растительного покрова.

По данным Национального атласа Арктики [1], территория исследования относится к районам с низкой относительной интенсивностью деградации нефти



Рис. 3. Фрагмент карты устойчивости почв к загрязнению нефтью и нефтепродуктами [1].
 ○ — территория обследования; 1 — почвы равнин, характеризующиеся низкой относительной интенсивностью деградации нефти и нефтепродуктов; 2 — почвы равнин, характеризующиеся умеренной относительной интенсивностью деградации нефти и нефтепродуктов

Fig. 3. Fragment of the map showing soil resistances to oil and oil products pollution [1].
 ○ — the territory surveyed; 1 – flatlands soil characterised by low relative intensity of oil and oil products degradation; 2 – flatlands with moderate relative intensity of oil and oil products degradation и нефтепродуктов и низкой относительной интенсивностью рассеяния нефти и нефтепродуктов (рис. 3).

Суммарная характеристика сравнительной устойчивости почв является низкой. В этой связи представляется необходимым проведение дальнейшего мониторинга загрязнения с целью установления потенциала самоочищения природных экосистем и разработки методов стимуляции естественных процессов деградации органических загрязнителей и рекультивации очагов нефтяного загрязнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории ОНПС обнаружены участки значительного загрязнения почвогрунтов нефтью и нефтепродуктами в сравнении с содержанием нефтепродуктов в образцах фонового почвогрунта. Источниками нефтяного загрязнения являются заброшенные склады ГСМ, отдельные цистерны и бочки ГСМ. Концентрации нефтепродуктов в пробах воды в целом не превышают установленные уровни ПДК, за исключением отдельных проб, места отбора которых расположены в непосредственной близости к источникам нефтяного загрязнения.

Анализ проб донных отложений показал, что для некоторых участков содержание нефтепродуктов в донных отложениях во много раз превышает данные показатели для вод данных водных объектов, что, по всей видимости, свидетельствует о депонировании загрязнителей.

Так как заброшенный ОНПС относится к территории «исторического» нефтяного загрязнения, представляется необходимой разработка плана рекультивации

территории с целью ее реабилитации и предотвращения дальнейшего загрязнения смежных территорий вследствие миграции загрязнителей.

Результаты анализа проб почвогрунтов, отобранных в п. Мыс Каменный, показали превышение рекомендуемой допустимой концентрации нефтепродуктов [22] для пробы № 12, отобранной на территории резервуарного парка. Концентрации нефтепродуктов в пробах воды в п. Мыс Каменный в целом не превышают установленные уровни ПДК, за исключением проб, отобранных в Обской губе (№ 9) и на территории резервуарного парка, в озере, прилегающем к нему (№ 13, 14).

Отмечены экстремально высокие показатели pH водной среды озера (9,49–9,53) в п. Мыс Каменный, расположенного за резервуарным парком и свалкой ТКО, лома.

Установленные уровни нефтяного загрязнения объектов окружающей среды в п. Мыс Каменный свидетельствуют о достаточно высоком уровне антропогенной нагрузки на данной территории. Так, в силу низкой сравнительной устойчивости почв в районе исследования предлагается усилить меры контроля утечек и разливов нефти и нефтепродуктов на всех потенциально опасных объектах хозяйствования.

Таким образом, в ходе экспедиционного этапа научно-исследовательской работы и последующих лабораторных анализов собранных образцов была подтверждена необходимость проведения рекультивационных работ на территории «исторического» загрязнения и повышения экологической безопасности эксплуатируемых объектов в п. Мыс Каменный.

Благодарности. Научно-экспедиционные исследования были инициированы губернатором Ямало-Ненецкого автономного округа и организованы совместно Некоммерческим партнерством «Российский центр освоения Арктики» и РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Статья подготовлена в рамках Соглашения о сотрудничестве № 66/2018 от 15 июня 2018 г. между НП «Российский центр освоения Арктики» и РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина.

Авторы выражают благодарность д-ру хим. наук, проф. Михаилу Александровичу Силину за оказанную поддержку и помощь в организации экспедиции.

Acknowledgments. The research was initiated by the Governor of the Yamalo-Nenets Autonomous Region and organized jointly by the Non-Profit Partnership «Russian Center for Arctic Development» and Gubkin Oil and Gas University.

The article was prepared in the framework of the Cooperation Agreement No. 66/2018 between the Non-Profit Partnership «Russian Center for Arctic Development» and Gubkin University dated June 15, 2018.

The authors would like to thank Prof. Silin Mikhail A. for his support and assistance in organizing the expedition.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Алябина И.О. Устойчивость почв к загрязнению нефтью и нефтепродуктами. Карта М 1:40 000 000. Пояснительный текст // Национальный атлас Арктики. М.: Роскартография, 2017. С. 280.
2. ГОСТ 17.4.4.02-84 Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа. М.: Стандартинформ, 2008. 9 с.
3. ГОСТ 17.4.3.01-83 Охрана природы (ССОП). Почвы. Общие требования к отбору проб. М.: Стандартинформ, 2008. 6 с.

4. ГОСТ 28168-89 Почвы. Отбор проб. М.: Стандартиформ, 2008. 11 с.
5. ГОСТ Р 53123-2008 (ИСО 10381-5:2005) Качество почвы. Отбор проб. Ч. 5. Руководство по изучению городских и промышленных участков на предмет загрязнения почвы. М.: Стандартиформ, 2009. 40 с.
6. ГОСТ 31861-2012 Вода. Общие требования к отбору проб. М.: Стандартиформ, 2013. 38 с.
7. ГОСТ 17.1.5.05-85 Охрана природы (ССОП). Гидросфера. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков». М.: Стандартиформ, 2010. 14 с.
8. ГОСТ 17.1.5.01-80 Охрана природы (ССОП). Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность (с Изменением № 1). М.: ИПК Издательство стандартов, 2002. 7 с.
9. Р (Рекомендации) 52.24.353-2012 Отбор проб поверхностных вод суши и очищенных сточных вод. Ростов-на-Дону: Росгидромет, ФГБУ «ГХИ», 2012. 40 с.
10. МУ (Методические указания) по осуществлению государственного мониторинга водных объектов в части организации и проведения наблюдений за содержанием загрязняющих веществ в донных отложениях водных объектов (Приказ Минприроды РФ № 112 от 24.02.2014) [Электронный ресурс] // Консультант-Плюс [Официальный сайт]. – URL: http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_166247/ (дата обращения 07.07.2018).
11. EPA method 3545 Pressurized Fluid Extraction (PFE) [Electronic resource] // United States Environmental Protection Agency [Official site]. URL: <https://www.epa.gov/sites/production/files/2015-06/documents/epa-3545a.pdf> (assessed 19.06.2016).
12. ПНД Ф 16.1:2.21-98 Методика выполнения измерений массовой доли нефтепродуктов в пробах почв и грунтов флуориметрическим методом с использованием анализатора жидкости «Флюорат-02». 2012.
13. ПНД Ф 14.1:2.4.128-98 Методика измерений массовой концентрации нефтепродуктов в пробах природных, питьевых и сточных вод флуориметрическим методом на анализаторе жидкости «Флюорат-02». 2012.
14. Урусевская И.С., Горячкин С.В., Алябина И.О. Почвенно-экологическое районирование. Карта М 1:12 000 000. Пояснительный текст // Национальный атлас Арктики. М.: Роскартография, 2017. С. 282–285.
15. Атлас почв РФ [Электронный ресурс] // Электронная версия Национального атласа почв Российской Федерации [Официальный сайт]. URL: <https://soilatlas.ru/arkticheskie-pochvy-arktotoundrovye-rochvu> (дата обращения 21.02.2019).
16. Артамонова К.В., Лапин С.А., Лукьянова О.Н., Маккавеев П.Н., Полухин А.А. Особенности гидрохимического режима Обской губы в период открытой воды // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 357–366.
17. Кузьмина И.Ю., Литвинова О.В., Кудашева Ф.Х. Изучение гидрохимического состава вод бассейна Обской губы // Вестник Башкирского ун-та. 2009. № 2. С. 381–384.
18. ГОСТ 27065-86 Качество вод. Термины и определения. М.: ИПК Издательство стандартов, 2003. 19 с.
19. Ильин Г.В. Гидрологический режим Обской губы как новой области морского природопользования в российской Арктике // Наука юга России. 2018. Т. 14. № 2. С. 20–32.
20. Шамсиева Г.Ш., Найман С.М., Тунакова Ю.А. Исследование фильтрационных вод Самосыровской свалки города Казани как источника загрязнения природной среды // Вестник Казанского технологического университета. 2015. № 2. С. 450–453.
21. Островский Н.В. Полигон ТКО как объект ОВОС и экологической экспертизы // Твердые бытовые отходы. 2018. № 3. С. 16–19.

22. ГОСТ Р 57447-2017 Наилучшие доступные технологии. Рекультивация земель и земельных участков, загрязненных нефтью и нефтепродуктами. Основные положения. М.: Стандартинформ, 2017. 54 с.

23. Головатин М.Г., Пасхальный С.П. Современные экологические проблемы полуострова Ямал // Биологические ресурсы ЯНАО и проблемы их рационального использования. 2009. № 1 (63). С. 106–116.

REFERENCES

1. Gennadiev A.N., Pikovskij Ju.I., Aljabina I.O. *Ustojchivost' pochv k zagrizneniju neft'ju i nefteproduktami*. Soil resistance to pollution by oil and oil products. Map M 1:40 000 000. Explanatory text. Nacional'nyj atlas Arktiki. *National Atlas of the Arctic*. M.: Roskartografija, 2017. P. 280. [In Russian].
2. GOST 17.4.4.02-84 Nature protection. Soils. Methods for sampling and preparation of soil for chemical, bacteriological, helminthological analysis. Moscow: Standartinform Publ., 2008: 8 p. [In Russian].
3. GOST 17.4.3.01-83 Nature protection. Soils. General requirements for sampling. M.: Standartinform, 2008: 6 p. [In Russian].
4. GOST 28168-89 Soils. Sampling. M.: Standartinform, 2008: 11 p. [In Russian].
5. GOST R 53123-2008 (ISO 10381-5:2005) Soil quality. Sampling. Part 5. Guidance on the procedure for the investigation of urban and industrial sites with regard to soil contamination. Moscow: Standartinform, 2009: 40 p. [In Russian].
6. GOST 31861-2012 Water. General requirements for sampling. M.: Standartinform, 2013: 38 p. [In Russian].
7. GOST 17.1.5.05-85 Nature protection. Hydrosphere. General requirements for surface and sea waters, ice and atmospheric precipitation sampling. Moscow: Standartinform, 2010: 14 p. [In Russian].
8. GOST 17.1.5.01-80 Nature protection. Hydrosphere. General requirements for sampling of bottom sediments of water objects for their pollution analysis. M.: IPK Standard publishing house, 2002: 7 p. [In Russian].
9. R (Recommendations) 52.24.353-2012 Sampling surface land water and treated wastewater. Rostov-on the Don: Roshydromet, FGBU «GHI», 2012: 40 p. [In Russian].
10. MU (*Metodicheskie ukazaniya*) *po osushhestvleniju gosudarstvennogo monitoringa vodnyh obektov v chasti organizacii provedeniya nabljudenij za sodержaniem zagriznjajushhih veshhestv v donnyh otlozhenijah vodnyh obektov*. Guidelines for the implementation of state monitoring of water bodies in terms of organizing and conducting observations on the content of pollutants in bottom sediments (Order of the Ministry of Natural Resources of the Russian Federation No. 112 dated February 24, 2014) [Electronic resource] // Consultant-Plus [Official site]. URL: http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_166247/ (assessed 07.07.2018). [In Russian].
11. EPA method 3545 Pressurized Fluid Extraction (PFE) [Electronic resource] // United States Environmental Protection Agency [Official site]. URL: <https://www.epa.gov/sites/production/files/2015-06/documents/epa-3545a.pdf> (assessed 19.06.2016).
12. PND F 16.1:2.21-98 *Metodika vypolnenija izmerenij massovoj doli nefteproduktov v probah pochv i gruntov fluorimetricheskim metodom s ispol'zovaniem analizatora zhidkosti "Fljuorat-02"*. Methods for measuring the mass fraction of oil products in soil and soil samples by the fluorimetric method using the Fluorat-02 liquid analyzer. 2012. [In Russian].
13. PND F 14.1:2.4.128-98 *Metodika izmerenij massovoj koncentracii nefteproduktov v probah prirodnyh, pit'evykh i stochnykh vod fluorimetricheskim metodom na analizatore zhidkosti "Fljuorat-02"*. Methods of measuring the mass concentration of petroleum products in samples of natural, drinking and waste waters using the fluorimetric method on a Fluorat-02 liquid analyzer. 2012. [In Russian].

14. *Urusevskaja I.S., Gorjachkin S.V., Aljabina I.O. Pochvenno-jekologicheskoe rajonirovanie. Soil-ecological zoning. Map M 1:12 000 000. Explanatory text. Nacional'nyj atlas Arktiki. National Atlas of the Arctic. M.: Roskartografiya, 2017: 282–285. [In Russian].*
15. Atlas of Soils of the Russian Federation [Electronic resource]. Electronic version of the National Atlas of Soils of the Russian Federation. URL: <https://soilatlas.ru/arkticheskie-pochvy-arktotundrovye-pochvy> (assessed 21.02.2019). [In Russian].
16. *Artamonova K.V., Lapin S.A., Luk'janova O.N., Makkaveev P.N., Poluhin A.A.* The features of the hydrochemical regime in the Ob inlet during the open water time. *Okeanologiya. Oceanology.* 2013, 53: 317–326. [In Russian].
17. *Kuz'mina I.Ju., Litvinova O.V., Kudasheva F.H.* Study of the hydrochemical composition of the waters of the Ob Bay. *Vestnik Bashkirskogo Universiteta. Bulletin of Bashkir University.* 2009, 14: 381–384. [In Russian].
18. GOST 27065-86 Water quality. Terms and definitions. M.: IPK Standard publishing house, 2003: 19 p. [In Russian].
19. *Ilyin G.V.* Hydrological conditions of the Ob bay as new area of maritime wildlife management in the Russian Arctic. *Nauka juga Rossii. Science of the South of Russia.* 2018, 14: 20–32. [In Russian].
20. *Shamsieva G.Sh., Nayman S.M., Tunakova Ju.A.* Samosyrovo landfill leachate as a source of natural pollution environments. *Vestnik Kazanskogo tehnologicheskogo universiteta. Bulletin of Kazan technological University.* 2015, 18: 450–453. [In Russian].
21. *Ostrovskij N.V.* Landfill MSW as an object of EIA and environmental impact assessment. *Tverdye bytovyje othody. Solid waste.* 2018, 3 (141): 16–19. [In Russian].
22. GOST R 57447-2017 Best available techniques. Reclamation of lands contaminated with oil and oil products. Basis principles. M.: Standartinform, 2017: 54 p. [In Russian].
23. *Golovatin M.G., Pashal'nyj S.P.* Modern environmental problems of the Yamal Peninsula. *Biologicheskie resursy JaNAO i problemy ih racional'nogo ispol'zovanija. Biological resources of the YNAO and problems of their rational use.* 2009, 1 (63): 106–116. [In Russian].

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

Журнал рассматривает для публикации научные статьи по основным направлениям исследований в полярных областях Земли: океанологии, физике атмосферы и гидросферы, метеорологии и климатологии, гидрологии суши и гидрохимии, гляциологии и криологии, геоморфологии и эволюционной географии, ледотехнике, геологии и геофизике. Также представляют интерес работы по экологии, биоценологии и биогеографии, социальной географии и социальной антропологии, исследующих изменения в полярных регионах.

В издании публикуются новые результаты научных исследований, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи, очерки по истории полярных исследований и краткие сообщения, посвященные памятным датам (по заказу редакции). Все статьи проходят двойное анонимное рецензирование.

Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Автор(ы) статьи должны подтвердить, что эта статья ранее не была опубликована, а также не представлена для рассмотрения и публикации в другом журнале.

Все материалы представляются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста, рисунков (см. требования к рисункам) и файла с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Summary на русский язык).

Ключевые слова должны отражать основное содержание статьи, повторять термины из текста статьи и по возможности не повторять термины заглавия; следует помнить, что эти слова должны облегчить поиск статьи средствами информационно-поисковой системы.

Summary должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Summary на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии, не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует

также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Далее продолжается информация на русском языке: ключевые слова в соответствии с русским алфавитом (не более 10), краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) — и начинается текст статьи.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

Основной текст разбивается на разделы. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.). Благодарности и ссылки на гранты или темы даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).

Подписи под рисунками даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

Рисунки и фотографии помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PSD, и в векторных — CDR (версии X6 и старше) или AI (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке. Все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подписуточных подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

Таблицы. Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис. 1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом: при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

В списке литературы (под заголовком «Список литературы») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады)).

Далее прилагается второй список литературы (References). В списке на латинице строго сохраняются те же последовательность и нумерация источников, что и в «традиционном» списке. Ссылки на иностранные источники приводятся в обоих списках литературы.

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики/ Arctic and Antarctic Research».

Редакция извещает авторов о возможной выборочной проверке присланных для публикации статей в системе «Антиплагиат».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал “Проблемы Арктики и Антарктики”». Он размещен на странице журнала по адресу: http://www.aari.ru/misc/publicat/req_pub_aanii_.pdf и обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Подписано в печать 02.04.2019
Формат 70×100 1/16
Тираж 100

Печать цифровая
Печ. л. 7,25
Заказ №

Типография издательства Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29