

ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow

Том 56, №1, 2016

молс рив ээл * лёд и снег



Том **56**
№ **1**, 2016



НАУКА

Журнал продолжает основанное в 1961 г. периодическое издание
«Материалы гляциологических исследований»
Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)
The journal continues the series
«Data of Glaciological Studies» established in 1961
Four issues per year. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)
Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН

Состав редколлегии:

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков
Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева
Редактор – Л.С. Дмитриева

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук В.Р. Алексеев, д-р Т. Вихма (Финляндия),
канд. геогр. наук Н.А. Володичева,
канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),
д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),
д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов,
канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,
канд. геогр. наук А.А. Медведев, проф. Б. Мессерли (Швейцария),
д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),
канд. геогр. наук Н.И. Осокин, д-р геогр. наук В.М. Плюснин,
канд. геогр. наук В.В. Попова, д-р Д. Райно (Франция),
д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,
акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,
канд. геогр. наук С.А. Сократов,
чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),
д-р геогр. наук И.Е. Фролов, канд. геогр. наук Т.Е. Хромова,
д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov
Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva
Editor – Lyubov S. Dmitrieva

Members of the editorial board:

V.R. Alexeev, K.V. Chistyakov, I.E. Frolov,
A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief), V.N. Golubev,
P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov, V.Ya. Lipenkov,
Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, B. Messerli (Switzerland),
V.N. Mikhalevko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, V.M. Plyusnin,
V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatina, I.V. Seversky,
S.A. Sokratov, O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),
T. Vihma (Finland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:
С.Н. Волосевич, Л.В. Набокова, П.Р. Накалов, Т.В. Сковородина

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,
ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.
Тел.: 8-(499) 124-73-82
khronika@mail.ru

Сайт журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

At this site you can find an extended summary
and list of references in English for each published article

Фото на обложке: Подвижка ледника РГО на Памире, завершившаяся летом 2008 г.
Фото сделано 24 февраля 2008 г. А.Ш. Хомидовым.

Photo on the cover: Surge of RGO Glacier in the Pamirs terminated in summer 2008.
Photo made in February 24, 2008 by A.Sh. Khomidov.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 56, № 1, 2016

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2016

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- P.A. Toropov, V.N. Mikhaleiko, S.S. Kutuzov, P.A. Morozova, A.A. Shestakova.* Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years 5
- N.A. Budantseva, B.R. Mavlyudov, Ju.N. Chizhova, Yu.K. Vasil'chuk.* Oxygen isotopic composition of ice of the glacier № 30, Suntar-Khayata Mountains 20
- D.A. Ganyushkin, K.V. Chistyakov, E.P. Kunaeva, I.V. Volkov, D.V. Bantsev.* Current glaciation of the Chikhachev ridge (South-Eastern Altai) and its dynamics after maximum of the Little Ice Age 29

Snow Cover and Avalanches

- A.A. Volchek, D.A. Kostyuk, D.O. Petrov.* Water equivalent of snow retrieved from data of passive microwave scanning with the use of artificial neural networks over the Russian Federation territory 43
- N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy.* Spatial distribution of the snow thermal resistance on the Russian territory and its impact on the ground freezing and thawing 52

Ground Ice and Icings

- V.V. Malakhova, E.N. Golubeva.* Estimation of the permafrost stability on the East Arctic shelf under the extreme climate warming scenario for the XXI century 61

Sea, River and Lake Ice

- V.R. Alekseev.* Long-term variability of the spring taryn-aufeises 73

Palaeoglaciology

- K.V. Polishchuk, S.R. Verkulich, I.S. Ezhikov, Z.V. Pushina.* Postglacial relative sea level change at Fildes Peninsula, King George Island (West Antarctic) 93
- A.N. Nazarov, V.S. Myglan, L.A. Orlova, I.Y. Ovchinnikov.* Activity of Maly Aktru Glacier (Central Altai) and changes tree line fluctuations in its basin for a historical period 103

Travels, Discoveries

- O.V. Kovalev, M.N. Andreev, V.V. Rice.* Pykrete is the frozen composite material of the World War II 119

Critique and Bibliography

- Glacial tragedy. Review by Yu.V. Efremov on the book written by V.M. Kotlyakov, O.V. Rototaeva, G.A. Nosenko, L.V. Desinov, N.I. Osokin, R.A. Chernov «Karmadon catastrophe: what happened and what we should wait for in future». Moscow: Publishing House «Kodeks», 2014. 184 p. 128

Reviews and News

- M.Yu. Moskalovsky.* Current trends of natural processes in Polar Regions of the Earth and prospects for the Russian polar research: The 11th conference in Sochi 131
- The prospects for Russian polar researches in light of the development of the International Polar Partnership Initiative 140

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- П.А. Торопов, В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, П.А. Морозова, А.А. Шестакова.* Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет 5
- Н.А. Буданцева, Б.Р. Мавлюдов, Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук.* Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята 20
- Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, Е.П. Кунаева, И.В. Волков, Д.В. Банцев.* Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода 29

Снежный покров и снежные лавины

- А.А. Волчек, Д.А. Костюк, Д.О. Петров.* Оценка водного эквивалента снега по данным пассивного микроволнового сканирования земной поверхности с использованием искусственных нейронных сетей для территории Российской Федерации 43
- Н.И. Осокин, А.В. Сосновский.* Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов 52

Подземные льды и наледи

- В.В. Малахова, Е.Н. Голубева.* Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в. 61

Морские, речные и озёрные льды

- В.Р. Алексеев.* Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов 73

Палеогляциология

- К.В. Полешук, С.Р. Веркулич, И.С. Ёжиков, З.В. Пушина.* Послеледниковые изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) 93
- А.Н. Назаров, В.С. Мыглан, Л.А. Орлова, И.Ю. Овчинников.* Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период 103

Путешествия, открытия

- О.В. Ковалев, М.Н. Андреев, В.В. Райс.* Пайкерит — льдокомполит Второй мировой войны 119

Критика и библиография

- Ю.В. Ефремов.* Ледниковая трагедия. О книге В.М. Котлякова, О.В. Рототаевой, Г.А. Носенко, Л.В. Десинова, Н.И. Осокина, Р.А. Чернова «Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше». М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с. 128

Обзоры и хроника

- М.Ю. Москалевский.* Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований: 11-я конференция в Сочи 131
- Перспективы российских полярных исследований в свете подготовки Международной полярной партнерской инициативы 135

На платформе Web of Science появилась база данных лучших российских журналов, в которую входит и журнал «Лёд и Снег»

Редколлегия журнала «Лёд и Снег» сообщает, что наш журнал включён в новый «ваковский» список периодических изданий, т.е. все статьи, опубликованные в журнале, могут рассматриваться при защите кандидатских и докторских диссертаций.

25 ноября 2015 г. была подана заявка на регистрацию журнала «Лёд и Снег» в международной базе данных Scopus. Судя по поступившему ответу, рассмотрение заявки может занять несколько месяцев.

Но главная новость заключается в том, что журнал «Лёд и Снег» в числе самых качественных и авторитетных российских научных журналов включён в базу данных на ведущей мировой платформе Web of Science. Компания Thomson Reuters и научная электронная библиотека eLibrary.ru объявили о запуске проекта Russian Science Citation Index (RSCI). База RSCI стала четвёртой региональной на платформе после латиноамериканской, китайской и корейской. На данный момент в неё входит 652 российских журнала, выделенных экспертами в результате многоэтапного отбора.

Подписчикам Web of Science уже доступны все материалы российской базы данных, а на сайте РИНЦ можно увидеть полный перечень журналов, принятых в базу по результатам экспертизы. База Russian Science Citation Index полностью интегрирована с общей базой научных статей Web of Science. Таким образом, десятки миллионов международных пользователей платформы Web of Science получают прямой доступ к RSCI, а тем самым и к журналу «Лёд и Снег».

Оценка и тщательный отбор российских научных журналов производились рабочей группой по результатам многоуровневой экспертизы. Решение о включении журнала в состав RSCI рабочая группа принимала в соответствии с заключениями тематических экспертных советов, полученными на основании оценки библиометрических показателей журнала, рассчитанных в РИНЦ, результатов оценки журналов экспертами по основным тематическим направлениям и общественной экспертизы журналов ведущими российскими учеными. Результаты общественной экспертизы практически на 90% совпали с результатами, полученными рабочей группой. Лишь 652 российских журнала, включая журнал «Лёд и Снег», соответствовали критериям Web of Science.



Члены редколлегии журнала «Лёд и Снег» на очередном заседании 25 декабря 2015 г., посвящённом, в числе прочего, и 55-летию со дня выхода в свет первого номера предшественника нашего журнала — серии «Материалы гляциологических исследований (МГИ)»

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-5-19

Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет

© 2016 г. П.А. Торопов^{1,2*}, В.Н. Михаленко², С.С. Кутузов², П.А. Морозова², А.А. Шестакова¹¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ²Институт географии РАН, Москва**tormet@inbox.ru*

Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years

P.A. Toropov^{1,2*}, V.N. Mikhlenko², S.S. Kutuzov², P.A. Morozova², A.A. Shestakova¹¹Lomonosov Moscow State University, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia**tormet@inbox.ru*

Article accepted for publication on December 14, 2015

Keywords: *glacio-climatology, mountain meteorology, the Elbrus climate, melting glaciers in the Caucasus.*

Summary

The temperature and radiation regimes of the Elbrus mountain area were reconstructed for summer seasons of 1948–2013 using observational data obtained by expeditions of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences and the Faculty of Geography of the Lomonosov Moscow State University together with NCEP/NCAR reanalysis. This made possible to analyze in details the meteorological conditions and to calculate statistical characteristics of both the air temperature and the radiation components. The reanalysis data were compared with the observational ones for the purpose to estimate an applicability of the reanalysis techniques for reconstruction of the Elbrus temperature regime. Using the above data the temperature trends were analyzed for the last 65 years, and the hypothesis on possible physical mechanisms of intensive glacier melting of the Central Caucasus in the XXI century had been formulated.

Статья принята к печати 14 декабря 2015 г.

Ключевые слова: *гляциоклиматология, горная метеорология, климат Эльбруса, таяние ледников Кавказа.*

На основе материалов наблюдений, полученных в экспедициях Института географии РАН и географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, в сочетании с данными реанализа NCEP/NCAR проведена реконструкция температурного и радиационного режима Эльбруса в летний сезон за период 1948–2013 гг. Проанализированы данные метеорологических измерений, оценены основные статистические характеристики рядов температуры и компонентов радиационного баланса. Выполнено сравнение данных реанализа с натурными исследованиями, сделаны предположения о применимости реанализа для реконструкции термического режима горы Эльбрус. На основе восстановленных данных анализируются тренды температуры за последние 65 лет, формулируется гипотеза о возможных физических механизмах интенсивного таяния ледников Центрального Кавказа в XXI в.

Введение

Результаты многочисленных исследований, выполненных в последние 10–15 лет, показали, что в высокогорных районах Земли рост температуры воздуха происходит достаточно интенсивно [18, 20]. Так, в горах Тибета среднегодовая температура на высоте 4500–5000 м над ур. моря (во всей статье даётся высота над

уровнем моря) за последние 30 лет повысилась на 0,3–0,4 °С, в то время как в среднегорных районах (1500–2500 м) – на 0,1–0,2 °С [20, 25]. В Андах, по данным 268 метеостанций (далее МС), общий тренд потепления с 1939 по 2000 г. составил 0,1 °С, а в период 1985–2000 гг. его величина достигала 0,33 °С [23, 24]. В Альпах величина тренда потепления за 1904–2004 гг. составила 0,14 °С [14, 18]. В работе [20] пока-

зано, что в горных районах в диапазоне высот 500–4500 м тренд потепления выражен сильнее, чем в свободной атмосфере. Однако по высокогорным районам Кавказа однозначных выводов о трендах климатических изменений в XX–XXI вв. пока не сделано.

Результаты исследований метеорологического режима высокогорных областей актуальны при решении задач валидации данных ледниковых кернов [13, 15], оценке регионального отклика горного климата на глобальные изменения [6, 9, 12, 16], изучении физических механизмов формирования крупных аномалий баланса массы горных ледников [2, 11, 24]. Из-за отсутствия долгопериодных наблюдений по большинству высокогорных районов Земли нередко привлекаются результаты численных моделей атмосферы. Такой подход реализован, например, в работе [13], авторы которой выполнили статистический анализ ряда метеорологических наблюдений продолжительностью около одного года на высоте 6000 м на вулкане Сахама (Анды, Боливия), а также провели сравнение с материалами долинных метеостанций и с данными реанализа NCEP/NCAR. Показана неплохая корреляция между натурными и модельными данными (для температуры воздуха коэффициент корреляции составил 0,85). На этом основании считается корректным восстановление метеорологического режима соответствующей высокогорной области по данным реанализа в последние десятилетия. Реанализ использовался также для восстановления метеорологического режима горы Килиманджаро [19].

В настоящей работе на основе материалов наблюдений, полученных в экспедициях Института географии РАН и географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в 1934–1935, 1959–1963, 2007 и 2013 гг., в сочетании с данными реанализа NCEP/NCAR проведена реконструкция температурного и радиационного режима горы Эльбрус в летний сезон (июнь–август) за период 1948–2013 гг. Температурный режим и компоненты радиационного баланса выбраны для анализа ввиду их первостепенного значения в формировании аномалий абляции в летний сезон [1, 2]. На основе восстановленных данных анализируются тренды температуры за последние 65 лет.

Материалы и методы исследований

Станционные наблюдения и реанализ. В работе использовались данные сетевой метеостанции (МС) Росгидромета Терскол и результаты фрагментарных метеорологических измерений на склонах Эльбруса. Впервые такие наблюдения выполняли в рамках первой Эльбрусской экспедиции Академии наук СССР в июле–августе 1934–1935 гг. [3] на МС Терскол, Кругозор и Приют Девяти (табл. 1). Вторая Эльбрусская экспедиция была организована географическим факультетом МГУ в 1957–1959 гг. в рамках Международного геофизического года под руководством Г.К. Тушинского; эти наблюдения под руководством А.П. Волошиной были продолжены в 1961 и 1962 г. в экспедиции Института географии АН СССР [1, 2]. В обеих экспедициях проводили метеорологические наблюдения на МС Ледовая База, а также вели метеорологические и актинометрические измерения вдоль южного склона Эльбруса от МС Кругозор до МС Седловина (см. табл. 1).

В ходе научно-исследовательских экспедиций Института географии РАН и МГУ на Эльбрусе в 2007 и 2013 г. выполнены основные метеорологические измерения с помощью автоматических метеостанций ANDERRA и DAVIS (см. табл. 1). МС ANDERRA функционировала на Западном плато Эльбруса в 2007 г. на высоте 5150 м. Данная точка относится к области аккумуляции ледника Кюкюртлю и характеризуется субгоризонтальной снежной поверхностью и практически полной открытостью горизонта. В 2013 г. в этой же точке измерялись основные метеорологические величины с помощью автоматической МС DAVIS. Ещё одна такая станция функционировала вблизи нижней границы области питания ледника Гарабаши. Она была установлена в 2013 г. на высоте 3850 м на лавовом потоке, разделяющем ледники Гарабаши и Малый Азау (рис. 1). На кромке восточного кратера Эльбруса (5600 м) весь 2013 г. работал температурный датчик с радиационной защитой S-TMB-M002, установленный на стенке скального выступа (см. табл. 1). Также использованы результаты автоматизированных измерений компонент радиационного баланса, которые проводили весь летний сезон на субгоризонтальной поверхности ледника Джанку-

Таблица 1. Натурные данные, использованные для восстановления метеорологического режима горы Эльбрус

Станция, высота	Приборы*	Частота измерений	Период измерений	Температура T , °C	Относительная влажность F , %	Скорость ветра V , м/с	Балл облачности N , балл	Компоненты радиационного баланса B , Вт/м ²
Терскол, 2150 м	Стандартное оборудование Росгидромета	3 часа	Летние сезоны 1970–2013 гг.	0,1	5	0,5–2	0,5	—
Гарабаши 3850 м	Метеостанция DAVIS	15 мин.	23.06.–31.08. 2013	0,4	10	0,5–2	—	20
Западное плато, 5150 м	Метеостанция DAVIS, пиранометр и балансомер Янишевского	15 мин.	27.06.–01.07. 2013	0,4	10	0,5–2	0,5	15
Восточная Вершина, 5600 м	Датчик температуры S-TMB-M002	30 мин.	01.07.–30.09. 2013	0,2	—			
Язык ледника Джанкуат, 3000 м	Метеостанция CAMPBEL и радиометры KEEP&ZONEN	15 мин.	15.06.–10.09. 2013	0,2	5	0,5–2	—	15
Западное плато, 5150 м	Метеостанция ANDERRA	3 часа	01.08.–30.09. 2007	0,2	5	0,5–2	—	15
Профиль от Кругозора до Седловины, 3000–5300 м*		3 часа	Летние сезоны 1958–1960 гг.	0,2	5	0,5–2	0,5	20
Кругозор, 3000 м*		6 часов	Июль–август 1935 г.	0,2	5	0,5–2	0,5	20
Приют Девяти, 4250 м*				0,2	5	0,5–2	0,5	20
Терскол, 2150 м*				0,2	5	0,5–2	0,5	20

* Типы приборов, использованные для измерений на этих станциях, — неизвестны, как и их точность, и высота вертикальных уровней, на которых проводились измерения. В таблице приведены величины, соответствующие стандартам ВМО и требованиям Госкомгидромета СССР в 1960-е годы. Использованы осреднённые результаты измерений, опубликованные в работах [2, 3]. Прочерки — отсутствие данных.

ат на высоте 3000 м. Ледник Джанкуат — объект исследования, входящий во Всемирную гляциологическую сеть. Он расположен в 25 км к юго-востоку от пос. Терскол в верховьях долины р. Адыл-Су. Измерения температуры и характеристик влажности во всех описанных точках (за исключением Восточной Вершины) выполнялись на высоте 2 м над поверхностью, а измерение компонент радиационного баланса — на уровне 1 м, что соответствует рекомендациям Росгидромета.

Реанализ представляет собой численную технологию обработки и усвоения данных глобальной системы метеорологических наблюдений с использованием полной гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы. Реанализ содержит поля более 300 гидрометеорологических величин с временным разрешением от 3

до 12 часов, характеризующих всю толщу атмосферы, подстилающую поверхность и деятельный слой. Величины, которые в первую очередь зависят от данных наблюдений и характеризуются относительно небольшой пространственно-временной изменчивостью, воспроизводятся моделями неплохо. Например, ошибка температуры воздуха в свободной атмосфере по данным реанализа по сравнению с аэрологическими данными обычно не превышает ± 1 °C [www.noaa.gov]. Величины, которые сильнее зависят от свойств численных моделей, отличаются более существенными погрешностями. К ним относятся осадки (ошибка может достигать 50%) и компоненты радиационного баланса (до 50 Вт/м²) [www.noaa.gov]. Отличительная черта реанализа NCEP/NCAR, используемого в данной работе, — его долгопериодность: он досту-

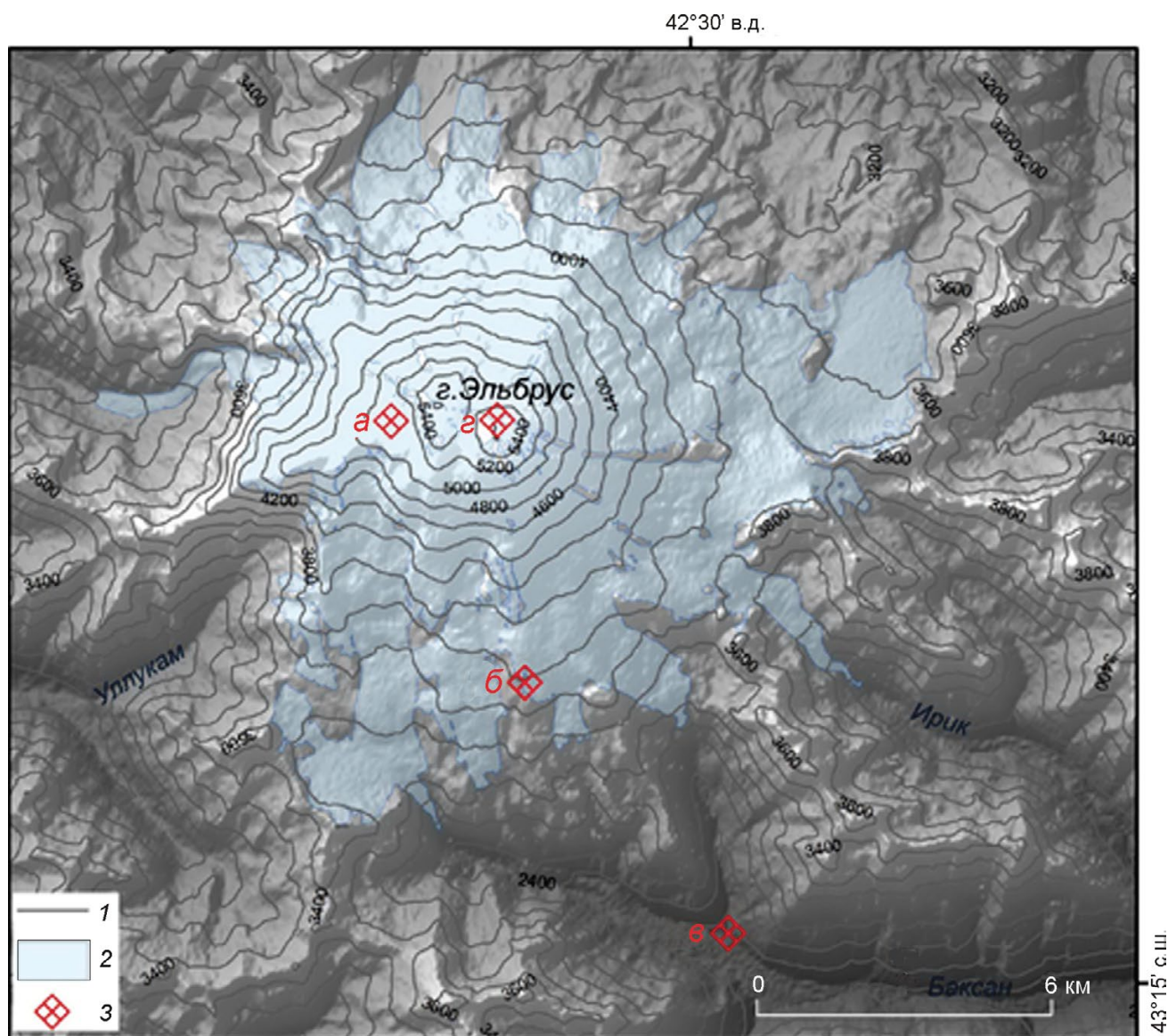


Рис. 1. Карта-схема района исследований Института географии РАН и географического факультета МГУ в 2013 г.: 1 – изогипсы, м над ур. моря; 2 – площадь, занятая оледенением; 3 – точки расположения метеостанций, высота в м над ур. моря: а – МС Западное плато, 5150 м; б – МС Гарабаш, 3850 м; в – МС Терскол, 2150 м; г – МС Восточная Вершина, 5600 м
Fig. 1. A schematic map of the study area of the RAS Institute of Geography and Geography Faculty of Moscow State University in 2013:

1 – isohypses, m.a.s.l.; 2 – the area occupied by ice; 3 – point location of weather stations (WS): а – WS West Plateau 5150 m.a.s.l.; б – WS Garabashi 3850 m.a.s.l.; в – WS Terskol, 2150 m.a.s.l.; г – WS Eastern Peak 5600 m.a.s.l.

пен для любой точки земного шара за период 1948–2014 гг. Используется реанализ температуры воздуха, скорости ветра (пространственное разрешение 2,5°), а также компонент радиационного баланса (пространственное разрешение 1,9°) за летний сезон с 1948 по 2013 г.

Методика восстановления долгопериодных рядов метеорологических величин. Для периода инструментальных наблюдений (см. табл. 1)

в точку расположения метеостанции из четырёх ближайших узлов сетки выполнялась билинейная интерполяция среднесуточных данных о температуре воздуха и скорости ветра. На МС Западное плато данные интерполировались на изобарической поверхности 500 гПа, на МС Гарабаш – 700 гПа, на МС Терскол – 850 гПа. Билинейный метод приемлем для интерполяции температуры воздуха и скорости ветра в сво-

бодной атмосфере ввиду относительно небольшой пространственной изменчивости полей. Так, в работе [4] показано, что для среднесуточных значений температуры в свободной атмосфере радиус значимой корреляции выбранного узла сетки с окружающими точками колеблется в пределах 400–500 км. Кроме того, во многих работах, в частности в [7], показано, что ошибки реанализа даже для средних месячных величин превышают погрешности, связанные с выбором метода интерполяции модельных данных. Поэтому в рамках данной работы выбор метода билинейной интерполяции обоснован.

Восстановленный таким образом ряд среднесуточных значений реанализа сравнивался со среднесуточными данными метеостанций. Такое сравнение проводилось для каждой станции по имеющимся периодам наблюдений (см. табл. 1). Для каждой пары рядов наблюдений и реанализа, а также для ряда разности между ними были рассчитаны типичные статистические характеристики, используемые при оценке метеорологических полей [5]. Были получены эмпирические функции распределения, подобраны наиболее близкие к теоретическим типы распределения с использованием критерия χ^2 , определён критерий Фишера, оценены нормированные коэффициенты корреляции. Исходя из полученных результатов статистического анализа, сделаны выводы о применимости данных реанализа для восстановления метеорологических условий горы Эльбрус.

Анализ результатов

Метеорологический режим по данным наблюдений. На рис. 2 представлены некоторые результаты измерений 2007 и 2013 гг. Остановимся подробнее на температуре воздуха (см. рис. 2, а, в). Хорошо видно, что её изменчивость на МС Гарабаши и Западное плато определяется суточными колебаниями и синоптической изменчивостью. Спектральный анализ

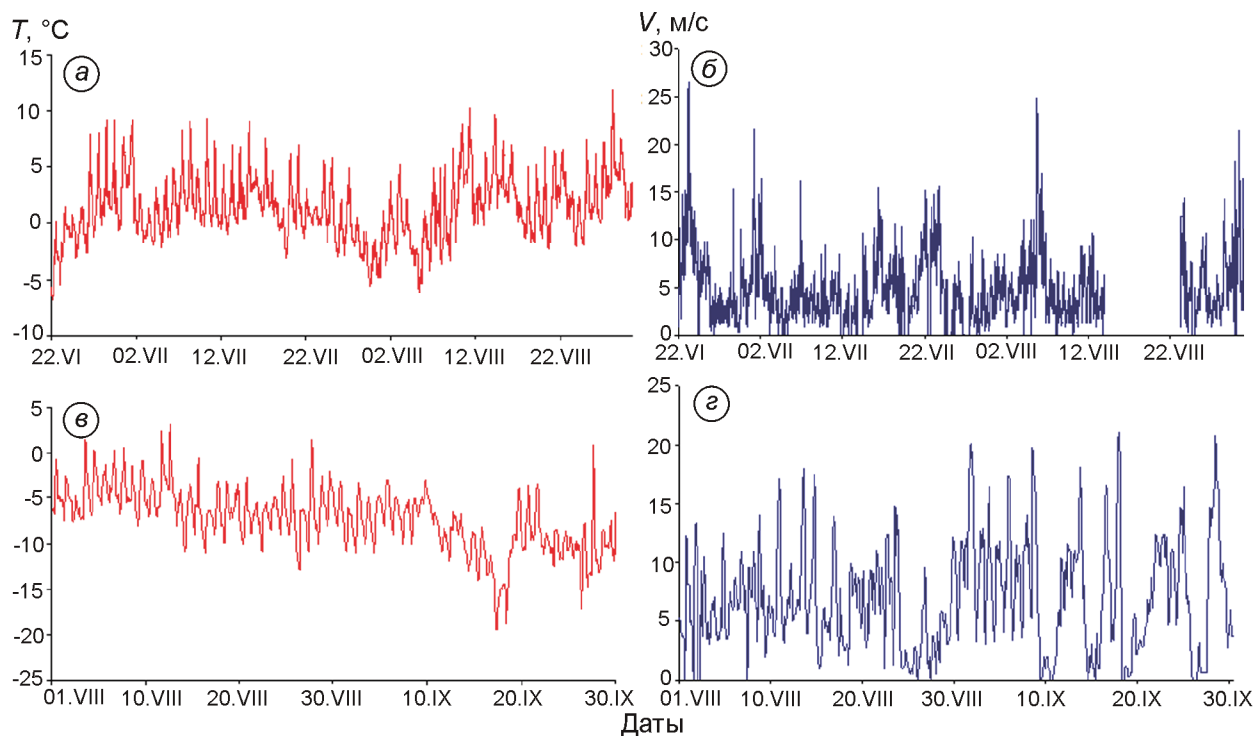


Рис. 2. Некоторые результаты метеорологических наблюдений:

температура воздуха (а) и максимальная скорость ветра (б) на леднике Гарабаши 23.06.—31.08.2013 г.; температура воздуха (в) и максимальная скорость ветра (г) на Западном плато 01.08.—30.09.2007 г.

Fig. 2. Some meteorological observational data:

air temperature (а) and maximum wind speed (б) on the Garabashi Glacier 23.06.—31.08.2013; air temperature (в) and maximum wind speed (г) at the Western Plateau 01.08.—30.09.2007

Таблица 2. Характеристики суточного хода метеорологических величин у подножия и на склонах Эльбруса*

Станция	Температура, °C			Относительная влажность, %			Порыв ветра, м/с		
	max	min	ampl	max	min	ampl	max	min	ampl
Терскол	18,3 (±5)	6,6 (±4)	11,7 (±4)	90 (±10)	50 (±20)	40 (±20)	3,2 (±2,5)	1,6 (±1,5)	1,6 (±1,0)
Гарабаши	3,7 (±4)	−0,3 (±3)	4 (±2)	90 (±10)	76 (±10)	14 (±10)	5,5 (±5)	3,5 (±3)	2 (±2)
Западное плато	−5,5 (±5)	−10,1 (±5)	4,6 (±2)	75 (±25)	55 (±25)	20 (±20)	9,5 (±5)	4,5 (±4)	5 (±4)

* Средние максимумы — max; средние минимумы — min; средняя амплитуда — ampl; в скобках в табл. 2 и 3 указаны среднеквадратические отклонения величин; длина выборки — 2 месяца (для МС Терскол и Гарабаши — июль–август 2013 г.; для МС Западное плато — август–сентябрь 2007 г.).

температурного ряда по МС Гарабаши показал, что вклад суточной гармоник в общую дисперсию составил 60%, в то время как 30% изменчивости приходится на пики, период которых соответствует синоптической изменчивости (3–7 суток). Ещё 10% приходится на серию колебаний с периодом 2–12 часов, которые связаны с местными эффектами (фёны, горно-долинные и ледниковые ветры). Для сравнения мы выполнили спектральный анализ по МС Терскол за весь тёплый период 2013 г., т.е. с 1 мая по 30 сентября 2013 г. Оказалось, что вклад суточного хода температуры в общую дисперсию составил 85%, в то время как процессов синоптического масштаба — 10%. Об этом же свидетельствуют и осреднённые характеристики самого суточного хода (табл. 2). На высокогорных метеостанциях его величина в 2,5–3 раза меньше, чем на МС Терскол. Этот эффект объясняется существенно меньшей амплитудой радиационного баланса в высокогорных заснеженных областях из-за дневного увеличения потока отражённой радиации (рис. 3). Кроме того, поверхность Западного плато Эльбруса находится в непрерывном взаимодействии с воздухом свободной атмосферы, который практически независим от суточного хода радиационного баланса. На уровне свободной атмосферы более заметным становится вклад синоптических и мезомасштабных процессов.

Длина выборок метеорологических наблюдений позволяет достаточно надёжно оценить основные статистические характеристики рядов измерений. Исключение — ряд наблюдений на Западном плато с 27 июня по 1 июля 2013 г. Результаты простейшего статистического анализа приведены в табл. 3, из которой видно, что по всем рядам (объём выборки меняется от 5 до 62 суток, см. табл. 1) среднесуточный темпера-

турный градиент вдоль южного склона Эльбруса в период абляции составляет 0,6 °C/100 м в нижней части склона (2150–3850 м) и 0,7 °C/100 м — в верхней (3850–5150 м). Эти величины достаточно устойчивы: среднеквадратическое отклонение по выборкам (табл. 4) в нижней части склона составляет примерно ±0,3 °C, а в верхней равно ±0,1 °C. По исследуемым выборкам 2007 и 2013 г. случаев температурной инверсии не обнаружено. Зафиксировано три срока, которые характеризовались изотермией на участке Терскол — Гарабаши. Ещё несколько послеполюденных сроков характеризуются значениями градиента, превышающими 1 °C/100 м. Похожие значения градиентов температуры получены и в результате работы Эльбрусской экспедиции 1935 г. [3].

Во всех выборках, приведённых в табл. 4, прослеживается суточный ход градиента температуры вдоль южного склона. По данным наблюдений 2013 г., на всей протяжённости склона минимальное значение вертикального градиента температуры, соответствующее случаям изотермии или даже инверсии, отмечается в 3:00. Скорее всего, ночное уменьшение градиента связано с формированием тонких слоёв температурных инверсий в нижней части склона (на участке Терскол — Кругозор). Чаще всего такие инверсии формируются в результате радиационного выхолаживания долины и образования подынверсионного облачного слоя. Максимальные значения градиента температуры приходятся на предполуденные часы (9:00–12:00), когда в условиях малооблачной погоды отмечается максимальное температурное различие между подстилающей поверхностью долины и заснеженными склонами. В 13:00–19:00 в результате формирования конвективной облачности, а затем вечерней фазы горно-долинной циркуляции ра-

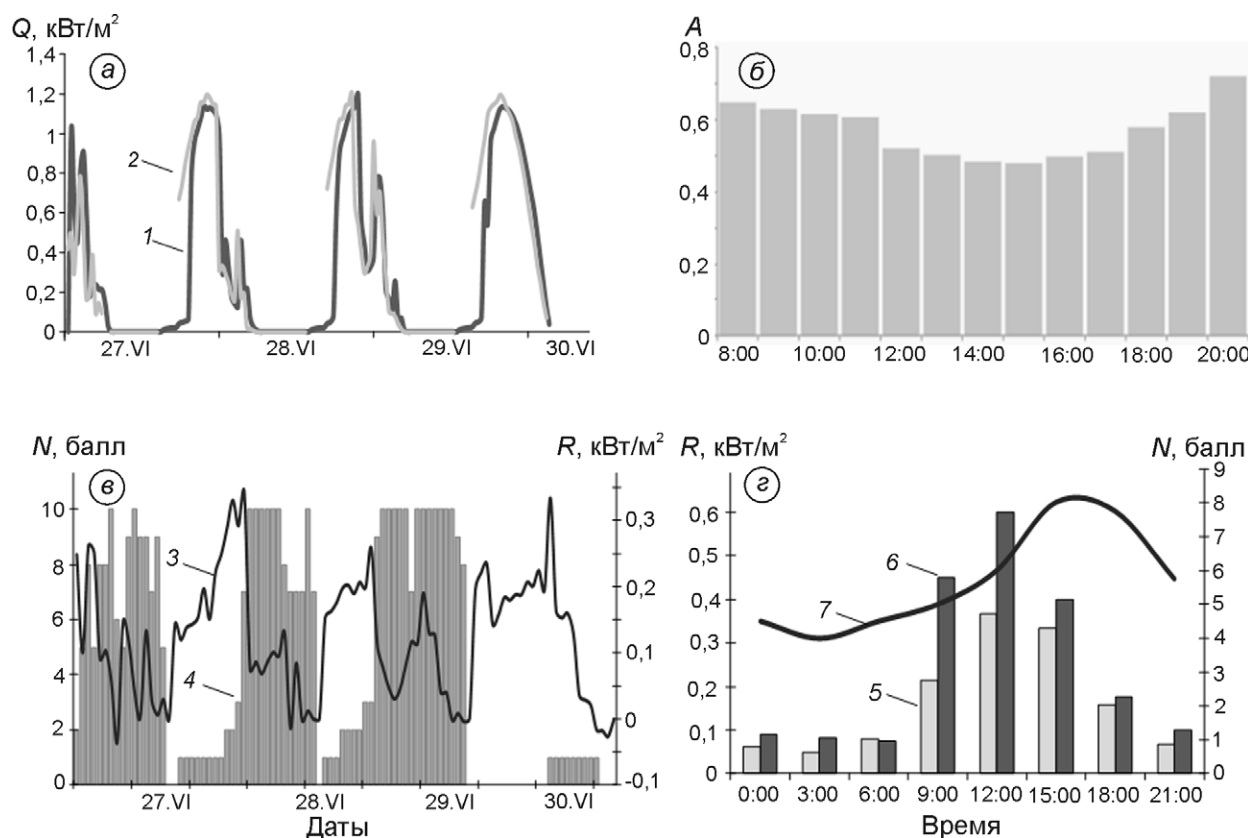


Рис. 3. Радиационный режим Западного плато Эльбруса:

a – приходящая коротковолновая радиация Q , 27.06.–01.07.2013 г.: 1 – по данным метеостанции DAVIS; 2 – по данным пиранометра Янишевского; *б* – осреднённый суточный ход альбедо A , 27.06.–01.07.2013 г.; *в* – радиационный баланс R , 27.06.–01.07.2013 г. (3) и балл облачности N (4); *г* – суточный ход радиационного баланса R на Западном плато (5) и на леднике Джанкуат (6), а также балла облачности в Терсколе (7), осреднённые за период 01.08–31.08.2007 г.

Fig. 3. Radiation regime of the Western Plateau of Mount Elbrus:

a – the incoming shortwave radiation Q , 27.06.–01.07.2013: 1 – meteorological station DAVIS; 2 – Janiszewski pyranometer; *б* – the averaged diurnal variation of the albedo A , 27.06.–01.07.2013; *в* – radiation balance R , 27.06.–01.07.2013 (3) and cloud amount N (4); *г* – the averaged diurnal radiation budget on the Western plateau (5) and on Dzhankuat (6), and cloudiness in Ter-skol (7), averaged by 01.08–31.08.2007.

диационный эффект нивелируется и величина градиента уменьшается.

Радиационный режим по данным наблюдений.

Результаты измерения компонент радиационного баланса приведены на рис. 3 и в табл. 5. По данным измерений, которые проводились в условиях ясной погоды и горизонтальной видимости более 50 км, в даты, близкие к летнему солнцестоянию, величина приходящей коротковолновой радиации на Западном плато достигала 1205 Вт/м². Согласно оценкам в работах [1, 2], на седловине Эльбруса (примерно на тех же высотах) в случае исключительно больших значений коэффициента прозрачности (0,98) величина приходящей коротковолновой радиации в послеполуденные часы в день летнего солнцестояния составляет 1230 Вт/м², т.е. измеренная величина близка к максимальной годовой. Близкие оценки приходящей коротковолновой радиации по Альпам и Скалистым горам на высотах около 3000 м даны в работах [8, 17].

Для диапазона высот 3000–5000 м характерен незначительный вертикальный градиент приходящей коротковолновой радиации. Например, между двумя точками с разницей абсолютных высот 2200 м (Западное плато на Эльбрусе и язык ледника Джанкуат) различие между значениями приходящей коротковолновой радиации составило 55 Вт/м², или 3 (Вт/м²)/100 м.

Основную роль в формировании радиационного баланса в высокогорных условиях играет альбедо. Именно за счёт потока отражённой ра-

Таблица 3. Основные статистические характеристики рядов на станциях Гарабаши и Западное плато*

Станция	Период наблюдений	Температура, °C			Влажность, %			Скорость ветра, м/с	
		сред.	макс.	мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.
Терскол	01.08.–30.09.2007	11,4 (±5,7)	27,0	0,5	78 (±23)	99	15	0,8 (±0,7)	17
Западное плато		–7,3 (±3,4)	3,1	–19,1	65 (±25)	95	5	3,2 (±2,5)	21,1
Терскол	01.07.–31.08.2013	11,3 (±4,0)	25,5	0,6	78 (±16)	100	26	0,5 (±0,5)	8,0
Гарабаши		1,3 (±2,8)	11,9	–6,8	83 (±15)	99	10	2,5 (±2,3)	26,4
Восточная Вершина		–11,2 (±2,5)	–						
Терскол	27.06.–01.07.2013	13,5	23,8	5,7	69	96	27	0,2	4
Гарабаши**		2,8	9,2	–1,3	71	98	20	1,8	8,5
Западное плато		–6,7	4,8	–13,3	48	92	12	2,0	9,0

* Значения параметров: средние – сред., максимальные – макс., минимальные – мин.

** Ряд данных по ветру на МС Гарабаши неоднороден из-за периодически возникающих сбоев в работе датчика 27.06–01.07.2013 г.

Таблица 4. Осреднённые температурные градиенты ($\gamma = -\Delta T/\Delta z$) вдоль южного склона Эльбруса по данным измерений в 1935, 2007 и 2013 г.*

Участок	Период измерений	Разность высот, м	Температурный градиент γ в разное время суток** и экстремальные значения (макс., мин.), °C/100 м					
			ночь	утро	день	вечер	max	min
Терскол – Кругозор	01.08–31.08. 1935	800	–	0,04	0,7	0,36	–	–
Кругозор – Приют Девяти	01.08–31.08. 1935	1250		0,48	0,86	0,55		
Терскол – Гарабаши	01.07–31.08. 2013	1700	0,4	0,64	0,84	0,47	1,31	–0,01
Гарабаши – Восточная Вершина	01.07–1.08. 2013	1785	0,5	0,55	0,69	0,60	1,01	0,35
Терскол – Западное плато	01.08–30.09. 2007	3000	0,5	0,7	0,8	0,55	1,05	0,27

* Значения градиента температуры: максимальные – макс., соответствующие наиболее быстрому её убыванию с высотой; минимальные – мин.

** Под «временем суток» понимаются: ночь – 0:00 (в 1935 г. измерения не проводились), утро – 6:00 в 2007 и 2013 г. и 7:00 в 1935 г.; день – 12:00 в 2007 и 2013 г. и 13:00 в 1935 г.; вечер – 21:00.

Таблица 5. Характеристики суточных сумм компонент радиационного баланса по данным измерений, осреднённых за август 2007 г. (числитель) и за период 26.06–30.06.2013 г. (знаменатель), мДж/м²

Станция, высота	Коротковолновая радиация		Длинноволновый баланс E	Общий радиационный баланс B
	приходящая Q	отражённая R		
Пятигорск,* 500 м	23,8/25,5	–4,8/–5,1	–6,3/–6,0	12,7/14,4
Ледник Джанкуат, 3000 м	25,5/26,8	–7,6/–6,0	–3,4/–5,3	14,5/16,7
Эльбрус, Западное плато, 5150 м	28,8/28,4	–16,3/–17,0	–6,5/–6,1	6,0/5,3

* По станции Пятигорск существуют лишь средние многолетние данные о компонентах радиационного баланса, опубликованные в Климатическом справочнике, 1972, поэтому за 2007 и 2013 г. они были восстановлены по данным реанализа, погрешность которого в средних многолетних значениях для этой станции составляет $\pm 10\%$.

диации величина радиационного баланса на Западном плато с 9:00 до 15:00 часов примерно в 2 раза меньше, чем на леднике Джанкуат. За счёт эффекта альбедо суточная сумма радиационного баланса в высотной зоне Эльбруса в среднем на 30% меньше, чем в зоне абляции ледника Джанкуат. Согласно данным, полученным в 2013 г., средние значения альбедо на Западном плато со-

ставили 66% ($\pm 20\%$). По результатам измерений примерно в тех же условиях на седловине Эльбруса в июле–августе 1959–1963 гг. эта величина равна 74% [1], скорее всего за счёт свежеснежного покрова. По данным многолетних измерений на ледниках Джанкуат и Гарабаши, величина альбедо в области абляции на высотах около 3000 м составляет в среднем 25–30%.

Измерения на Западном плато Эльбруса показали, что величина длинноволнового баланса мало отличается от её значений в низкогорье (см. табл. 5). Судя по всему, это связано с близкими значениями разности между нисходящим и восходящим потоком длинноволновой радиации на Эльбрусе и в предгорных районах. Например, в Пятигорске тепловое излучение поверхности значительно больше, чем на Эльбрусе, за счёт существенно более высокой температуры. Однако и значения нисходящего потока длинноволновой радиации в районе Пятигорска ощутимо больше, чем на высоте 5150 м из-за большего влагосодержания в нижних слоях атмосферы по сравнению с верхними. Таким образом, при разных значениях потоков теплового излучения результирующая величина длинноволнового баланса на Эльбрусе близка к значениям в низкогорье.

На рис. 3, г представлены средний за два месяца ход радиационного баланса на Эльбрусе и леднике Джанкуат и осреднённый за этот же период ход облачности по МС Терскол. Хорошо видно, что в 15:00 и 18:00 значения радиационного баланса на Эльбрусе меньше, чем на Джанкуате всего на 10–15%, однако в 9:00 и 12:00 эти величины отличаются на 40–50%. На основе данных измерений получается, что разность между потоками приходящей солнечной радиации становятся меньше. Эффект сглаживания разности радиационного баланса между точками, расположенными на разных высотах в послеполуденные часы, связан с облачностью. Конвективная облачность в обеих точках появляется примерно в одно и то же время (между 13:00 и 15:00). Однако эффект ослабления радиации оказывается большим над ледником Джанкуат в силу большей водности кучевых облаков на высоте 3000 м по сравнению с уровнем 5000 м.

Величины радиационного баланса, полученные по леднику Джанкуат на высоте 3000 м, неплохо согласуются с измерениями, выполненными на леднике Гарабаши на высоте 3500 м. Для ледника Гарабаши средняя за июль 1960 г. суточная сумма составляла $13,1 \text{ мДж/м}^2$ [1]; по леднику Джанкуат для июля 2013 г. получена величина $13,9 \text{ мДж/м}^2$. Однако для верхних зон Эльбруса данные различных экспедиций существенно различаются. Так, в работах [1, 2] пока-

зано, что в седловине Эльбруса суточная сумма радиационного баланса близка к нулю, а в один из дней (02.08.1959 г.) равна $-1,1 \text{ мДж/м}^2$. Между тем, в схожих условиях на Западном плато, по данным автоматической станции ANDERRA, за два месяца ни разу не было зафиксировано нулевых значений радиационного баланса, а минимальные суточные суммы составили $1,5\text{--}2 \text{ мДж/м}^2$. Различия могут быть связаны с неточностью измерения длинноволновых потоков радиации балансомером Янишевского образца 1950-х годов в Эльбруских экспедициях 1959–1965 гг. Кроме того, на седловине выполнялись лишь разовые актинометрические измерения. В коротковолновых потоках различия между результатами разных экспедиций оказались небольшими (порядка 5%).

Валидация реанализа по натурным данным.

Результаты сравнения данных наблюдений и реанализа приведены на рис. 4. Коэффициент корреляции между двумя рядами температуры на МС Западное плато в 2007 г. составил 0,86, на Гарабаши в 2013 г. — 0,83, на Восточной Вершине в 2013 г. — 0,81. Даже на качественном уровне хорошо видно, что во всех рассматриваемых точках основные элементы синоптической изменчивости, характеризующие среднесуточной температурой, данные реанализа описывают достоверно в 2007 и 2013 г. В работах [4, 5] значимым коэффициентом корреляции между двумя рядами среднесуточной температуры с объёмом выборки 1000 значений считается величина 0,8. Таким образом, реанализ достоверно описывает межсуточную изменчивость температуры воздуха на склонах Эльбруса.

Аналогичные результаты получены и по МС Терскол. Однако средняя величина отклонения реанализа от натурных данных в точках расположения станций оказывается значительной: на МС Терскол она составляет $+1 \pm 1,5 \text{ }^\circ\text{C}$, на МС Гарабаши $-2,5 \pm 2,5 \text{ }^\circ\text{C}$, на МС Западное плато $-4 \pm 2,5$, на МС Восточная Вершина $+7 \pm 3,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Отклонения связаны, во-первых, с разностью реальной высоты точки расположения станции с высотой изобарической поверхности (она меняется в разной синоптической обстановке), где получены данные реанализа. Во-вторых, с микроклиматической спецификой каждой точки (интенсивное радиационное выхолаживание скального выступа, на котором расположен дат-

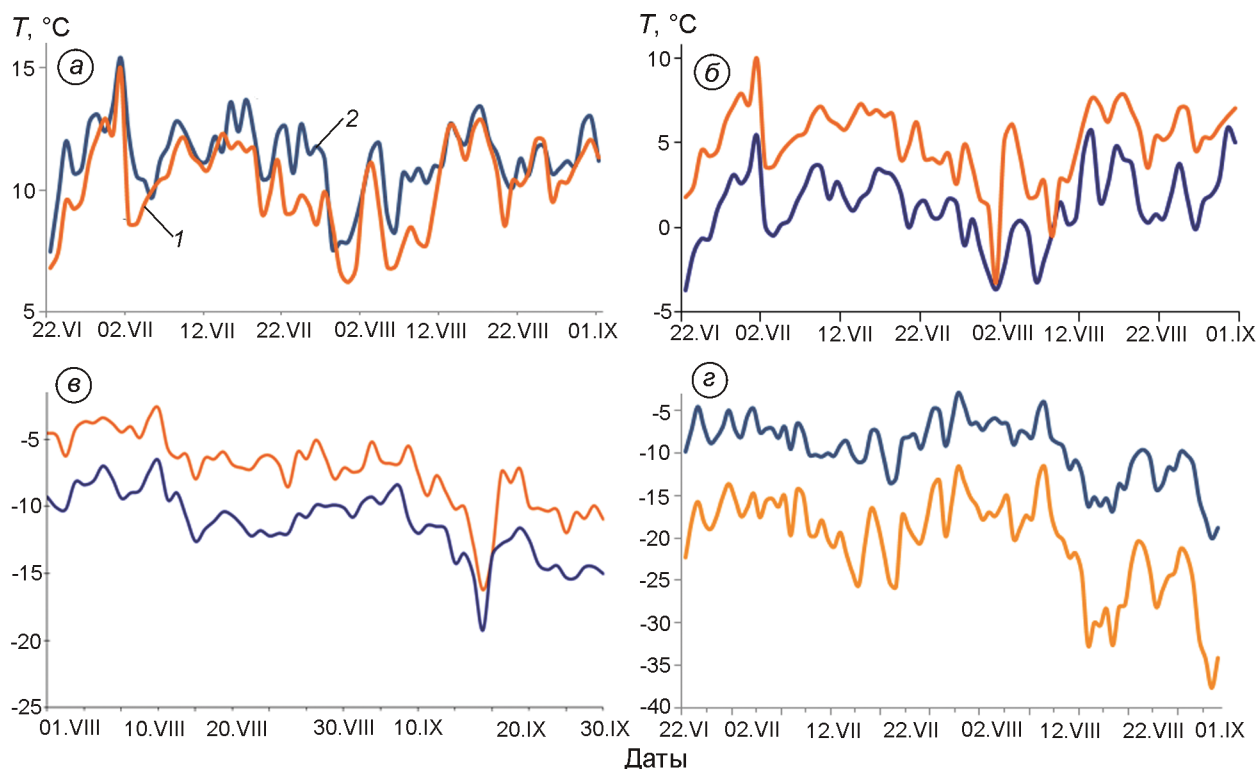


Рис. 4. Сравнение среднесуточных значений температуры по данным наблюдений (1) и реанализа на соответствующей точке станции изобарической поверхности (2):

a — на МС Терскол в 2013 г.; *б* — на МС Гарабаша в 2013 г.; *в* — на Западном плато в 2007 г.; *г* — на Восточной Вершине в 2013 г.

Fig. 4. Comparison of mean daily temperature from observations (1) and the reanalysis in corresponding to station location isobaric surface (2):

a — at the station Terskol in 2013; *б* — at the station Garabashi in 2013; *в* — on the Western Plateau in 2007; *г* — on the East peak in 2013

чик на Восточной Вершине; неадиабатические источники тепла на МС Гарабаша — теплообмен с породами лавового потока, а также адвекция тёплого воздуха из Баксанского ущелья), которую невозможно учесть в данных реанализа, относящихся к свободной атмосфере — уровню 700 гПа. Отметим, что, несмотря на значительные несоответствия в конкретных точках, величина отклонения реанализа от данных измерений подчиняется нормальному распределению ($\chi^2 = 1,9$, критерий Пирсона 0,75). Это означает, что возможно введение систематической поправки к данным реанализа, т.е. их приведение к каждой из описываемых точек. Конечно, на уровне отдельно взятых суток ошибки могут быть значительными и превышать по модулю 1 °C, но в масштабе среднемесячных значений их величина существенно минимизируется. В целом, временная изменчивость температуры в свободной атмосфере хорошо согласуется с натурными данными, полученными на Эльбрусе.

Это означает, что среднесуточные значения температуры на Эльбрусе в первую очередь зависят от синоптических процессов.

Температура воздуха удовлетворительно воспроизводится реанализом на высокогорных станциях Приэльбрусья, что даёт возможность применить процедуру восстановления температурного режима летнего сезона за период 1948–2013 гг. для условий Эльбруса. Правда, не следует забывать, что часть временной изменчивости рядов температуры (порядка 30%) реанализом всё-таки не воспроизводится, поэтому к результатам такой реконструкции следует относиться как к оценочным.

Восстановление метеорологического режима с 1948 по 2013 г. На рис. 5 представлена многолетняя межгодовая изменчивость средних сезонных аномалий температуры воздуха по МС Гарабаша и Терскол. Схожие результаты получены для МС Восточная Вершина и Западное плато. Аномалии рассчитывались как отклонение от средней

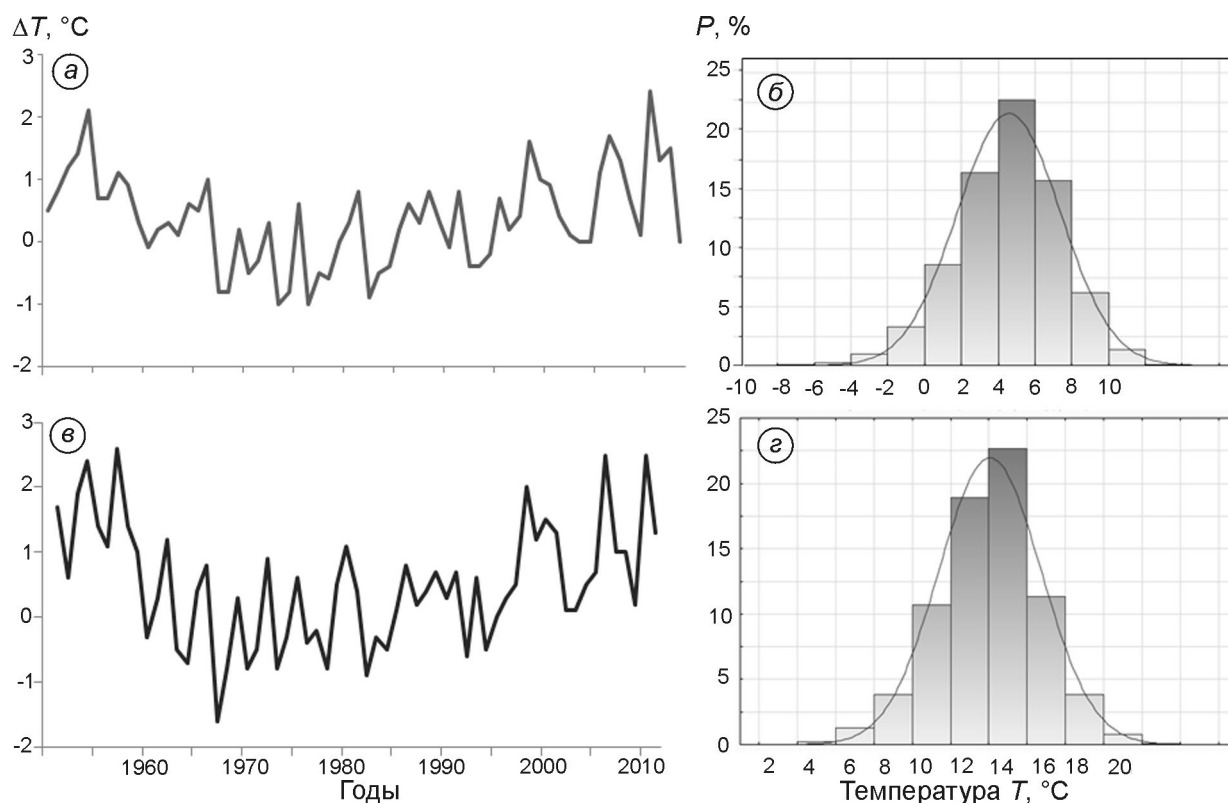


Рис. 5. Межгодовая изменчивость средней летней аномалии температуры по сравнению с нормой 1961–1990 гг.: *a* – для МС Гарабаши по данным реанализа; *б* – для МС Терскол по данным наблюдений; эмпирическая функция распределения температуры воздуха: *б* – для МС Гарабаши по данным реанализа, *г* – для МС Терскол по данным наблюдений

Fig. 5. The interannual variability of the mean summer air temperature compared to the norm 1961–1990: *a* – at the station Garabashi based on reanalysis data; *б* – for the station Terskol based on observational data; the empirical distribution function of temperature: *б* – for the station Garabashi based on reanalysis data, *г* – for the station Terskol based on observational data

многолетней сезонной температуры, полученной в результате осреднения за период 1961–1990 гг. Анализ данных показал, что статистически значимого тренда, соответствующего общей направленности изменения глобальной температуры во второй половине XX в. и первом десятилетии XXI в., не прослеживается. Увеличение положительных аномалий, которое следует из рис. 5, *a*, по своим масштабам не превышает величину аномалии, фиксируемой в период 1948–1958 гг. Исключение составляет лишь 2010 г., когда сезонная аномалия достигла 2,5 °C. Второй по значимости оказалась аномалия 1955 г., составившая 2,1 °C.

В динамике восстановленных аномалий средней сезонной температуры на южном склоне Эльбруса чётко прослеживаются три периода: тёплые 1948–1967 гг., относительно холодные 1968–1995 гг. и тёплые 1996–2013 гг. Отметим, однако, что достоверность данных реанализа

определяется объёмом натурных данных, которые усваиваются моделью NCEP. В ряде работ, например в [10], показано, что развитие спутниковой метеорологии привело к неоднородности данных реанализа до середины 1970-х годов. Если следовать этому предположению, то достоверной окажется выборка 1975–2013 гг. Тогда положительный тренд температуры будет значимым, но в этом случае возникает вопрос количественной оценки значимости потепления последних 20 лет на фоне 38-летней выборки. Поэтому единственный способ более или менее достоверной оценки региональных изменений климата – это статистический анализ длинных рядов станционных данных.

Временная динамика средних сезонных аномалий по МС Терскол за период 1948–2013 гг. схожа с данными реанализа в этой точке. Коэффициент корреляции оказался значимым и составил 0,82. Таким образом, для высокогорных

районов Центрального Кавказа данные реанализа неплохо согласуются с долгопериодными наблюдениями. И по материалам МС Терскол, и по результатам реанализа можно видеть тенденцию к потеплению в последние 20–25 лет, причём особенно значительна величина аномалии для периода 2001–2010 гг. ($1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Вместе с тем на фоне всей выборки (1948–2013 гг.) это потепление пока нельзя назвать значимым. Интересная особенность нынешнего потепления – некоторое увеличение межгодовой изменчивости аномалий, которое характеризуется величиной среднеквадратического отклонения. Так, если в период 1961–1990 гг. его величина составляла $\pm 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, то в последние 20 лет она увеличилась до $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Рассмотрим эмпирические функции распределения среднесуточной температуры, построенные по данным реанализа (см. рис. 5, б) и наблюдений (см. рис. 5, г) для летнего сезона. Длина выборки для обоих температурных рядов составила 5980 значений (65 летних сезонов с суточным разрешением), поэтому аппроксимация эмпирической функции распределения известным теоретическим правомерна [5]. Среднесуточная температура для сезона абляции неплохо описывается нормальным гауссовым распределением с параметром $\chi^2 = 2,5$ и критерием Пирсона равным 0,87. Полученная функция распределения позволяет определить величины экстремальных значений среднесуточной температуры. Положительные аномалии среднесуточной температуры принадлежат диапазону $+9 \div +11\text{ }^{\circ}\text{C}$, отрицательные – диапазону $-9 \div -11\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Обсуждение результатов

Анализ изменчивости температуры в районе Эльбруса по данным наблюдений и реанализа в период абляции за последние 65 лет показал, что положительный тренд, который прослеживается с середины 1990-х годов, не выходит за пределы естественной климатической изменчивости (в частности, за уровень потепления 1940–50-х годов). Осадки мы не рассматривали, так как реанализы в большинстве случаев воспроизводят их неудовлетворительно. В работе [6] показано, что в зимнее время тренд осадков на МС Тер-

скол до 1995 г. отсутствовал, а затем отмечался статистически значимый рост (что, в принципе, означает рост слоя аккумуляции на ледниках южного склона Эльбруса). В связи с этим возникает вопрос о причинах активного таяния ледников Эльбруса в последние 10–15 лет [6]. По материалам многолетних измерений на леднике Джанкуат, выполненных авторами, а также по результатам, опубликованным в работах [1, 2, 8, 17], оказывается, что вклад радиационного баланса в таяние горных ледников в условиях субтропиков составляет 83–89%. Исходя из этого, логично предположить, что причиной активного таяния в последние десятилетия могут быть как раз положительные аномалии радиационного баланса, которые далеко не всегда вызывают прямой отклик температуры.

На рис. 6. представлены значения сумм составляющих радиационного баланса за летний сезон, осреднённые за 10-летние периоды по данным реанализа для ледника Гарабаши. В период 2001–2010 гг. отмечалась значительная положительная аномалия радиационного баланса, величина которой за летний сезон достигла 50 МДж/м^2 по сравнению со средним значением за 1961–1990 гг. Эта аномалия эквивалентна затратам тепла на таяние примерно 140 мм вод. экв. толщины льда за летний сезон. В качестве примера на рис. 6 показана также кумулятивная кривая баланса массы ледника Джанкуат за период 1970–2011 гг. Ледник Джанкуат находится в Приэльбрусье, всего в 25 км от Эльбруса, поэтому может рассматриваться как репрезентативный пример. Хорошо видно, что наиболее стремительная потеря массы относится к первому десятилетию XXI в. Похожие данные по леднику Гарабаши приведены в работе [6]: наиболее стремительная потеря массы отмечается в период 1995–2010 гг.

Аномалии радиационного баланса в первую очередь определяются длинноволновой составляющей, но это – тема для отдельного исследования. Правда, при моделировании радиационных потоков обычно используются спутниковые данные об аэрозольно-оптической толщине атмосферы и характеристиках облачности, качество которых достаточно низкое. Поэтому величина ошибки воспроизведения радиационных характеристик в отдельно взятой точке чаще всего превышает $\pm 5\%$, т.е. значения полученной

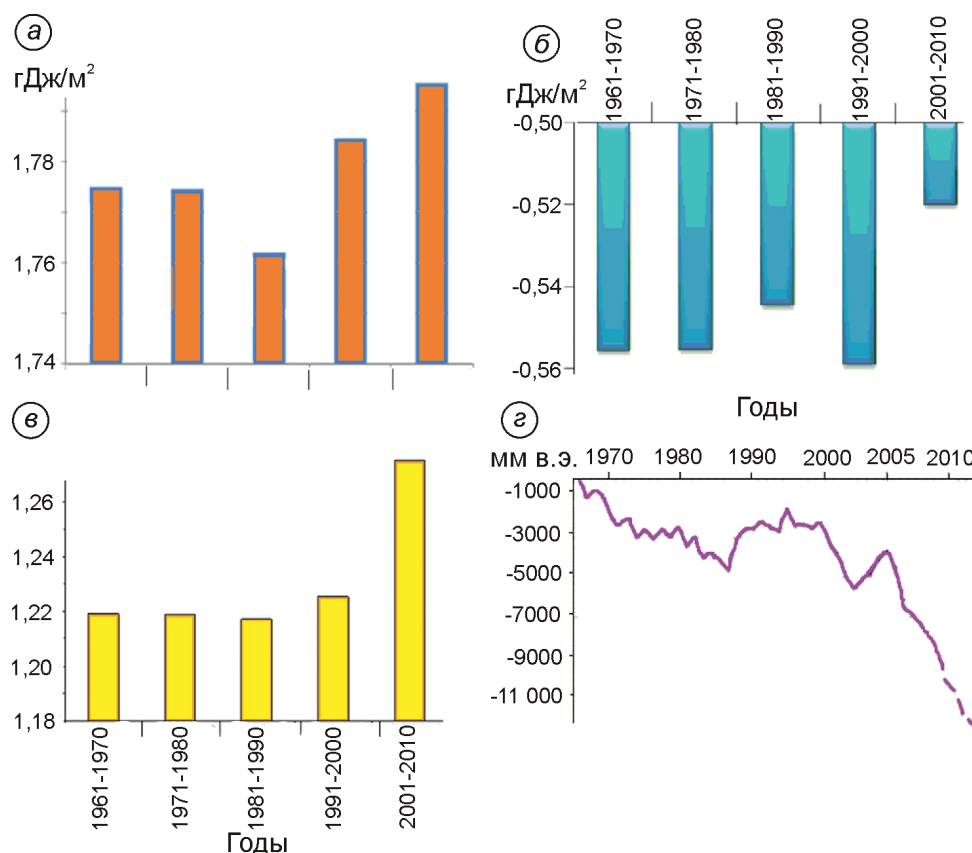


Рис. 6. Сезонные суммы составляющих радиационного баланса по данным реанализа для ледника Гарабаша, осреднённые по десятилетиям, гДж/м²:

а – коротковолновый баланс; б – длинноволновый баланс; в – общий радиационный баланс; г – кумулятивная кривая баланса массы ледника Джанкуат за период 1967–2013 (WGCM, 2014)

Fig. 6. Seasonal sum of the components of the radiation balance from the reanalysis data for glacier Garabashi, averaged over the decades:

а – the short-wave balance; б – the long-wave balance; в – radiation balance; г – cumulative curve Dzhankuat Glacier mass balance 1967–2013 (WGCM, 2014)

аномалии. Вместе с тем расчёты потоков излучения практически не зависят от объёма натурных данных. Массовое использование спутниковых данных началось в 1980-е годы, и именно с этого времени ряд данных реанализа о радиационном балансе можно считать более или менее однородным. Поэтому, принимая во внимание неизбежные ошибки моделирования самих значений радиационного баланса, величина аномалии 4% в 2001–2010 гг. по сравнению с предыдущими двумя десятилетиями статистически значима и, скорее всего, служит откликом на какое-либо внешнее воздействие.

Тенденция к увеличению длинноволнового баланса за счёт роста встречного излучения атмосферы установлена в исследованиях многих авторов. Так, в работе [21] обсуждаются по-

хожие эффекты, полученные на основе анализа натурных данных по альпийскому региону. Показано увеличение длинноволновой составляющей радиационного баланса на 4–5% в последние 20 лет. Физические механизмы увеличения длинноволнового баланса на разных вертикальных уровнях в атмосфере подробно обсуждаются в работах [21, 22], поэтому приведённые здесь результаты можно считать вполне актуальными.

Закключение

Получены статистические характеристики основных метеорологических величин на Эльбрусе. Особый интерес вызывают компоненты радиационного баланса, которые в 2013 г. из-

мерялись в период летнего солнцестояния, характеристики временных рядов температуры воздуха и её суточной изменчивости, а также температурные градиенты вдоль южного склона Эльбруса. Выполнены статистические оценки реанализа температуры для южного склона Эльбруса. Коэффициент корреляции между рядами натуральных данных и данных реанализа оказался статистически значимым и составил 0,75–0,85. Отклонения реанализа от натуральных данных подчиняются гауссовому распределению. Таким образом, есть возможность применить данные реанализа для восстановления температурного режима. Правда, необходимо помнить, что часть временной изменчивости, прежде всего низкочастотной (с периодом 10–20 лет), реанализ воспроизводит всё-таки некорректно.

На основе данных реанализа, приведённых к точке МС Гарабаши, показано, что современное потепление на Кавказе имеет значимый положительный тренд с 1995 г., но пока величина аномалии за последние 25 лет не выходит за рамки «потепления 1940–50-х годов». То же самое относится и к сумме зимних осадков по МС Терскот: значимый положительный тренд отмечался с 1995 г. [6]. Незначительный рост температуры в сочетании с увеличением зимних осадков не может способствовать стремительному сокращению ледника Гарабаши, которое наблюдается в последние десятилетия. Поэтому важный итог работы – оценка увеличения радиационного баланса на Эльбрусе в период 2001–2010 гг. на 4%, причём в основном за счёт его длинноволновой составляющей. Это соответствует затратам тепла на таяние примерно 150 кг льда с квадратного метра за сезон, или увеличению слоя абляции на 140 мм/сезон.

Потепление на Кавказе в последние 10–15 лет – прямой отклик на изменение структуры радиационного баланса. Похожие результаты по альпийскому региону получены в работе [21]. Увеличение встречного излучения атмосферы на Кавказе может быть связано с ростом интегрального влагосодержания атмосферы, как и увеличение нисходящего длинноволнового излучения может быть следствием роста интегрального теплосодержания атмосферы над регионом. Причины этого роста – как увеличение повторяемости адвекции тёплого воздуха, так и положительный тренд концентрации парнико-

вых газов, характерный для всей земной атмосферы в последние десятилетия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №13-05-41058, №15-05-00599, №14-05-00137.

Литература

1. Волошина А.П. Радиационные условия в период абляции. Оледенение Эльбруса. М.: изд. МГУ, 1968. 326 с.
2. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Вып. 92. С. 3–138.
3. Баранов С., Покровская Т. Работа метеорологической группы ЭКНЭ 1935 г. // Тр. Эльбрусской экспедиции 1934 и 1935 гг. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 350 с.
4. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 280 с.
5. Груза Г.В., Ретенбах Р.Г. Статистика и анализ гидрометеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 275 с.
6. Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Рототаева О.В., Шахгеданова М.В. Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001–2010 гг. на изменения температуры и количества осадков // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 26–33.
7. Торопов П.А. Оценка качества воспроизведения моделями общей циркуляции атмосферы климата Восточно-Европейской равнины // Метеорология и гидрология. 2005. № 5. С. 5–21.
8. Barry. R.G. Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008. 505 p.
9. Chan R.Y., Vuille M., Hardy D.R., Bradley R.S. Intraseasonal precipitation variability on Kilimanjaro and the East African region and its relationship to the large-scale circulation // Theor. Appl. Climatology. 2008. V. 93. P. 149–165.
10. Chen J., Del Genio A.D., Carlson B.E., Bosilovich M.G. The spatiotemporal structure of twentieth-century climate variations in observations and reanalyses. Pt. I: Long-term trend // Journ. of Climate. 2008. V. 21. P. 2611–2633.
11. Cullen N.J., Mölg T., Kaser J., Steffen K.I., Hardy D.R. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 227–233.
12. Duane W.J., Pepin N.C., Losleben M.L., Hardy D.R. General characteristics of temperature and humidity variability on Kilimanjaro, Tanzania // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2008. V. 40. № 2. P. 323–334.

13. *Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S.* Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia // *Journ. of Geophys. Research.* 2003. V. 108. № D22. P. 1–10.
14. *Gilbert A., Vincent C.* Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures // *Geophys. Research Letter.* 2013. V. 40. P. 2102–2108.
15. *Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser J., Klok L.* Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // *Intern. Journ. of Climatology.* 2008. V. 28. P. 881–892.
16. *Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R.* Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimanjaro // *Journ. of Geophys. Research.* 2009. V. 22. P. 4162–4181.
17. *Oerlemans J.* *The Microclimate of Valley Glaciers.* Utrecht University Press, Hetherlads. 2009. 138 p.
18. *Pepin N.C., Seidel D.J.* A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations // *Journ. of Geophys. Research.* 2005. V. 110. P. 1–15.
19. *Pepin N.C., Duane W.J., Hardy D.R.* The mountain circulation on Kilimanjaro, Tanzania and its relevance for the summit ice fields: Comparison of surface mountain climate with equivalent reanalysis parameters // *Global Planetary Change.* 2010. V. 74. P. 61–75.
20. *Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F., Baraer M., Caceres E.B., Forsythe N., Fowler H., Greenwood G., Hashmi M.Z., Liu X.D., Miller J.R., Ning L., Ohmura A., Palazzi E., Rangwala I., Schöner W., Severskiy I., Shahgedanova M., Wang M.B., Williamson S.N., Yang D.Q.* Elevation-dependent warming in mountain regions of the world // *Nature Climate Change.* 2015. V. 5. P. 424–430.
21. *Philipona R.* Greenhouse warming and solar brightening in and around the Alps // *Intern. Journ of Climatology.* 2012. V. 33. P. 1530–1537.
22. *Ruckstuhl C., Philipona R., Morland J., Ohmura A.* Observed relationship between surface specific humidity, integrated water vapor, and long wave downward radiation at different altitudes // *Journ. of Geophys. Research.* 2007. V. 112. P. 1029–1041.
23. *Vuille M., Bradley R.* Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes // *Geophys. Research Letter.* 2000. V. 27. P. 3885–3888.
24. *Wagnon P., Sicar J.-E., Berthier E., Chazarin J.-P.* Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level // *Journ. of Geophys. Research.* 2003. V. 108. № D6 4177. doi:10.1029/2002JD002088
25. *You Q., Kang S., Pepin N., Flügel W.A., Yan Y., Behrawan H., Huang J.* Relationship between temperature trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data // *Global Planetary Change.* 2010. V. 71. P. 124–133.

Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята

© 2016 г. Н.А. Буданцева^{1*}, Б.Р. Мавлюдов², Ю.Н. Чижова¹, Ю.К. Васильчук¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ²Институт географии РАН, Москва
*nadin.budanceva@mail.ru

Oxygen isotopic composition of ice of the glacier № 30, Suntar-Khayata Mountains

N.A. Budantseva^{1*}, B.R. Mavlyudov², Ju.N. Chizhova¹, Yu.K. Vasil'chuk¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*nadin.budanceva@mail.ru

Article accepted for publication on August 30, 2015

Keywords: ice formation conditions, stable oxygen isotopes, winter snow.

Summary

The object of research is the mountain-valley glacier № 30, located in the central part of the Suntar-Khayata Ridge – one of the largest centers of modern glaciation of the North-East of Russia. This glacier had been chosen due to lamination of ice on its surface, providing successive sampling of increasingly young ice upward the glacier slope. At the end of August 2013, surface ice of the glacier was sampled within the altitude range 2060–2510, an age of this ice here was estimated to be about 500 years old. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ values in the glacier ice amounted about 5.5‰: from –20.2 to –25.9‰ that is numerically consistent with isotopic values for the neighboring glaciers № 29 and 31. No essential relation between the ice isotopic composition and altitude, age or the change of the ice granularity was found. Absence of high-altitude isotope effect is explained by the fact that precipitation on the glacier № 30 falls at the same level of condensation as well as by intensive infiltration-congelation ice formation and fixation in the firn and snow cover of a part of the meltwater coming from higher and steeper areas on gently sloping sites of the glacier. The $\delta^{18}\text{O}$ values of ice from glacier № 30 are rather «heavy» for glaciers being formed in severe climate conditions with average January temperature of –28 °C. According to Dansgaard's dependence $\delta^{18}\text{O}_{\text{precipitation}} - t \text{ } ^\circ\text{C}_{\text{air}}$ the winter snow on the glacier № 30 should be hypothetically characterized by the $\delta^{18}\text{O}$ values from –30 to –40‰ which are typical ones for the winter snow in Siberia. Oxygen isotope values of the ice show insignificant contribution of winter snow into formation of the glacier and prevalence of spring-autumn snowfalls. No definite trend of changes in the glacier alimentation and the ice-formation process was found for the last 500 years.

Статья принята к печати 30 августа 2015 г.

Ключевые слова: зимний снег, стабильные изотопы кислорода, условия льдообразования.

Рассмотрен изотопно-кислородный состав поверхностного льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята, отобранного в 2013 г. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ во льду ледника № 30 составили около 5,5‰. При этом не отмечено существенного изменения изотопного состава льда с высотой или с его возрастом. Сопоставлен изотопный состав льда ледника № 30 и зимнего снега, выпадающего в разных районах Сибири. На основании полученных изотопных данных показано, что питание ледника происходит преимущественно за счёт весенне-осенних осадков при незначительном участии зимнего снега.

Изотопные исследования ($\delta^{18}\text{O}$) ледников позволяют установить вариации температур воздуха в период выпадения твёрдых осадков, а также условия формирования воздушных масс, приносящих осадки, и сезонность выпадения осадков [6]. Изотопный анализ применяется при исследованиях антарктического и гренландского льда, однако этот метод хорошо зарекомендовал себя и при изучении кернов тропических горных ледников [24].

Постановка проблемы

На ледниках в горах Сунтар-Хаята лёд формируется по инфильтрационно-конжеляционному типу. Это означает, что каждый годовой слой изотопически гомогенизируется посредством таяния и замерзания талой воды, но, как правило, данный процесс затрагивает не более одного годового слоя. Исследования изотопного состава таких ледников, несмотря на сложный

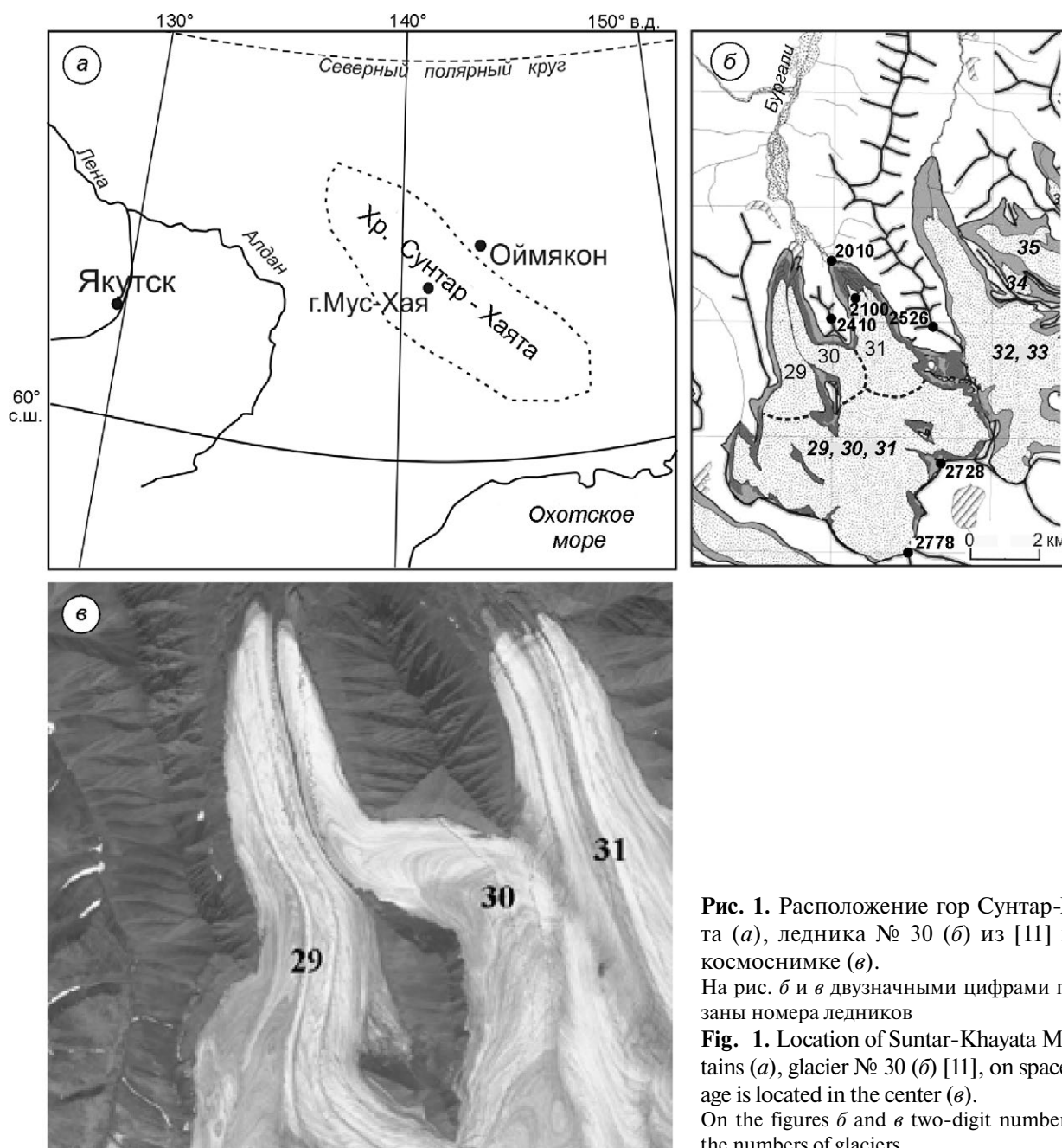


Рис. 1. Расположение гор Сунтар-Хаята (а), ледника № 30 (б) из [11] и на космоснимке (в).

На рис. б и в двузначными цифрами показаны номера ледников

Fig. 1. Location of Suntar-Khayata Mountains (a), glacier № 30 (b) [11], on space image is located in the center (c).

On the figures б and в two-digit numbers are the numbers of glaciers

механизм формирования льда, — перспективный подход к пониманию динамики оледенения. Объект наших исследований — горно-долинный ледник № 30, расположенный в центральной части гор Сунтар-Хаята, одного из крупнейших очагов современного оледенения Северо-Востока России (рис. 1, а). Ледник № 30 — один из многочисленных (более 200) ледников, занимающих площадь, по данным на 2003 г., 162,2 км² [1]. Этот ледник расположен в днище трога. Средняя высота снеговой границы —

около 2300 м. Ледник № 30 имеет общую область питания с ледниками № 29 и 31; в верхней части ледники № 29 и 30 отделены друг от друга скальным гребнем, а в области абляции они сливаются (см. рис. 1, б, в, рис. 2). Нижняя треть ледника № 30 представляет собой типичный ледниковый язык, лежащий в троговой долине. Рельеф поверхности в области абляции сравнительно спокойный, пологие уклоны сменяются почти горизонтальными плоскими участками. Толщина льда ледника № 30 в осевой части, скорее всего,

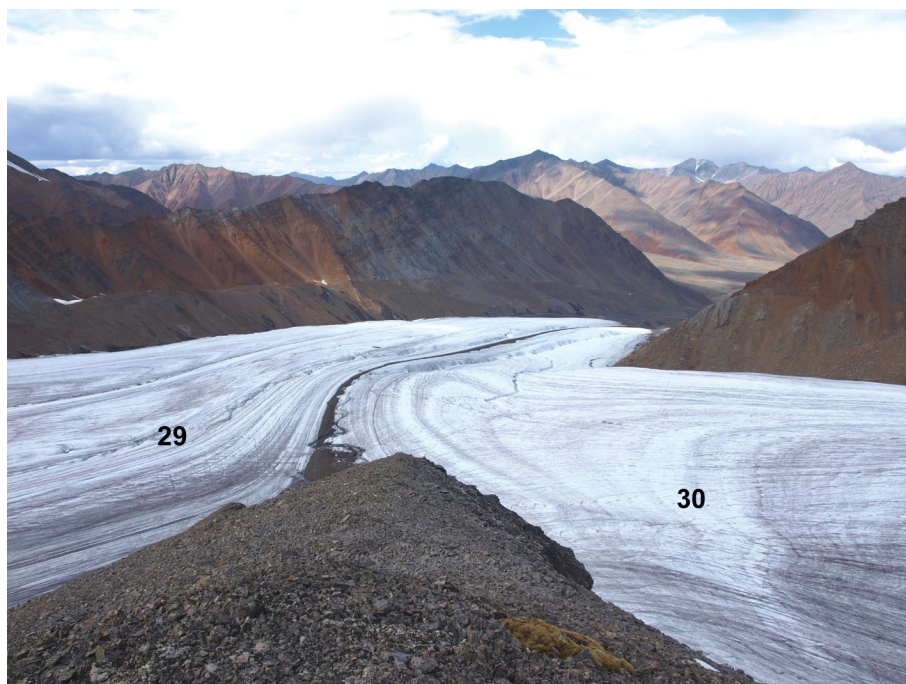


Рис. 2. Годовая слоистость льда ледника № 30, горы Сунтар-Хаята. Фото Б.Р. Мавлюдова
Fig. 2. The annual layers of ice in glacier № 30, the Suntar-Khayata Mountains. Photo by B.R. Mavlyudov

близка к таковой для ледника № 31 и составляет в среднем 120–125 м [10].

Учитывая, что ледники № 30 и 31 имеют общую область питания, расположены в близких высотных интервалах (примерно от 2000 до 2600 м) и характеризуются похожим рельефом ложа и уклоном, предполагается, что скорости их движения также близки. Исходя из скоростей движения ледника № 31 от 2,5 до 5 м/год [8, 10], можно оценить возрастной интервал между крайними отобранными нами образцами из слоистого льда на леднике № 30 примерно в 500 лет или чуть более (расстояние между точками 1 и 30 составляет 2,6 км).

Выбор ледника № 30 для изотопных исследований обусловлен его отличающейся от других ледников слоистостью льда на поверхности «кулисного» типа (см. рис. 2), обеспечивающей последовательный отбор всё более молодого льда вверх по склону ледника. При таком отборе лёд из каждого расположенного ниже слоя, как правило, оказывается старше, чем из верхнего. Для сравнения, на ледниках № 29 или 31 полосчатость ориентирована вдоль ледника, параллельно его движению. В этих условиях достаточно сложно отбирать разновременный лёд. Возможно, что на ледниках № 29 или 31 лёд, расположенный на 100 или 200 м ниже, имеет тот же возраст, что и расположенный выше.

Состояние ледников (размеры, баланс массы) этого района определяется прежде всего влияни-

ем окраинных морей Тихого океана, откуда приходят летние муссоны, хотя в основном здесь отмечается западный перенос воздушных масс [10], а также положением хребта вблизи «полюса холода» (150 км от Оймяконского плоскогорья), где зимой распространяется отрог сибирского антициклона, обуславливающий крайне низкие температуры.

Цель исследований — установить основные источники питания ледника № 30, а также выявить температурные тенденции в период формирования льда, особенно за последние 40 лет, когда отмечается отступление многих ледников в горах Сунтар-Хаята.

Методика исследований

В 2013 г. на ледниках гор Сунтар-Хаята проводили исследования сотрудники Института географии РАН и Исследовательского института глобальных изменений Японской ассоциации морских и наземных наблюдений (Йокосука, Япония). Были исследованы ряд ледников, в частности ледники № 29 и 30 (см. рис. 1). Б.Р. Мавлюдовым в конце августа 2013 г. был отобран поверхностный лёд ледника № 30 в диапазоне высот 2060–2510 м (рис. 3). Образцы льда отбирались с поверхности ледника до глубины 0,2–0,4 м с интервалом по высоте от 3 до 40 м (таблица). Определялись размер зёрен льда

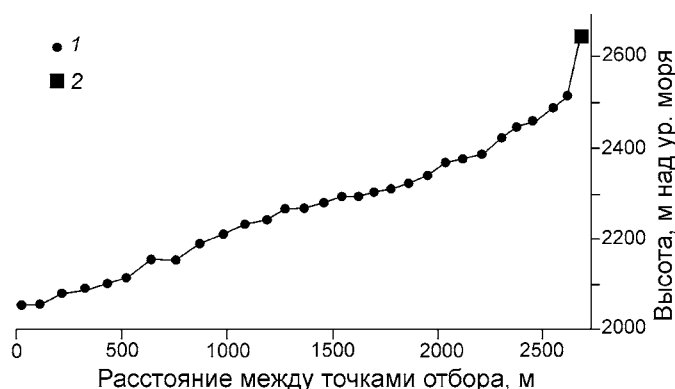


Рис. 3. Положение точек отбора поверхностного льда ледника № 30 по высоте.

1 — образцы льда; 2 — образец свежевыпавшего снега

Fig. 3. Sampling of surface ice of glacier № 30 with height:

1 — samples of glacier ice; 2 — sample of fresh snow

(визуально) и азимут падения слоёв (с помощью геологического компаса). Образцы упаковывали в чистые полиэтиленовые пакеты; в дальнейшем образцы растапливали при температуре 10–12 °С. До начала анализа расплавленные образцы хранили в холодильной камере. Анализ изотопно-кислородного состава льда выполнялся в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре «Delta-V» со стандартной опцией газ-бенч. Точность измерений составляла $\pm 0,1\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$. Повторные измерения нескольких образцов показали хорошую воспроизводимость результатов. Для измерений использовались международные стандарты V-SMOW (значение $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$), GISP ($\delta^{18}\text{O} = -24,76\text{‰}$) и SLAP ($\delta^{18}\text{O} = -55,5\text{‰}$).

Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30, хр. Сунтар-Хаята

Широта/долгота, градусы	Высота, м над ур. моря	Вид льда, зернистость льда, азимут падения слоёв/угол наклона	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
62,60535/140,83798	2060	Лёд со шлирами без обломков	-22,6
62,60535/140,83798	2060	Лёд с рыжими шлирами с обломками	-22,3
62,60437/140,83816	2092	Лёд с серыми шлирами и обломками	-22,4
62,60433/140,83783	2101	Тектонически изменённый крупнозернистый лёд	-22,1
62,60401/140,83747	2109	Молочно-белый лёд, зерно 2–4 см	-25,9
62,59838/140,84088	2183	Зерно 3–5 см	-23,9
62,59840/140,84061	2183		-24,0
62,59763/140,84090	2200	Зерно 1–3 мм, 245°/40°	-23,3
62,59657/140,84059	2211	Зерно 1–5 мм, 320°/10°	-20,9
62,59555/140,84198	2238	Зерно 2–10 мм, 320°/5°	-22,0
62,59475/140,84441	2248	Зерно 1–4 см, 75°/5°	-21,3
62,59445/140,84619	2261		-24,2
62,59934/140,84793	2266	Зерно 1–3 мм, 75°/5°	-22,8
62,59420/140,84988	2272	Зерно 1–2 мм, 115°/10°	-22,6
62,59416/140,85070	2279	Зерно 1–4 мм, 115°/10°	-23,3
62,59402/140,85170	2285	Зерно 1–3 мм, 115°/10°	-23,8
62,59403/140,85171	2289	Зерно 1–3 мм, горизонтальное залегание	-24,0
62,59404/140,85216	2296	Зерно 1–2 мм, горизонтальное залегание	-22,5
62,59383/140,85270	2299	Зерно 1–3 мм, 115°/5°	-22,8
62,59328/140,85413	2322	Зерно 1–3, 90°/15°	-23,0
62,59290/140,85511	2335	Зерно 1–3 мм, 110°/10°	-22,0
62,59234/140,85651	2345	Зерно 1–3 мм, 175°/3°	-21,2
62,59101/140,85731	2365	Зерно 1–5 мм, 20°/5°	-20,2
62,58917/140,85809	2382	Зерно 1–5 мм, горизонтальное залегание	-22,5
62,58790/140,85871	2395	Зерно 1–3 мм, 170°/3°	-23,7
62,58548/140,85662	2428	Зерно 1–2 мм, 150°/3°	-22,0
62,58333/140,85547	2456	Зерно 1–3 мм, 220°/2–3°	-23,0
62,58253/140,85563	2462		-23,2
62,58015/140,85664	2494	Зерно 1–3 мм, 245°/5°	-24,5/-24,5*
62,57847/140,85762	2510	Зерно 1–3 мм, 235°/3°	-24,3/-24,2*
62,57023/140,87327	2651	Водораздел, свежий снег	-21,7/-21,7*

*Повторные измерения.

Результаты исследований и их обсуждение

Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду ледника в диапазоне высот 2060–2510 м составили около 5,5‰: от –20,2 до –25,9‰ (см. таблицу), среднее значение равно –22,9‰. При этом не отмечено какой-либо связи изотопного состава льда с высотой (рис. 4), возрастом или с изменением зернистости льда. Изотопная кривая по ледниковому льду не демонстрирует какого-либо тренда (увеличения или уменьшения значений), линейная аппроксимация распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ выражается уравнением $y = -0,001x - 22,86$, коэффициент достоверности аппроксимации

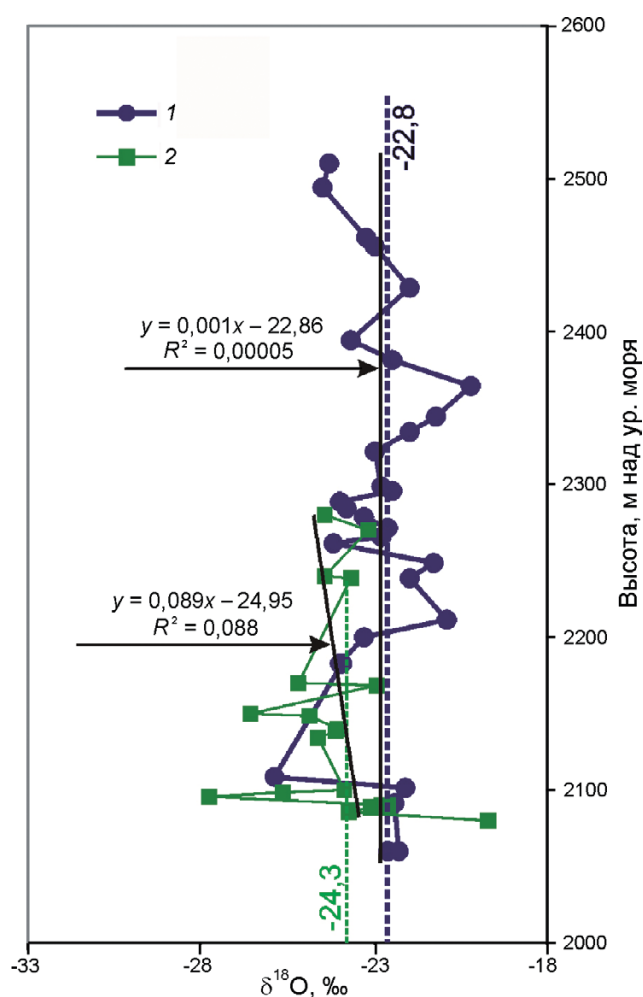


Рис. 4. Диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковом льду в горах Сунтар-Хаята:

1 – настоящая работа; 2 – из [13]; пунктирной линией показаны средние значения

Fig. 4. Range of $\delta^{18}\text{O}$ values in glaciers ice in Suntar-Khayata Mountains:

1 – the present work; 2 – from [13]; dotted line shows mean values

$R^2 = 0,00005$. Это означает отсутствие зависимости $\delta^{18}\text{O}$ от высоты и, как мы полагаем, возраста льда и графически выражается вертикальной прямой линией (см. рис. 4), которая практически совпадает со средним значением $\delta^{18}\text{O}$ во льду.

Полученные нами данные изотопно-кислородного состава для льда ледника № 30 численно согласуются с изотопными данными, приведёнными в работе [13] для соседних ледников № 29 и 31. На этих ледниках был отобран лёд с поверхности ледника (с глубины 1–4 м) в высотном интервале 2080–2280 м. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковом льду ледников № 29 и 31 варьировали от –19,7 до –27,8‰. По приведённым в исследовании [13] данным построена изотопная кривая в тех же координатах, в которых рассматривались и полученные нами результаты (см. рис. 4). Отметим, что и данные, полученные в работе [13], демонстрируют отсутствие выраженного тренда изотопных значений по высоте: линейная аппроксимация выражается уравнением $y = 0,089x - 24,95$, $R^2 = 0,088$, что графически выражается линией со слабоотрицательным наклоном, близкой к вертикали и к среднему значению по льду. Если не учитывать единственное наименее отрицательное значение $\delta^{18}\text{O} = -19,7‰$, то диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ сужается до 5‰, что совпадает с диапазоном вариаций $\delta^{18}\text{O}$, полученным нами по леднику № 30.

В работе [13] на основе изотопных данных сделана попытка реконструировать среднегодовые температуры периода формирования ледников № 29 и 31, однако применение формулы В. Дансгора для реконструкции температур по изотопному составу ледников Восточной Сибири необоснованно. В работе [14] возраст этого льда ошибочно отнесён к позднеплейстоценовому путём сопоставления значений по приповерхностному ледниковому льду в диапазоне высот 100 м со 100-метровым датированным керном озёрных отложений оз. Эликчан. По нашему мнению, подобное сопоставление неправомерно, а возраст проанализированного льда этих ледников составляет не более нескольких сотен лет. Длина ледников не превышает 3000 м. Даже если использовать скорость движения льда, равную около 1 м/год, то смещение поверхностного льда от верхней к нижней точке происхождения не более чем за 3000 лет. Для предположения задержки льда в углублённом каре, сохранения его в течение 15–20 тыс. лет, а затем выхода на поверхность

нет никаких оснований. К тому же изотопный состав позднеледниковой льда в горах Сунтар-Хаята, скорее всего, должен быть ниже -30‰ .

Отметим, что полученные по льду ледника № 30 значения изотопно-кислородного состава довольно «тяжёлые» для ледников, формирующихся в суровых климатических условиях со средней температурой января -28 °C . По уравнениям для отдельных снегопадов в высокогорных районах и уравнению В. Дансгора [17] глобальной зависимости $\delta^{18}\text{O}_{\text{осадков}} - t_{\text{воздуха}}\text{ °C}$, зимний снег на леднике № 30 гипотетически должен характеризоваться значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -30 до -40‰ . Низкие температуры воздуха в Сибири определяют низкие значения изотопно-кислородного состава зимнего снега. Нами получен ряд изотопно-кислородных данных по свежеснеговому снегу на Алтае: район городов Барнаул и Горно-Алтайск ($\delta^{18}\text{O} = -22,1 \div -31,5\text{‰}$), г. Улан-Удэ ($\delta^{18}\text{O} = -30 \div -35\text{‰}$, сборы Дж. Васильчук и Д.Л. Голованова), долина р. Чара ($\delta^{18}\text{O} = -36,2 \div -42,4\text{‰}$ [5]). Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ зимнего снега в г. Якутск, по данным [20], составляет $-32,6\text{‰}$. Эти значения показывают наличие континентального изотопного эффекта в осадках, который проявляется в уменьшении значений $\delta^{18}\text{O}$ выпадающих осадков при движении: источника пара — океан — в глубь континента.

Изотопный состав льда ледника № 30 показывает, что изотопически лёгкий зимний снег очень мало участвует в формировании льда. Это, скорее всего, объясняется малым количеством снега, выпадающего в зимний период. По данным метеостанции (ГМС) Сунтар-Хаята (высота 2070 м) в 1957–1964 гг. с ноября по март количество осадков составило 3,8% общего годового количества осадков [9]. На ледниках гор Сунтар-Хаята широко развита ледяная (инфильтрационно-конжеляционная) зона льдообразования. В условиях ледяной зоны слой наложенного льда в областях аккумуляции формируется почти весь период таяния, а в областях абляции — в его начале. Наличие этого льда в области абляции уменьшает общую величину таяния. Частые летние снегопады в короткий период абляции (июль–август) также задерживают таяние. После снегопадов в начале августа таяние резко замедляется и почти всегда прекращается после 20–25 августа [9].

Значение $\delta^{18}\text{O}$ свежеснеговому снегу, отобранного в конце августа на водоразделе на высо-

те 2650 м, составило $-21,7\text{‰}$, что близко к среднему значению изотопного состава льда. Скорее всего, питание ледника происходит преимущественно за счёт весенних, летних и осенних снегопадов. Отметим, что по минерализации лёд исследуемого ледника — ультрапресный (значения общей минерализации не превышают 56 мг/л), что характерно для ледников континентальных районов с невысокой аккумуляцией. Значения изотопного состава льда ледника № 30 в интервале высот 2060–2510 м не коррелируют с высотой (см. рис. 4), значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются чуть более чем на 5‰: от $-20,2$ до $-25,9\text{‰}$. Перепад высот в 500 м предполагает наличие высотного температурного градиента. Однако не всегда наличие температурного градиента приводит к изотопному градиенту в осадках, как отмечено в нашем случае.

Ледник № 30 расположен на высотах до 3000 м, это — высоты типичного среднегорья. Кроме того, небольшая площадь ледника скорее указывает, что осадки на леднике выпадают на одном уровне конденсации (и только в единичных случаях формируется классическая изотопная высотная зональность). Высотный изотопный эффект в горах связан с закономерным падением температуры с подъёмом на каждые 100 м. В классической схеме формирования снежного покрова на леднике в высокогорье [4, 21, 22] облако поднимается вверх по склону, и последовательное охлаждение и конденсация приводят к тому, что с увеличением высоты изотопный состав конденсирующего облака и выпадающего снега становится всё более лёгким. В горах Сунтар-Хаята часто отмечаются температурные инверсии, и, как отмечал М.М. Корейша, «принять какую бы ни было единую схему температурной поясности для среднегодовых температур не представляется возможным». Также и в среднегорье, и в низкогорье. Даже при значительном перепаде высот и наличии температурного градиента нарушение высотного изотопного эффекта связано с ветровым перераспределением и конденсацией на одном уровне. Например, в Скалистых горах на высотах от 2000 до 2800 м в зимний сезон отмечены снегопады с отсутствием нормального высотного изотопного распределения, с несколько даже обратным изотопным градиентом, что связано с различной метеобстановкой и особенностями прихода облака на склон [19].

Дополнительные факторы отсутствия высотной изотопной зональности — интенсивное инфильтра-

ционно-конжеляционное льдообразование, формирование наложенного льда и фиксация в фирне и снежном покрове на пологих участках ледника части талых вод с более крутых и высоких участков.

Возраст льда ледника № 30 в интервале высот 2060–2510 м мы оцениваем примерно в 500 лет судя по скорости движения льда, определённой на соседнем леднике. По данным М.М. Корейши, средние скорости движения ледника № 31 в 1957–1959 гг. составляли от 4 до 6 м/год [10] в зависимости от высотной зоны. По нашему мнению, скорости ледников № 30 и 31 примерно одинаковы или очень близки (так как уклон примерно одинаков, а толщи ледников скорее всего сравнимы). Таким образом, можно считать, что в течение последних 500 лет вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду составили 5,5‰. Самые низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ могут характеризовать лёд самых холодных сезонов. Самые высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ присущи льду, формировавшемуся в более тёплые весенние и осенние сезоны или с большим участием летних снегопадов.

Выраженного утяжеления изотопного состава льда в верхней части ледника, которая предположительно формировалась в последние десятилетия, по сравнению с нижней частью, более древней, не отмечено. Несмотря на то, что льдообразование происходит и на языке, и в области аккумуляции, в течение последних десятилетий повышение летних температур способствует усилению таяния на языке и стаиванию всего годового слоя осадков, что даёт основание предполагать обнажение более древнего льда на языке.

Анализ температурных трендов за период с начала 1950-х до начала 2000-х годов по данным 13 ГМС Северо-Востока России показал переход от тенденции к похолоданию климата (1953–1958 гг.) к устойчивому потеплению. Большее потепление характерно для более континентальных районов — Якутск—Усть-Мая, центральной части гор Сунтар-Хаята и хр. Черского в пределах 1000-метрового высотного интервала. Рассчитанное повышение среднегодовой температуры воздуха с 1958 по 2001 г. составило +0,86 °C [2], а с 1950 по 2009 г. — +1,9 °C [23]. В последние десятилетия для Северо-Востока России отмечен существенный рост средней летней температуры (с 1 до 3 °C за 30 лет), что привело к сокращению площади ледниковых систем гор Бырранга, Сунтар-Хаята, хр. Черского, Корякского нагорья. На фоне повышения тем-

пературы, увеличивающей абляцию ледников, твёрдых осадков недостаточно для компенсации этого процесса [1]. В работе [23] показано, что в течение последней трети XX в. — начале XXI в. тренд зимних осадков в районе гор Сунтар-Хаята был слабо отрицательным, что выразилось в отрицательном балансе массы ледников.

С середины XX в. наблюдается отступление ледников и в горных системах Китая. Масштабное отступление отмечено с 1950-х до конца 1960-х годов, оно несколько замедлилось в 1970-х годах и вновь активизировалось в 1980-х. Наиболее интенсивное отступление ледников наблюдалось с 1990-х годов, когда большая часть прежде наступавших ледников стала отступать. Отступление ледников наиболее интенсивно протекало на юго-востоке Тибетского плато и в горах Каракорума, менее интенсивно — в центральной части Тибетского плато [15]. В горах китайского Алтая отмечено заметное сокращение оледенения, а суммарная площадь всех исследованных ледников уменьшилась с 1959 по 2008 г. на 30,4%. 55 ледников исчезли совсем [26]. В северной части Наньшаня (Китай) исследован изотопный состав ледника Дунде, толщина льда которого достигает 140 м. Выполнены бурение и детальное изучение ледниковых кернов. Изотопная стратиграфия установлена по годичным вариациям $\delta^{18}\text{O}$, которые различимы до глубины 70 м. Полученный 140-метровый керн был датирован в 35 500 лет. Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от –13 до –8‰ [24]. Особенность изотопно-кислородной кривой — очень высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ за последние 60 лет, иногда превышающие –8‰. Самые высокие значения получены для участков керна, датированных 1940-, 1950- и 1980-ми годами. Эти данные, по мнению исследователей [1, 15, 23, 24], указывают на повышение температуры воздуха в период аккумуляции льда.

Изотопная кривая получена по ледниковому керну другого китайского ледника — Музтак Ака на северо-западе Китая. В ледниковом керне общей мощностью 38 м, датированном от 1963 г. до современности по подсчёту годовых слоёв, $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от –6 до –27‰. С 1963 г. (глубина 38 м) отмечается заметный тренд к утяжелению изотопных значений вверх по керну в среднем на 8–10‰ по $\delta^{18}\text{O}$ [16], что отражает явную тенденцию к потеплению за последние 50 лет. По нашим изотопным данным, потепления (по

крайней мере, для периода активных снегопадов: весенних, летних и осенних) не отмечено.

Анализ данных о положении концов ледников в горах Сунтар-Хаята и их режиме показывает, что ледники этого района претерпели значительные изменения за последние несколько десятилетий, выразившиеся в отступании их концов, замедлении скорости движения льда, понижении поверхности, отложении новых моренных гряд. По сравнению с 1945 г. (199,4 км² по данным М.М. Корейши [10]) к 2003 г. площадь ледников здесь сократилась на 37,2 км² [1], что эквивалентно сокращению площади примерно на 20% за период с 1945 по 2003 г. [8]. В период 1958–1970 гг. отступление ледников № 29 и 32 составило около 30 м, а ледника № 31 — около 25 м. В период 1970–2001 гг. отступление ледников № 29, 31, 32 было более 100–120 м [11]. Потеря массы ледника № 31 в период 1975–2001 гг. оказалась в 3,5 раза больше, чем за предыдущие 34 года. С 1961 по 2003 г. объём ледника сократился на 4,83 км³ [2, 3, 18]. С 1957–1959 гг. по 2001 г. ледник отступил на 200 м, а его поверхность понизилась на 20 м [25].

Тенденция к потеплению и существенный рост средней летней температуры приводят к сокращению ледников, стаиванию годового слоя осадков, отрицательному балансу массы (всё это — условия летнего сезона, сезона абляции), однако в случае с ледником № 30 это не отражается на составе льда. Выше снеговой линии, в области аккумуляции, лёд продолжает накапливаться и близкий состав этого льда к составу льда на языке указывает на неизменность условий льдообразования.

На протяжении всего периода изучения современного оледенения гор Сунтар-Хаята наиболее проблематичным всегда оставался возраст ближайших к ледникам краевых и боковых морен, а также положение и размеры ледников во время последнего максимума. В работе [12] оценено сокращение оледенения Сунтар-Хаята по дендрограммам и данным о балансе ледника № 31. Моренный комплекс максимального распространения ледников датирован началом их отступления 130 лет тому назад [10], причём отступление принималось как непрерывно идущий процесс. Однако сокращение массы ледника происходило с 1750 г. в виде пульсирующего отступления, и с начала сокращения ледников в горах Сунтар-Хаята прошло около 210 лет [12].

Отступление ледников может происходить на фоне относительно стабильных температурных ус-

ловий, что было показано авторами [7] для языка приэльбрусского ледника Большой Азау. Был проанализирован изотопно-кислородный состав льда ледников в областях аккумуляции и абляции. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ современного фирна и льда в области аккумуляции ледника Большой Азау ($-14,8\text{‰}$) практически идентично среднему изотопному составу мёртвого льда ($-14,9\text{‰}$), возраст которого мы оцениваем в 150–250 лет. Температурная запись за период 1951–2005 гг. по ГМС Терскол в 4 км от ледника Большой Азау не показала выраженного температурного тренда, хотя за этот период язык ледника отступил почти на 900 м, что мы связываем с таянием льда, поступившего в долину в результате пульсации [7].

Выводы

На основании полученных изотопных данных по льду ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята сделан ряд выводов. 1. Лёд ледника № 30 характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-20,2$ до $-25,9\text{‰}$; в диапазоне высот 2060–2510 м изотопный высотный эффект не выражен. 2. Изотопно-кислородные значения льда показывают незначительное участие зимнего снега в формировании ледника; значения $\delta^{18}\text{O}$ льда отражают изотопный состав преимущественно осенних и весенних снегопадов. 3. Изучение изотопно-кислородного состава льда ледника № 30 не показало однонаправленной тенденции изменения условий питания и льдообразования за последние 500 лет во льду, формировавшемся в области аккумуляции; в течение последних десятилетий не отмечено выраженного изменения изотопного состава по сравнению с более древним льдом языка ледника.

Благодарности. Авторы благодарят В.Н. Михаленко и рецензентов за сделанные замечания.

Работа выполнена при финансировании Российским научным фондом (грант № 14-27-00083).

Литература

1. Ананичева М.Д. Оценка площадей, объёмов и высот границы питания ледниковых систем Северо-Востока России по космическим снимкам начала XXI в. // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 35–47.
2. Ананичева М.Д., Давидович Н.В., Кононов Ю.М., Корейша М.М., Такахаши Ш., Ямада Т., Ширавива Т.

- Ледники современного массива гор Сунтар-Хаята: изменения со времени МГГ // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 86–92.
3. *Ананичева М.Д., Корейша М.М.* Отступление ледников северного и южного массивов гор Сунтар-Хаята и хребта Черского // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 18–25.
 4. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н.* Изотопные методы в географии: Часть 3: Геохимия стабильных изотопов атмосферы и гидросферы. М.: изд. Географического факультета МГУ, 2013. 216 с.
 5. *Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Станиловская Ю.В.* Летние и зимние температуры воздуха в северном Забайкалье в период формирования голоценовых повторно-жильных льдов // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 2. С. 7–22.
 6. *Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н.* Высотный градиент распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 1. С. 13–21.
 7. *Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Мухина Ю.С.* Быстрое сокращение ледника Большой Азау в Приэльбрусье на фоне стабильных климатических условий и возникающие при этом риски // Геориск. 2010. № 2. С. 16–29.
 8. *Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадота Т.* Сокращение ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 30–42.
 9. Каталог ледников СССР. Т. 19. Северо-Восток. Ч. 3. Хребет Сунтар-Хаята. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 72 с.
 10. *Корейша М.М.* Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 169 с.
 11. *Корейша М.М.* Дневник экспедиционных исследований: Основные результаты // Инженерная геология. 2007. № 3. С. 50–55.
 12. *Ловелиус Н.В.* Изменчивость прироста деревьев. Дендроиндикация природных процессов и антропогенных воздействий. Л.: Наука, 1979. 232 с.
 13. *Мельников В.П., Спектор В.Б., Шейнкман В.С., Федоров А.Н., Галанин А.А., Спектор В.В., Пушкарь В.С., Кадота Т.* Экспериментальное исследование изотопного состава ледников хребта Сунтар-Хаята // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 4. С. 63–73.
 14. *Спектор В.Б., Пушкарь В.С., Федоров А.Н., Галанин А.А., Спектор В.В.* Возраст ледников хребта Сунтар-Хаята // Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Тр. 8-го Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 606–607.
 15. *Яо Тандонг, Ванг Юкин, Лиу Шинг, пу Йанчен, Шен Йонгпин, Лу Анксин.* Современное отступление ледников Высокой Азии в Китае и его воздействие на водные ресурсы Северо-Западного Китая // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы междунар. семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии». Алматы, Казахстан, 28–30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С. 90–102.
 16. *Chen Y., Li X.-K., Si J., Wu G.-J., Tian L.-D., Xiang S.-R.* Influence of aeolian activities on the distribution of microbial abundance in glacier ice // Biogeosciences Discussion. 2014. № 11. P. 14531–14549.
 17. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. Iss. 4. P. 436–468.
 18. *Dyurgerov M.B.* Reanalysis of glacier changes: from the IGY to the IPY, 1960–2008 // МГИ. 2010. Вып. 108. 116 с.
 19. *Moran T.A., Marshall S.J., Evans E.C., Sinclair K.E.* Altitudinal gradients of stable isotopes in lee-slope precipitation in the Canadian Rocky Mountains // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2007. V. 39. № 3. P. 455–467.
 20. *Popp S., Diekmann B., Meyer H., Siegert C., Syromyatnikov I., Hubberten H.-W.* Palaeoclimate signals as inferred from stable-isotope composition of ground ice in the Verkhoyansk Foreland, Central Yakutia // Permafrost and Periglacial Processes. 2006. № 17. P. 119–132.
 21. *Schürch M., Kozel R., Schotterer U., Tripet J.-P.* Observation of isotopes in the water cycle – the Swiss National Network (NISOT) // Environmental Geology. 2003. V. 45. № 1. P. 1–11.
 22. *Siegenthaler U., Oeschger H.* Correlation of O-18 in precipitation with temperature and altitude // Nature. 1980. V. 285. P. 314–317.
 23. *Takahashi S., Sugiura K., Kameda T., Enomoto H., Kononov Yu., Ananicheva M.D., Kapustin G.* Response of glaciers in the Suntar-Khayata Range, eastern Siberia, to climate change // Annals of Glaciology. 2011. № 52 (58). P. 185–192.
 24. *Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Bolzan J.F., Dai J., Yao T., Gundestrup N., Wu X., Klein L., Xie Z.* Holocene-Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau // Science. 1989. V. 246. № 4929. P. 474–477.
 25. *Yamada T., Takahashi Sh., Shiraiwa T., Fujii Y., Kononov Yu., Ananicheva M., Koreisha M., Muravyev Ya., Samborsky T.* Reconnaissance on the No.31 Glacier in the Suntar-Khayata Range, Sakha Republic, Russian Federation // Japanese Society of Snow and Ice. Bulletin of Glaciological Research. 2002. № 19. P. 101–106.
 26. *Wang P., Li Z., Luo S., Bai J., Huai B., Wang F., Li H., Wang W., Wang L.* Five decades of changes in the glaciers on the Friendship Peak in the Altai Mountains, China: Changes in area and ice surface elevation // Cold Regions Science and Technology. 2015. V. 116. P. 24–31.

Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода

© 2016 г. Д.А. Ганюшкин^{1*}, К.В. Чистяков¹, Е.П. Кунаева^{2,3}, И.В. Волков¹, Д.В. Банцев¹

Санкт-Петербургский государственный университет¹; Ленинградский государственный университет имени А.С. Пушкина, Санкт-Петербург²; Военно-космическая академия имени А.Ф. Можайского, Санкт-Петербург³

*Ganushkinspbgu@mail.ru

Current glaciation of the Chikhachev ridge (South-Eastern Altai) and its dynamics after maximum of the Little Ice Age

D.A. Ganyushkin^{1*}, K.V. Chistyakov¹, E.P. Kunaeva^{2,3}, I.V. Volkov¹, D.V. Bantsev¹

¹Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ²Pushkin Leningrad State University, St. Petersburg, Russia;

³Mozhaisky Military Space Academy, St. Petersburg, Russia

*Ganushkinspbgu@mail.ru

Article accepted for publication on November 11, 2015

Keywords: arid climate, dynamics of glaciers, glaciers, Little Ice Age, South-Eastern Altai.

Summary

Glaciation of the Chikhachev ridge (South-Eastern Altai) remains poorly known: field observations were not performed since the mid-twentieth century, available schemes and estimates of the glaciation and its scale made on the basis of remote sensing cover only a part of the glaciers, reconstructions of the Little Ice Age (LIA) glaciations are absent. This research was based on interpretation of the satellite images: Landsat-4 (1989), Landsat-7 (2001), and Spot-5 (2011), as well as with the use of data of the field season of 2015. Characteristics of glaciations of the Chikhachev ridge as the whole and of its individual centers (Talduair massif, Mongun-Taiga-Minor massif, and southern part of the Chikhachev ridge) were determined for the first time. Recent glaciation is represented by 7 glaciers with their total area of 1.12 km² in the Talduair massif, by 5 glaciers with total area of 0.75 km² in the Mongun-Taiga-Minor massif, and by 85 glaciers with total area of 29 km² in the southern part of the Chikhachev ridge. Since the LIA maximum, areas of glaciers decreased by 61% in the Talduair massif, by 74% in the Mongun-Taiga-Minor massif, by 56% in the southern part of the Chikhachev ridge with simultaneous lifting of the firn line by 50 m, 65 m, and 70 m, respectively.

The largest rates of the glacier contractions were determined for the period 1989–2011. Different mechanisms of the glacier retreats were shown by the example of the glacier complexes Burgastyn-Gol (one-sided retreat and disintegration) and the Grigorjev glacier (gradual retreat of the tongue). Retreat of the Grigorjev glacier has been reconstructed for the period from the LIA maximum until 2015. Average rate of the retreat increased from 1,6 m/year in 1957–1989 up to 11,3 m/year in 2011–2015. The present-day scales of the glaciers and rates of their retreating do not significantly differ from estimations made by other researchers for the nearest centers of glaciation of the Altai arid part. Stabilization of the temperature against the background of increasing precipitation suggests that in future retreating of small glaciers will slow down.

Статья принята к печати 11 ноября 2015 г.

Ключевые слова: аридный климат, динамика ледников, ледники, малый ледниковый период, Юго-Восточный Алтай.

На основе дешифрирования космических снимков и полевых исследований составлены каталоги и карты современных ледников малоисследованных центров оледенения Юго-Восточного Алтая: массивов Талдуайр, Монгун-Тайга-малая и южной части хребта Чихачева. Реконструировано оледенение хребта в малую ледниковую эпоху по снимкам 1989, 2001, 2011 гг. и результатам полевых исследований 2015 г.; выявлена динамика оледенения в целом и конкретных ледниковых комплексов.

Введение

Хребет Чихачева — это субмеридиональное возвышение между перевалом Ташанты и оз. Джулу-куль, отделяющее Чуйскую котловину на западе от относящейся к бассейну внутреннего стока котловины оз. Ачит-Нур на востоке. К северу от перевала Асхату-Даба хр. Чихачева в водораздельной части имеет характер высокого

плато с ровной или слабовсхолмлённой поверхностью и средней высотой около 3000 м. Современное оледенение здесь отсутствует. Исключение — примыкающий с запада ромбовидный в плане Талдуайрский горный массив (3505,7 м) шириной и длиной около 25 км [10], а также смещённый к востоку относительно водораздела хр. Чихачева высокогорный участок с наивысшей точкой 3717,6 м — массив Монгун-Тай-

га-малая. К югу от перевала Асхату-Даба развит альпийский рельеф с преобладающими высотами 3400–3800 м (максимальная высота 4029 м) и существенным современным оледенением. Таким образом, на территории хр. Чихачева находятся три относительно изолированных высокогорных участка, с которыми связаны очаги современного оледенения. Климатические условия неблагоприятны для существования ледников — годовая сумма осадков в предгорьях близка к 100 мм (ГМС Кош-Агач), а в высокогорье не превышает 300–400 мм [5].

Постановка проблемы

В 1928 г. Л.И. Семихатовой в массиве Талдуайр было обнаружено четыре висячих ледника в верховьях р. Большой Сайлюгем и левых притоков р. Янтау в бассейне р. Бугузун [14]. Однако каких-либо описаний, схем или численных характеристик этих ледников приведено не было. Оледенение массива Монгун-Тайга-малая ранее никем не изучалось, не указано оно и в Каталоге ледников СССР.

Белки и скопления снега в южной части хр. Чихачева отмечались Г.Н. Потаниным [12] и В.В. Сапожниковым [13], но фактическим первооткрывателем оледенения хр. Чихачева была Л.И. Семихатова [14], обнаружившая ледники в верховьях рек Бар-Бургазы и Асхатты (Асгатын-Гол), а также с водораздела рек Левый Богуты и Кату (Бага-Хатугийн-Гол); она описала и несколько ледников на территории Монголии. Всего Л.И. Семихатова выделила 13 ледников общей площадью 5 км². Данные Л.И. Семихатовой позднее были уточнены при составлении Каталога ледников [7]. Всего на западном склоне хр. Чихачева выделено 16 ледников общей площадью 4,4 км². В 1957–1958 гг. на единственном долинном леднике западного макросклона — леднике Григорьева работал Л.Н. Ивановский, зафиксировавший высоту конца ледника на 2900 м, его отступление за 30 лет — на 50 м, а положение снеговой линии — на высоте 3150–3200 м [6].

Позже по материалам аэрофотосъёмки Е.И. Селиванов и Ж. Бямба [1] отметили в районе Тургэни-Эхни-Ула (гора Турген-Ула, 4029 м) около 20 небольших ледников длиной до 2–3 км. Они оценили суммарную площадь сплошных фирновых

полей в 30 км². Известны также оценки площади ледников хр. Чихачева на территории Монголии (Ikh Türgen), сделанные для 1940-х годов по топокарте масштаба 1:100 000 [22], другим топокартам и аэрофотоснимкам [18]. Американские исследователи по результатам дешифрирования космических снимков Landsat за 2010 г. в монгольской части хр. Чихачева (Ikh Türgen) выделили 60 ледников площадью 26,9 км² [21]. В настоящее время информация о современном оледенении всего хр. Чихачева отсутствует, нет и реконструкций оледенения малого ледникового периода (далее МЛП) для этого района.

Материалы и методы

Работа основана на результатах дешифрирования космических снимков, а также полевых работ летом 2015 г. в бассейне р. Кара-Оюк и на леднике Григорьева. Проводилось дешифрирование снимков Landsat-4 (разрешение 30 м, дата съёмки 19 сентября 1989 г.), Landsat-7 (разрешение 15 м, дата съёмки 4 сентября 2001 г.), SPOT-5 (разрешение 2,5 м, дата съёмки 4 сентября 2011 г.). Для получения первичных данных со снимков и проведения по ним предварительных расчётов снимки были радиометрически нормализованы и географически привязаны по орбитальным данным в формате Norad Tie. Выполнена автоматическая систематическая геометрическая коррекция растровых данных по математической модели, описывающей углы ориентации спутника и камеры в момент съёмки (строгая модель). Определена и установлена проекция UTM WGS 84 с автоматическим определением зоны (45). Затем они были ортотрансформированы по ЦМР ASTER GDEM v. 2 (30 м), использовался умеренно-подчёркивающий фильтр.

При создании Каталогов ледников использовались результаты картометрических измерений (на основе топографических карт масштаба 1:100 000), а также GPS-привязки, полученные в результате маршрутных полевых наблюдений в 2015 г. Ледники в МЛП реконструировали на основе дешифрирования окаймляющих ледники незадернованных морен. Положение фирновой границы на реконструированных ледниках рассчитывалось по методу Куровского.

Таблица 1. Каталог ледников массива Талдуайр и Монгун-Тайга-малая*

№	Бассейн реки	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>Z1</i>	<i>Z2</i>	<i>Zf</i>	<i>A1, A2**</i>
<i>Массив Талдуайр (по состоянию на 2001 г.). Бассейн р. Обь, Северный Ледовитый океан</i>								
1	Приток р. Янтау	Карово-висячий	0,07	0,32	3320	3120	3220	СВ
2		Висячий	0,05	0,3	3530	3360	3445	
3			0,04	0,4	3530	3220	3375	
4		Каровый	0,36	0,65	3300	3080	3190	
5	Р. Сайлюгем	Карово-висячий	0,38	0,8	3500	3160	3330	С
6		Висячий	0,04	0,58	3430	3080	3255	СЗ
7			0,18	0,66	3400	3030	3215	С
<i>Сумма или среднее</i>			1,12	0,53	3430	3150	3265	
<i>Массив Монгун-Тайга-малая (по состоянию на 2011 г.). Бассейн р. Кобдо, оз. Хиргис-Нур (область внутреннего стока)</i>								
1	Р. Дзуту-Сай	Каровый	0,15	0,62	3350	3080	3215	СВ
2		Висячий	0,12	0,71	3510	3150	3330	С
3	Р. Цзенге-Сай	Склоновый	0,2	0,74	3680	3320	3500	С
4	Р. Чинге-Сай	Висячий	0,04	0,29	3480	3270	3375	С
5	Приток р. Аспайты	Каровый	0,24	0,61	3405	3260	3332,5	СВ
<i>Сумма или среднее</i>			0,75	0,59	3485	3216	3355	

* *S* – площадь ледника, км²; *L* – наибольшая длина ледника, км; *Z1* – высота нижней точки ледника, м; *Z2* – высота верхней точки ледника, м; *Zf* – высота фирновой границы, м; *A1* – экспозиция области аккумуляции; *A2* – экспозиция области абляции.

** Если дана одна экспозиция, то экспозиции областей аккумуляции и абляции совпадают; если дано две экспозиции (табл. 2), то первая экспозиция относится к области аккумуляции, а вторая – к области абляции.

Результаты

Массив Талдуайр. На основе дешифрирования космических снимков Landsat-7 2001 г. выделено семь малых ледников суммарной пло-

щадью 1,12 км² (табл. 1, рис. 1). Оледенение массива относится к бассейнам рек Янтау и Сайлюгем (притоки р. Бугузун), сток с ледников направляется в Чуйскую котловину и принадлежит водосборному бассейну Северного Ле-

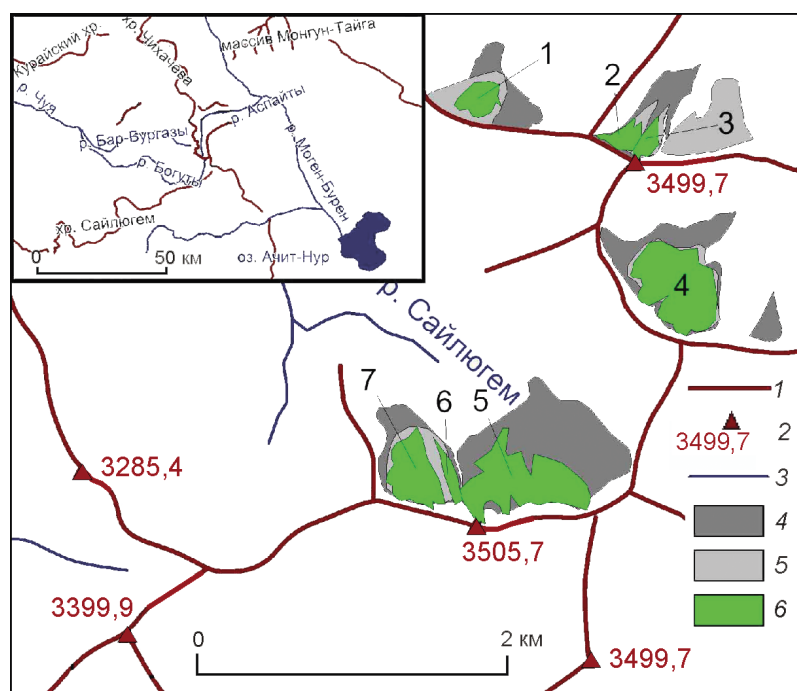


Рис. 1. Современное и реконструированное оледенение массива Талдуайр.

1 – горные хребты; 2 – горные вершины; 3 – реки; 4 – ледники в максимум малого ледникового периода; 5 – ледники в 1989 г.; 6 – ледники на 2001 г. (с указанием номеров по табл. 1)

Fig. 1. Present and reconstructed glaciations of Talduair massif.

1 – mountain ridges; 2 – mountain tops; 3 – rivers; 4 – glaciers in the Little Ice Age maximum; 5 – glaciers in 1989; 6 – present glaciers (with numbers from Table 1)

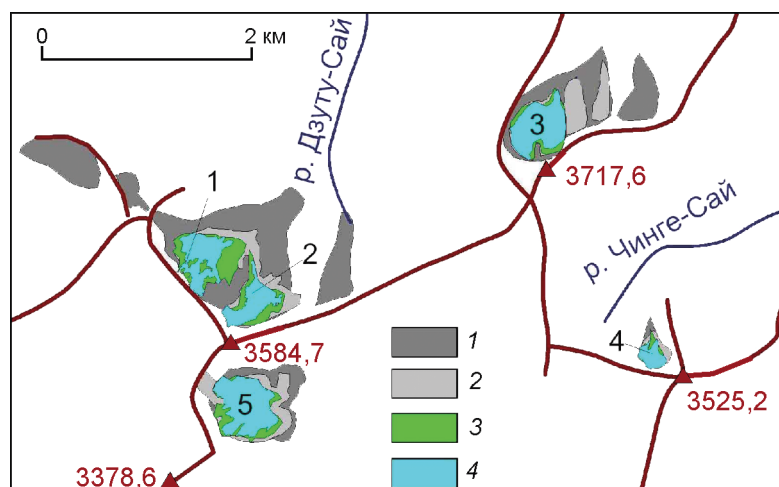


Рис. 2. Изменение оледенения массива Монгун-Тайга-малая после максимума малого ледникового периода.

1 – сокращение ледников с максимума малого ледникового периода по 1989 г.; 2 – сокращение ледников с 1989 по 2001 г.; 3 – сокращение ледников с 2001 по 2011 г.; 4 – ледники в 2011 г. (с указанием номеров по табл. 1); остальные условные обозначения см. рис. 1

Fig. 2. Changes of the glaciations of Mon-gun-Taiga-Minor massif after the Little Ice Age maximum.

1 – reduction of the glaciers from the Little Ice Age maximum to 1989; 2 – reduction of the glaciers from 1989 to 2001; 3 – reduction of the glaciers from 2001 to 2011; 4 – glaciers in 2011 (with numbers from Table 1); others legend see Fig. 1

довитого океана. Все ледники расположены на высотах более 3080 м при средней взвешенной высоте фирновой границы 3265 м. Висячие ледники близки к трансформации в многолетние снежники или полному исчезновению. Наиболее жизнеспособен каровый ледник (№ 4), занимающий выгодное положение в высоко расположенном каре (высота днища около 3150 м); судя по расположению морен МЛП этот ледник устойчив и сокращается медленно.

Массив Монгун-Тайга-малая. При дешифрировании снимков SPOT-5 2011 г. выделено пять ледников суммарной площадью 0,75 км² (рис. 2, см. табл. 1). Сток с ледников массива направлен в р. Моген-Бурен и относится к бассейну внутреннего стока (оз. Ачит-Нур). Несмотря на большую абсолютную высоту массива Монгун-

Тайга-малая по сравнению с массивом Талдуайр, его ледники также близки к полному исчезновению. Вероятно, это связано с меньшим количеством осадков, поскольку массив Монгун-Тайга-малая находится в зоне орографической тени хр. Чихачева. Подтверждением этому служит более высокое (на 90 м) по сравнению с массивом Талдуайр положение средневзвешенной фирновой границы (3355 м). Аридными условиями можно объяснить процессы бронирования малых ледников, которые отмечаются на обоих каровых ледниках массива.

Южная часть хребта Чихачева. По результатам дешифрирования авторами снимков SPOT-5 на 2011 г. оледенение представлено 85-ледниками общей площадью 29 км² (рис. 3 и 4, табл. 2). Из них на территории России находится 14 ледников

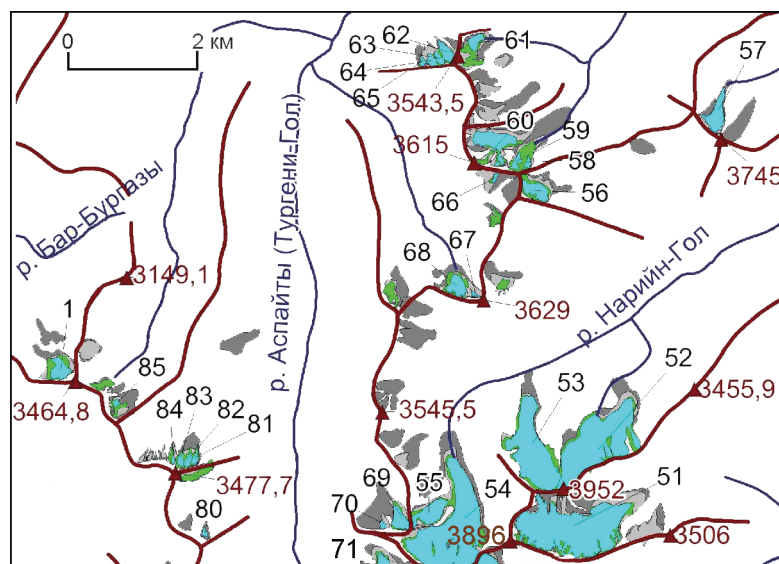


Рис. 3. Сокращение оледенения юга хр. Чихачева с максимума малого ледникового периода (северная часть).

Условные обозначения см. рис. 1, 2 (с указанием номеров по табл. 2)

Fig. 3. Reduction of the glaciations of the south of Chikhacheva ridge from the Little Ice Age maximum (northern part).

Legend see Fig. 1, 2 (with numbers from Table 2)

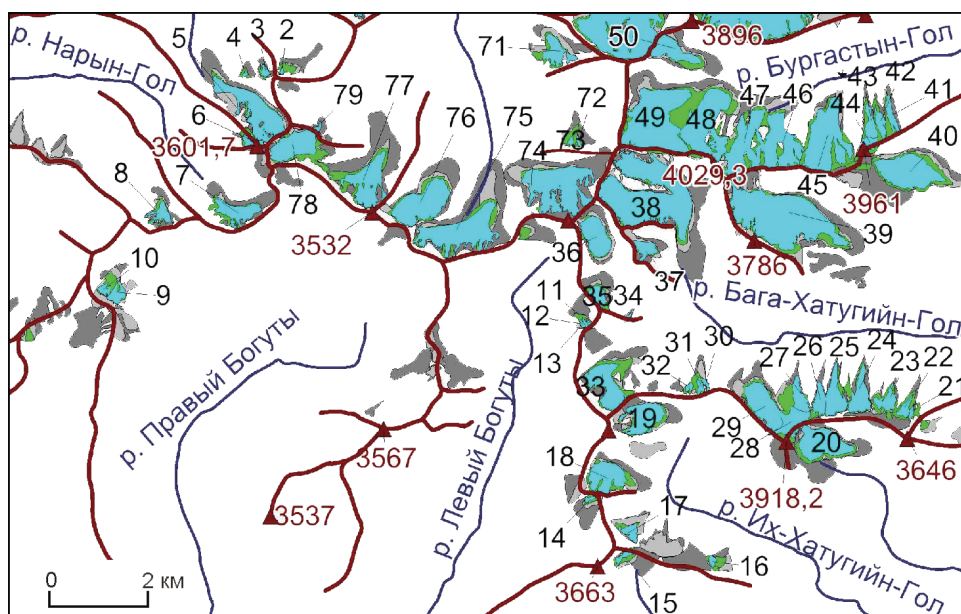


Рис. 4. Сокращение оледенения юга хр. Чихачева с максимума малого ледникового периода (южная часть).

Условные обозначения см. рис. 1, 2

Fig. 4. Reduction of the glaciations of the south of Chikhacheva ridge from the Little Ice Age maximum (southern part).

Legend see Fig. 1, 2

суммарной площадью 1,54 км² (мы обнаружили и добавили в Каталог шесть ранее нигде не отмеченных малых ледников в бассейнах р. Левый Богуты и Правый Богуты). Преобладают небольшие ледники, но площадь даже самых значительных не превышает 2,5 км². Доминируют висячие ледники, хотя суммарная площадь долинных ледников составляет около половины всей площади оледенения южной части хр. Чихачева. Экспозиционное распределение ледников показывает их зависимость от перераспределения твёрдых осадков метелевым переносом. Оледенение западного наветренного макросклона основного водораздела составляет около 5% общей площади оледенения, а все ледники, за исключением трёх самых крупных, близки к полному исчезновению.

Реконструкции ледников в малый ледниковый период, их последующая эволюция и современная динамика

Массив Талдуайр. В МЛП, согласно нашей реконструкции (см. рис. 1), суммарная площадь оледенения составляла примерно 2,9 км², т.е. оледенение с максимума МЛП по 2001 г. сократилось на 61%. Несмотря на исчезновение двух ледников, их общее число не изменилось за счёт распада относительно крупных ледников. В МЛП в данном центре оледенения существовало четыре висячих ледника, один каровый и

два карово-долинных. Суммарная площадь последних составляла более 50% общей площади оледенения массива. К 1989 г. суммарная площадь оледенения уменьшилась до 1,56 км², карово-долинные ледники отступили и перешли в разряд каровых, в массиве сохранились только малые ледники. В период с 1989 по 2011 г. оледенение сократилось на 29%. Полностью исчез единственный склоновый ледник, распался на две составляющие (ледники № 6 и 7) каровый ледник в верховьях р. Сайлюгем.

Массив Монгун-Тайга-малая. Для МЛП реконструировано восемь ледников суммарной площадью 2,91 км² (см. рис. 2). Несмотря на количественное преобладание малых висячих и склоновых ледников, в истоках р. Дзуту-Сай существовал крупный карово-долинный ледник площадью 1,11 км². К 1989 г. площадь оледенения сократилась примерно в 2 раза (до 1,41 км²) как из-за распада упомянутого карово-долинного ледника, так и исчезновения трёх малых ледников.

К 2001 г. совокупная площадь ледников уменьшилась ещё на 0,4 км², в 2001–2011 гг. ледники сокращались чуть медленнее (на 0,25 км²). Наиболее стабильными в рассмотренный период были ледники № 4 и 5, языки которых ввиду ступенчатости рельефа уже в МЛП заканчивались на высоте около 3200 м. К 2011 г. концы ледников поднялись на 50–70 м при 200-метровом отступании (для сравнения край ледника в истоках р. Дзуту-Сай отступил примерно на 780 м).

Таблица 2. Каталог ледников южной части хр. Чихачева по состоянию на 2011 г.*

№	Бассейн реки	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1, A2
Бассейн р. Обь, Северный Ледовитый океан								
1	Бар-Бургазы	Каровый	0,16	0,56	3410	3140	3275	C3
2	Кара-Оюк	Висячий	0,01	0,18	3325	3240	3285	C
3		Каровый	0,03	0,3	3500	3290	3395	C
4		Карово-висячий	0,01	0,14	3200	3110	3155	C3
5		Долинный	0,70	1,94	3580	2890	3250	CB, C3
6	Нарын-Гол	Плосковершинные	0,09	0,31	3601,7	3520	3560	
7		Каровый	0,27	1,1	3020	3280	3150	C3
8			0,11	0,52	3240	3080	3160	C
9	Правый Богуты	Висячий	0,1	0,51	3480	3120	3300	C
10			0,04	0,27	3420	3100	3260	CB
11	Левый Богуты		0,01	0,2	3480	3350	3415	C3
12			0,01	0,23	3480	3350	3415	C3
13			0,01	0,2	3480	3350	3415	C3
14		Плосковершинные	0,02	0,11	3754	3680	3717	ЮВ
Бассейн р. Кобдо, оз. Хиргис-Нур (область внутреннего стока)								
15	Хара-Магнай-Гол	Плосковершинные	0,04	0,04	3630	3600	3615	ЮВ
16	Их-Хатугийн-Гол	Карово-висячий	0,03	0,18	3500	3420	3460	CB
17			0,09	0,36	3600	3320	3460	CB
18		Каровый	0,38	0,93	3600	3280	3440	В
19			0,38	0,96	3530	3270	3400	В, ЮВ
20		Карово-долинный	0,53	1,15	3860	3400	3630	ЮВ
21	Бага-Хатугийн-Гол	Висячий	0,21	0,33	3600	3340	3470	C
22			0,07	0,51	3610	3195	3405	CB
23			0,13	0,64	3670	3130	3400	CB
24			0,25	1,03	3730	3020	3375	C
25			0,28	1,18	3780	2960	3370	C
26			0,13	0,73	3770	3200	3485	C
27			0,15	0,78	3800	3160	3480	C
28		Плосковершинные	0,25	0,56	3915	3600	3760	C
29		Каровый	0,46	1,13	3840	3270	3555	C3
30		Висячий	0,02	0,25	3600	3280	3440	C3
31			0,04	0,36	3560	3230	3395	C3
32			0,02	0,24	3400	3290	3345	C
33		Долинный	0,45	1,05	3670	3180	3425	CB
34		Висячий	0,01	0,17	3400	3220	3310	CB
35	Склоновый	0,11	0,33	3440	3260	3350	CB	
36	Долинный	0,37	0,88	3520	3315	3420	Ю	
37	Каровый	0,13	0,59	3400	3230	3315	В	
38	Долинный	1,96	2,4	3720	3090	3405	В, ЮВ	
39		1,83	2,79	3960	3200	3580	CB, ЮВ	
40	Бага-Хатугийн-Гол	Каровый	0,7	1,57	3840	3360	3600	В
41	Бургастын-Гол	Висячий	0,1	0,84	3760	3120	3440	C
42			0,09	0,77	3810	3250	3530	C
43			0,12	0,79	3820	3200	3510	C
44		Плосковершинные	0,07	0,27	3960	3800	3880	C
45		Карово-висячий	0,91	1,61	3880	3020	3450	C
46		Висячий	0,63	1,23	3840	2980	3410	C
47			0,67	1,57	3980	3050	3515	C
48		Карово-долинный	0,9	1,6	4000	3035	3520	C
49			Долинный	1,34	2,3	3850	3150	3500

Окончание табл. 2

№	Бассейн реки	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>Z1</i>	<i>Z2</i>	<i>Zf</i>	<i>A1, A2</i>
50	Нарийн-Гол	Карово-долинный	0,32	1,06	3800	3240	3520	В
51		Долинный	2,19	2,8	3800	3155	3480	В
52			1,75	2,59	3952	3080	3516	СВ
53		Карово-долинный	1,27	2,29	3880	2890	3385	С
54		Долинный	2,24	2,88	3880	2920	3400	С
55		Каровый	0,28	1	3540	3080	3310	СВ
56			0,27	0,52	3520	3320	3420	СВ
57	Аспайты	Висячий	0,23	1,1	3700	3020	3360	СВ
58			0,03	0,32	3480	3200	3340	С
59			0,06	0,42	3490	3190	3340	СВ
60		Карово-долинный	0,33	1,02	3490	3105	3300	СВ, В
61		Присклоновый	0,09	0,41	3405	3280	3345	В
62		Висячий	0,11	0,63	3580	3200	3390	СЗ
63			0,04	0,41	3580	3310	3445	СЗ
64			0,05	0,37	3550	3315	3435	СЗ
65			0,02	0,25	3440	3280	3360	СЗ
66		Склоновый	0,02	0,25	3510	3450	3480	ЮЗ
67		Висячий	0,01	0,3	3520	3320	3420	СЗ
68		Каровый	0,16	0,54	3400	3080	3240	С
69		Карово-висячий	0,15	0,72	3600	3120	3360	СЗ
70		Висячий	0,02	0,25	3400	3200	3300	СЗ
71		Каровый	0,22	0,72	3480	3150	3315	СЗ
72		Висячий	0,01	0,25	3320	3150	3235	С
73			0,02	0,22	3320	3160	3240	С
74		Карово-долинный	1	1,54	3600	3000	3300	СЗ
75		Долинный	0,87	1,98	3400	2960	3180	С
76			0,69	1,3	3400	3030	3215	СВ
77			0,52	1,27	3450	2910	3180	СВ
78		Карово-долинный	0,45	0,99	3440	3230	3335	ЮВ
79		Висячий	0,03	0,26	3200	2940	3070	СВ
80			0,02	0,29	3360	3130	3245	С
81			0,03	0,37	3280	3040	3160	СВ
82			0,04	0,37	3360	3080	3220	С
83			0,04	0,38	3380	3070	3225	СВ
84			0,01	0,39	3400	3120	3260	С
85	Асгатын-Гол (приток р. Аспайты)	Каровый	0,02	0,19	3180	3120	3150	СВ
Сумма или средневзвешенное по площади			29	0,82	3575	3197	3425	

* См. условные обозначения к табл. 1.

Таким образом, сокращение суммарной площади ледников с максимума МЛП – около 74% при подъёме фирновой границы на 65 м. Как и в массиве Талдуайр, после 1989 г. сокращение ледников ускорилось.

Южная часть хр. Чихачева. Реконструированное оледенение в МЛП было представлено

128 ледниками суммарной площадью 65,4 км² (см. рис. 3 и 4). Наиболее крупные ледники располагались на северных склонах субширотного горного гребня, протягивающегося от верховьев р. Кара-Оюк на восток до верховьев рек Бага-Хатугийн-Гол и Бургастын-Гол. Здесь располагалось 12 долинных ледников из 17, суще-

Таблица 3. Реконструированная скорость деградации ледников южной части хр. Чихачева после максимума малого ледникового периода

Характеристики	Период, годы		
	1820–1989	1989–2001	2001–2011
Сокращение площади оледенения, км ²	23,25	8,4	4,74
Средняя скорость сокращения площади оледенения, км ² /год	0,13	0,7	0,47
Подъём фирновой границы, м	34	28	7
Средняя скорость подъёма фирновой границы, м	0,2	2,3	0,7

ствовавших в МЛП. Расчётная средняя высота фирновой границы на ледниках МЛП составила 3355 м (депрессия 70 м). К 1989 г. площадь оледенения сократилась до 42,17 км² при подъёме фирновой границы на 35 м. В период 1989–2001 гг. площадь оледенения уменьшилась ещё на 8,4 км², а высота фирновой границы повысилась на 28 м. С 2001 по 2011 г. площадь оледенения уменьшилась на 4,75 км² при подъёме фирновой границы на 7 м.

Если сокращение ледников после максимума МЛП началось около 1820 г. (по аналогии с результатами реконструкции оледенения МЛП близко расположенного горного массива Монгун-Тайга [19]), то период 1989–2011 гг., вероятнее всего, оказался временем наиболее быстрого сокращения ледников после максимума МЛП (табл. 3). С максимума МЛП по 2011 г. площадь оледенения уменьшилась примерно на 56%.

Характер деградации ледников в разных частях данного района был неодинаков: в восточной и центральной частях преобладали распад долинных ледников или их трансформация в карово-долинные, на северной и западной периферии исчезло большое число малых ледников, преимущественно каровых. Возросла доля висячих ледников как в отношении количества, так и относительной площади (табл. 4), и, напротив, снизились количество и относительная площадь долинных и карово-долинных ледников. Эти параметры у ледников северной экспозиции возросли вследствие сокращения доли ледников северо-восточной, восточной и юго-восточной экспозиций (см. табл. 4). Значительная часть ледников восточных экспозиций в

Таблица 4. Изменение морфологической структуры оледенения и экспозиционного распределения ледников хр. Чихачева в период с максимума малого ледникового периода (МЛП) по 2011 г.

Характеристика	Доля от общего числа, %		Доля от общей площади, %	
	МЛП	2011 г.	МЛП	2011 г.
<i>Морфологический тип ледников</i>				
Висячие	30	46	10	13
Карово-висячие	4	5	4	1
Каровые	24	6	10	12
Карово-долинные	15	8	17	17
Долинные	13	14	51	51
Плосковершинные	10	6	7	2
Склоновые	4	2	2	<1
Присклоновые	0	1	0	<1
<i>Экспозиция ледников</i>				
Север	10	36	28	38
Северо-восток	28	25	33	24
Восток	11	10	13	21
Юго-восток	10	5	8	4
Юг	3	1	1	1
Юго-запад	3	1	2	<1
Запад	2	0	1	0
Северо-запад	13	23	14	11

МЛП была приурочена к сниженным субмеридиональным горным гребням на севере рассматриваемого района. Ледники северных склонов, приуроченные к более высоким субширотным гребням, оказались более устойчивыми.

Изменение экспозиционного распределения ледников показывает, что менее восприимчивыми к произошедшим изменениям климата оказываются ледники, существующие за счёт малой абляции на затенённых склонах, а более уязвимыми — ледники подветренных склонов, выживающие за счёт многократной концентрации твёрдых осадков. На наш взгляд, это связано с уменьшением количества осадков, поскольку при этом аккумуляция уменьшается в большей степени на ледниках с высоким значением коэффициента концентрации твёрдых осадков. Различия механизмов сокращения конкретных ледников показаны на примере ледников Бургастын-Гол и Григорьева.

Ледниковый комплекс Бургастын-Гол приурочен к восточному макросклону хр. Чихачева (рис. 5). Верховья долины находятся

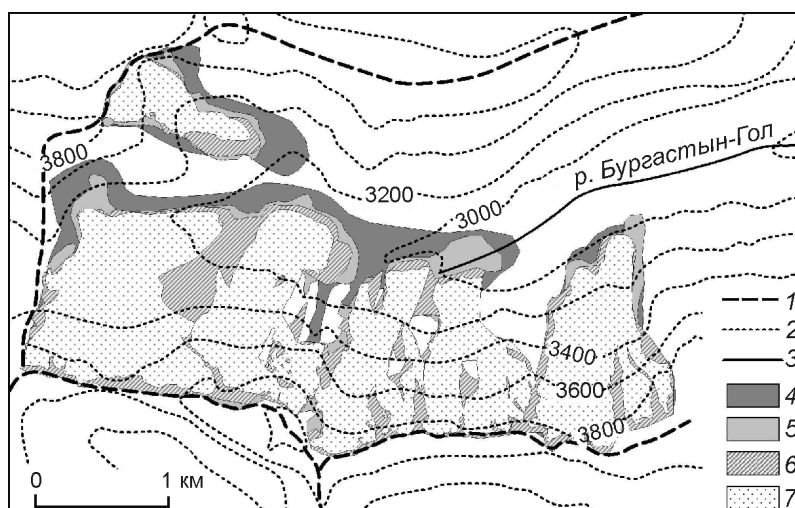


Рис. 5. Ледниковый комплекс Бургастын-Гол.

1 – водоразделы; 2 – изогипсы; 3 – реки; 4 – положение ледника в максимум малого ледникового периода; положение ледников в 1989 (5), 2001 (6), и 2011 (7) гг.

Fig. 5. Burgastyn-Gol glacial complex.

1 – watersheds; 2 – hypsometric curves; 3 – rivers; 4 – position of the glaciers in the Little Ice Age maximum; position of the glaciers in 1989 (5), 2001 (6) and 2011 (7)

между двумя субширотными горными гребнями: южным, со средней высотой более 3800 и максимальной до 4029,3 м (гора Турген-Ула), и северным, со средней высотой более 3600 и максимальной до 3896 м. Соединяющий их отрезок главного водораздела хр. Чихачева снижен на участке ледникового перевала до 3300 м. Верхняя часть долины с высотами 3300–2860 м имеет широтное простираие, немного расширяясь и разворачиваясь к северо-западу выше 3000 м. Горное обрамление долины с юга мало изрезано и, за исключением нескольких небольших каров с днищами на высотах 3300 м и более, представляет собой монолитную стену крутизной в среднем 50–60°. Северное обрамление имеет более расчленённый характер благодаря глубокому цирку юго-восточной экспозиции, открывающемуся в долину.

В максимум МЛП в верховьях долины Бургастын-Гол существовал крупнейший по площади на территории хр. Чихачева долинный ледник (5,25 км²), спускавшийся примерно до высоты 2900 м. Ледник получал одностороннее питание со склонов северной экспозиции, не принимая ни одного притока со склона южной экспозиции. Подобные ледники отмечены М.В. Троновым как весьма характерные для современного состояния оледенения на Алтае [15, с. 342]: «Такие ледники получают дополнительное питание с теневой стороны, где снеговые поля спускаются до поверхности ледника, в то время как другая сторона ледниковой долины обнажена от снега. Ледник от неё отходит и получает наклон не только вниз по доли-

не, но и вбок, к бесснежной стороне». Согласно М.В. Тронову, одностороннее расположение языка ледника – следствие нарушения принципа соответствия, т.е. долина становится слишком широкой для ледника, в результате ледник отступает не только вверх по долине, но и вбок и в итоге разделяется. Вполне в соответствии с этой схемой, согласно топографической карте 1:100 000 издания 1982 г., отступление ледника «вбок» привело к тому времени к его разделению в нижней части на два языка, направленных почти перпендикулярно долине. Согласно результатам дешифрирования космических снимков, примерно такое же положение краёв ледников сохранялось и в 1989 г.

К 2001 г. оба языка отступили вверх и вбок на расстояние от 50 до 250 м. В период 2001–2011 гг. каждый из ледников распался ещё на два ледника. Сейчас на месте бывшего долинного ледника существуют четыре ледника (№ 46–49), площадь крупнейшего из них – около 1 км². Сокращение площади оледенения на этом участке с максимума МЛП составило около 33%, что почти в 2 раза меньше среднего значения для южной части хр. Чихачева. Это доказывает большую устойчивость относительно крупных форм оледенения (даже при их распаде на меньшие составляющие) по отношению к малым каровым и висячим ледникам, исчезновение которых внесло основной вклад в общее сокращение оледенения. Подобное одностороннее сокращение и распад ледника отмечены авторами на территории верховьев правого притока р. Толайты в массиве Монгун-Тайга (ледники № 25–29) [2, 16]. По аналогии с ледни-

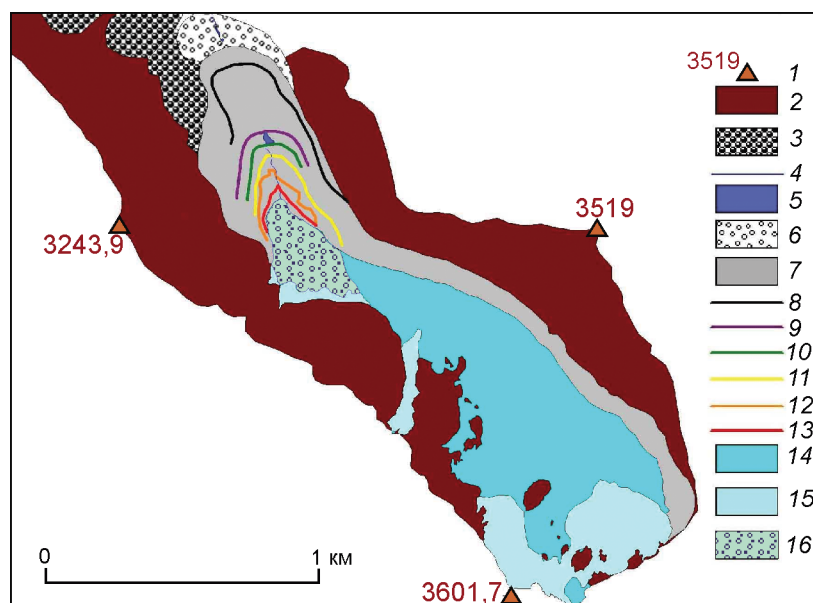


Рис. 6. Комплекс ледника Григорьева.

1 – вершины; 2 – крутые скалистые склоны и скальные выходы; 3 – участки присклоновой осыпной аккумуляции; 4 – реки; 5 – озёра; 6 – моренный вал исторической стадии; 7 – морена малого ледникового периода; 8 – гребень этой морены; реконструкция положения края ледника: 9 – на 1928 г., 10 – на 1957 г., 11 – на 1989 г., 12 – на 2001 г., 13 – на 2011 г.; 14 – область абляции ледника в 2015 г.; 15 – область аккумуляции в 2015 г.; 16 – забронированный язык ледника

Fig. 6. The complex of Grigorieva Glacier: 1 – mountain tops; 2 – steep rocky slopes and nunataks; 3 – areas of talus accumulation; 4 – rivers; 5 – lakes; 6 – historical stage moraine; 7 – LIA moraine; 8 – LIA moraine crest line; reconstructions of glacial edge position: 9 – in 1928, 10 – in 1957, 11 – in 1989, 12 – in 2001, 13 – in 2011; 14 – ablation area in 2015 g.; 15 – accumulation area in 2015; 16 – debris covered glacial snout

ками данного массива, в верховьях р. Бургастьн-Гол в перспективе следует ожидать деградации выходящих в долину языков ледников и их трансформации в серию висячих ледников и каровый ледник в тыловой части долины. Вероятно, этот процесс будет медленным, так как сейчас ледники залегают на крутом склоне северной экспозиции, а их языки находятся на участках интенсивной лавинной аккумуляции.

Ледник Григорьева расположен на западном макросклоне хр. Чихачева в истоках р. Кара-Оюк – притока р. Бар-Бургазы (бассейн р. Чуя). Это – единственный долинный ледник российской части хр. Чихачева и наиболее изученный ледник всего хребта, хотя вся опубликованная о нём информация получена при его посещении Л.И. Семихатовой в 1928 г. и Л.Н. Ивановским в 1957–1958 г. В августе 2015 г. мы проводили маршрутные гляциогеодезические наблюдения на территории ледника и геоморфологические измерения на поверхности окаймляющих его морен. Ледник Григорьева расположен в трогее северо-западной ориентации протяжённостью примерно 3,3 км (рис. 6). Борта долины, имеющие относительную высоту до 400–450 м, отвесно возвышаются над ледником, что определяет его сильное затенение и обильное поступление лавинного и осыпного материала на поверхность.

Основной ледниковый поток спускается по склону северной экспозиции крутизной до 40°, заполняет цирк северо-западной экспозиции с

высотой дна около 3200 м и движется на северо-запад. Уклон ледника в цирке – всего 7–10°. По ходу движения ледник прижимается к левой скальной стенке долины, откуда получает два потока льда шириной менее 100 м каждый. Правый борт долины отделён от ледника склоном крутизной около 30°, заваленным осыпным материалом; вниз по долине его скопления постепенно переходят в боковую морену. На всём протяжении этого образования, вплоть до его участка напротив языка ледника, наблюдаются выходы погребённого льда, идут активные процессы осыпания и оползания каменного материала. На поверхности ледника встречаются крупные валуны столовой формы, их количество возрастает на высоте 3100–3150 м, где ледник принимает нижний из упомянутых небольших притоков. На выходе из цирка долина сужается, ширина ледника не превышает 150 м, а уклон достигает 25–30°. С высоты 3040 м ледник разворачивается на север, расширяясь до 300–350 м в поперечнике, после чего он заканчивается лбом крутизной до 40°. Язык ледника сильно загрязнён крупным и мелким моренным материалом, а большая крутизна обуславливает неустойчивость валунов, часто скатывающихся к подножию ледника.

Область питания ледника прерывиста и включает в себя: 1) основную часть, приуроченную к стенкам цирка, где фирновая граница проходит зигзагообразно в интервале 3280–

3400 м; 2) скопление фирна на склоне и на стыке нижнего ледникового притока с основным ледниковым потоком до высоты 3100 м, связанное с лавинной аккумуляцией; 3) узкую полосу фирна лавинного происхождения на высотах примерно 2950–3000 м у подножия отвесного склона северной экспозиции непосредственно над забронированным языком ледника. Несмотря на большую длину ледника и низкое положение его языка, таяние невелико, о чём свидетельствуют слабое развитие на его поверхности водотоков и маловодность вытекающего с него потока, во многих местах уходящего под морену. Причины этого – забронированность языка и его затенённое положение. В результате незначительной абляции отмечаются хорошая сохранность моренных валов МЛП и исторической стадии, а также устойчивость ледника к климатическим изменениям и стабильность положения края ледника.

В 2015 г. ледник заканчивался на высоте 2890 м. Поток, образующийся при слиянии текущих по поверхности ледника и вдоль его восточного края водотоков, через 200 м впадает в озеро размером 60 × 25 м. Озеро не имеет поверхностного стока, но заметна фильтрация его воды через западный боковой моренный вал МЛП. Согласно результатам дешифрирования космических снимков 2011–2015 гг., край ледника отступил на 45 м. В 2001 г. ледник находился примерно посередине между его положением в 2015 г. и краем озера, а в 1989 г. – почти посередине между положением в 2001 г. и озером. На фотографии, сделанной Л.Н. Ивановским в 1957 г., край ледника контактировал с озером. В то же время Л.Н. Ивановский отмечал, что со времени между посещением ледника Л.И. Семихатовой в 1928 г., когда ледник был подпружен мореной, к 1957 г. край ледника отступил на 50 м. Это позволило нам воссоздать примерное положение ледника на 1957 и 1928 г.

Согласно нашим расчётам с максимума МЛП до 1989 г. ледник сокращался очень медленно (табл. 5), а в некоторые годы, вероятно, стационарировал. Помимо затенённости, повышенного лавинного питания и малой абляции за счёт моренного бронирования языковой части, важную роль в медленном отступании ледника играла его высокая динамическая активность, обусловленная крутизной поверхности ледника

Таблица 5. Динамика отступления ледника Григорьева

Годы	Отступление языка ледника Григорьева (всего), м	Средняя скорость отступления, м/год
1820–1928	320	3,0
1928–1957	50	1,7
1957–1989	52	1,6
1989–2001	69	5,8
2001–2011	68	6,8
2011–2015	45	11,25

(сейчас крутизна поверхности составляет 20,3°). С 1989 г. отступление ледника ускорилось, что отражает общую тенденцию изменения оледенения в регионе. Особенно высокие темпы отмечаются в последние четыре года. Тем не менее, в перспективе следует ожидать замедления отступления ледника, что связано с выходом его края на более крутой участок склона.

Обсуждение результатов

Незначительные размеры современных ледников хр. Чихачева (не более 2,24 км²) в целом характерны для аридного Юго-Восточного Алтая, где площадь ледников лимитируется недостаточностью питания при малом количестве осадков. Например, площади ледников горного массива Монгун-Тайга (3970 м), расположенного в нескольких десятках километров, не превышают 4 км². Несмотря на несколько большую по отношению к массиву Монгун-Тайга высоту хр. Чихачева, ледники здесь разрознены, имеют меньшие размеры и не образуют компактного ледникового комплекса. Причина – незначительное развитие в южной части хр. Чихачева поверхностей выравнивания, играющих важнейшую роль в накоплении и перераспределении снега. Их площади здесь, на высотах более 2800 м, почти в 3 раза меньше, чем в массиве Монгун-Тайга. В текущую фазу эволюции оледенения развитый альпинотипный рельеф менее благоприятен для ледников, чем наличие на аналогичных высотах поверхностей выравнивания.

Недостаточное питание ледников также приводит к большей высоте нижней границы ледников: обычно у долинных ледников она составляет 2900–3100 м, у каровых – 3000–3300, у висячих – 3100–3300, у склоновых – выше

3400 м. Это примерно соответствует положению концов ледников массива Монгун-Тайга.

Средняя высота фирновой границы на ледниках южной части хр. Чихачева (3425 м) мало отличается от её высоты для массива Монгун-Тайга (3390 м), что доказывает сходство климатических условий существования ледников. Высота фирновой границы ледников массивов Талдуайр и Монгун-Тайга-малая (3265 и 3355 м соответственно) намного ниже, поскольку здесь развиты небольшие каровые ледники, существующие за счёт повышенной концентрации снега в отрицательных формах рельефа намного ниже климатической снеговой границы. Напротив, в южной части хр. Чихачева и в массиве Монгун-Тайга отмечаются долинные, склоновые и плосковершинные ледники с высоким положением фирновой границы. Для массива Талдуайр некоторую роль играет также выдвинутость массива на запад, вследствие чего он, вероятно, получает несколько большее количество осадков.

Для изменений оледенения Алтая с максимума МЛП существует оценка П.А. Окишева подъёма снеговой границы в 70 м [11]. Прямое её сравнение с нашими данными не оправдано, поскольку они получены разными методами и для разных интервалов времени (с 1982 г. оледенение испытало существенное изменение). П.А. Окишев использовал формулу Л.А. Варданянца, в которой депрессия фирновой границы рассчитывается по изменению длины ледника и высоты его нижней точки. Эта формула даёт хорошие результаты для долинных ледников, но не может использоваться для каровых, висячих и плосковершинных [3].

Ф. Лемкюль [23] для массива Турген (примерно в 100 км восточнее южной части хр. Чихачева) реконструировал 56% сокращения площади оледенения с максимума МЛП по 1991 г. и 81 м подъёма границы питания ледников, а для соседнего массива Хархира — 31% и 76 м соответственно. Для периода с максимума МЛП по 1989 г. мы получили следующие значения: 36% сокращения оледенения и 34 м подъёма фирновой границы для юга хр. Чихачева, 46% и 40 м для массива Талдуайр, 52% и 36 м для массива Монгун-Тайга-малая. Большой разброс значений сокращения площади оледенения, вероятно, связан с разными геоморфологическими условиями и морфологическими особенно-

стями ледников. Существенно меньшие значения подъёма границы питания для районов, исследованных нами, возможно, связаны с методическими различиями: Лемкюль рассчитывал депрессию границы питания в основном по крупным долинным ледникам методом TSAM (toe-to-summit altitude method), при котором высота границы питания определяется как среднее арифметическое между верхней и нижней точками ледника. Наша реконструкция изменения оледенения с максимума МЛП по 2006 г. для тех же массивов, в которой фирновая граница определялась методом Куровского, дала значения депрессии фирновой границы 35 и 60 м [19].

В горном массиве Монгун-Тайга, согласно реконструкции оледенения комплекса главной вершины, выполненной Р.М. Мухаметовым [9], с максимума МЛП по 1986 г. суммарная площадь ледников сократилась на 49,3%. По нашей оценке, сделанной для всей территории массива Монгун-Тайга, ледники с максимума МЛП по 2013 г. уменьшили площадь на 59% (что близко значению, полученному для юга хр. Чихачева) при депрессии фирновой границы 120 м [4]. Различия в изменении положения фирновой границы между хр. Чихачева и массивом Монгун-Тайга с учётом их близкого расположения не могли быть вызваны существенными температурными различиями. Вероятно, в максимум МЛП расположенный севернее массив Монгун-Тайга получал большее количество осадков, что и вызвало большее снижение фирновой границы. Другое возможное объяснение — значительное развитие на территории массива Монгун-Тайга поверхностей выравнивания и плосковершинных ледников приводит к меньшим значениям энергии оледенения (за счёт меньшей концентрации твёрдых осадков) и более резкому подъёму фирновой границы при потеплении.

Относительно большая для Алтая величина сокращения ледников массивов Талдуайр (61%) и Монгун-Тайга-малая (74%) связана с двумя причинами. Во-первых, при изначально очень небольших размерах и малом вертикальном диапазоне в случае сравнительно небольшой абсолютной высоты горного обрамления ледники массивов были менее устойчивы к изменениям климата. Во-вторых, после подъёма границы питания выше уровня 3100 м (высота днищ наиболее высоких каров) произошёл переход оле-

денения от карового к висячему типу, который сопровождался скачкообразным сокращением ледников внутри каров.

Информации о скоростях отступления языков ледников после максимума МЛП в аридных районах Алтая до сих пор немного. В некоторых случаях скорости близки к определённым нами по леднику Григорьева. Так, по данным [20], полученным на основе анализа повторных фотографий, наземных наблюдений и космических снимков, средняя скорость отступления ледника Западный Турген в массиве Тургени-Нуру составляла 6,7 м/год между 1910 и 1970 г., 3,9 м/год между 1970 и 1992 г. и 6,1 м/год между 1992 и 2010 г. Примерно такие же скорости отступления установлены для ледника Восточный Мугур в массиве Монгун-Тайга: 3,6 м/год для 1952–1966 гг., 7,3 м/год для 1966–1995 гг., 3,9 м/год для 1995–2013 гг. [17]. Некоторые долинны ледники отступают существенно быстрее: ледник Селиверстова (массив Монгун-Тайга) сокращался со скоростью 6,1 м/год в 1952–1966 гг., 15,0 м/год в 1966–1995 гг., 22 м/год в 1995–2013 гг. [17]; ледник Потанина в массиве Таван-Богдо-Ола в 1987–2001 гг. отступал со средней скоростью 43 м/год [8].

Наши исследования показали, что для ледников хр. Чихачева высокие скорости отступления языков ледников не характерны, что связано с отсутствием здесь крупных долинных ледников с длинными пологими языками (таких, как ледник Потанина или ледник Селиверстова). Ускорение сокращения суммарной площади ледников в последние десятилетия связано или с полным исчезновением малых ледников, или с распадом относительно крупных ледников на несколько составляющих (например, Бургастын-Гол).

Выводы

В результате выполненной работы получена новейшая информация о мало исследованном центре оледенения Алтая: впервые составлен полный Каталог ледников южной части хр. Чихачева, а также массивов Талдуайр и Монгун-Тайга-малая; кроме того, впервые для этих районов реконструированы ледники максимума МЛП. Установленная в результате исследований

тенденция к ускорению сокращения площади оледенения после 1989 г. соответствует современным изменениям климата. По данным ГМС Кош-Агач, находящейся в 70 км западнее южной части хр. Чихачева, после холодного и влажного отрезка середины 1980-х годов приблизительно до 2000 г. отмечались интенсивное потепление и сокращение количества осадков. После 2000 г. потепление прекратилось, а количество осадков несколько возросло [17]. Вероятно, в силу инерционности ледники ещё не успели приспособиться к новым климатическим условиям и продолжают отступать, хотя в среднем скорость их сокращения несколько снизилась. Последнее в большей степени относится к малым ледникам, тогда как относительно более крупные и более инерционные ледники пока ускоряют отступление, как это видно на примере ледника Григорьева. При стабильности текущих климатических условий следует ожидать перехода малых ледников в стационарное состояние. Поведение долинных ледников более индивидуально и менее предсказуемо, что определяется геоморфологическими условиями их существования.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и РГО, проекты № 13-05-41075 РГО_а, № 15-05-06611 А, № 13-05-00851-а, № 14-05-00796.

Литература

1. Бямба Ж., Селиванов Е.И. Современное оледенение Монголии // Изв. ВГО. 1971. № 3 (103). С. 249–254.
2. Ганюшкин Д.А. Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2001. 195 с.
3. Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Селиверстов Ю.П. Оледенение массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) в максимум малой ледниковой эпохи и его эволюция // Вест. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 1998. № 4 (28). С. 27–37.
4. Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Колебания ледников массива Монгун-Тайга (Юго-Восточный Алтай) после максимума малой ледниковой эпохи // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 5–12.
5. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Буева М.В. Изменчивость высотного положения фирновой линии на ледниках Алтае-Саянской горной страны и ее

- связь с климатическими параметрами // Изв. РГО. 2013. № 4 (145). С. 45–53.
6. *Ивановский Л.Н.* Вопросы сопоставления конечных морен на Алтае // Гляциология Алтая. 1965. № 4. С. 49–69.
 7. Каталог ледников СССР: Т. 15. Вып. 1. Ч. 6. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 50 с.
 8. *Михайлов Н.Н., Останин О.В.* Изменение ледников Южного и Центрального Алтая с конца XIX в. и тенденции их развития в XXI веке // География и природопользование Сибири. 2004. № 7. С. 172–182.
 9. *Мухаметов Р.М.* Колебания ледниковых систем Алтае-Саянской горной страны: Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Иркутск: Ин-т географии им. В.Б. Сочавы, 1988. 16 с.
 10. *Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Гео, 2004. 313 с.
 11. *Окишев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: изд. ТГУ, 1982. 210 с.
 12. *Потанин Г.Н.* Очерки Северо-западной Монголии: Вып. 3. СПб., 1883. 386 с.
 13. *Сапожников В.В.* Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо: Путешествия 1906–1911 гг. Томск, 1911. 416 с.
 14. *Семихатова Л.И.* Современное оледенение в Юго-Восточном Алтае // Советская Азия. 1930. № 3–4. С. 221–236.
 15. *Тронов М.В.* Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 373 с.
 16. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В.* Горный массив Монгун-Тайга. СПб: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
 17. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н.* Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Таван-Богдо-Ола и Монгун-Тайга // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 49–60.
 18. *Dashdeleg N.* Modern glaciers of Mongolia. Moscow, Ulaanbaatar // Academy of Sciences of Mongolia and Academy of Sciences of USSR. 1990. 60 p.
 19. *Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and northwest Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum // Environmental Earth Sciences. 2015. № 3 (74). P. 1883–1904.
 20. *Kamp U., Mcmanigal K.G., Dashtseren A., Walther M.* Documenting glacial changes between 1910, 1970, 1992 and 2010 in the Turgen Mountains, Mongolian Altai, using repeat photographs, topographic maps, and satellite imagery // Geographical Journ. 2013. № 3 (179). P. 248–263.
 21. *Kamp U., Pan C.G.* Inventory of glaciers in Mongolia, derived from Landsat imagery from 1989 to 2011 // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. 2015. 17 p.
 22. *Klinge M.* Glacial-geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia. Aachen: Aachener Geographische Arbeiten, 2001. 135 p.
 23. *Lehmkuhl F.* Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains // Journ. of Asian Earth Sciences. 2012. № 52. P. 12–20.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 504.064:004.424.6

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-43-51

Оценка водного эквивалента снега по данным пассивного микроволнового сканирования земной поверхности с использованием искусственных нейронных сетей для территории Российской Федерации

© 2016 г. А.А. Волчек*, Д.А. Костюк, Д.О. Петров

Брестский государственный технический университет, Республика Беларусь

*volchak@tut.by

Water equivalent of snow retrieved from data of passive microwave scanning with the use of artificial neural networks over the Russian Federation territory

A.A. Volchek*, D.A. Kostyuk, D.O. Petrov

Brest State Technical University, Brest, Republic of Belarus

*volchak@tut.by

Article accepted for publication on May 27, 2015

Keywords: *artificial neural network, microwave remote sensing, snow storage, snow water equivalent.*

Summary

Using of the Chang model for calculation of the snow water equivalent on the basis of measurements of the Earth thermo-microwave radiation by means of scanning polarimeters (SMMR, SSM/I, AMSR-E) from board of orbital satellites does not allow obtaining the accuracy needed hydrological purposes. Low accuracy of the calculations is caused by both simplified character of the mathematical model, and due to significant influence of the surface characteristics (relief, vegetation and complex structure of snow thickness) upon the microwave radiation propagation. This work was aimed at finding a way to increase accuracy of calculations of the snow water equivalent on the Russian Federation territory with its different climate conditions by means of application the neural network approach for processing of results of the passive microwave scanning of the Earth surface. Feed-forward multi-layer artificial neural network was trained by back-propagation algorithm using SSM/I data and results of snow water equivalent *in situ* measurements obtained at 117 meteorological stations during the period from January 1st, 1988 till December 31st, 1988. Validation was performed using data from the same sources collected during 7 years (1992–1998). Results of performed numerical experiments and obtained values of root-mean-square error ($\sigma = 24.9$ мм; $r = 0.39 \pm 0.01$) allow coming to conclusion that the best estimation of water equivalent of a snow cover is provided by artificial neural network using as the input data a set of the SSM/I channels 19.35, 37.0, 85.5 GHz of horizontal and vertical polarizations with meteorological data differentiated by types of the snow survey route.

It is shown that low correlation coefficients (< 0.5) as compared with similar studies on small areas is not caused by the chosen mathematical model and its realization but it is due to a strong diversity of climatic conditions and low density of meteorological stations on the land areas covered by our study. For the purpose of further improvement of quality of the snow water equivalent calculations as for diminution of negative influence of the above factors we propose to use the artificial networks ensemble trained by results of direct measurements grouped according to characteristics of the climate conditions, relief and vegetation.

Статья принята к печати 27 мая 2015 г.

Ключевые слова: *водный эквивалент снежного покрова, искусственная нейронная сеть, микроволновое дистанционное зондирование, снеготопасы.*

Формулируется проблема оценки накопленных снеготопасов на обширных, климатически разнообразных территориях. Предложено использование искусственных нейронных сетей для восстановления водного эквивалента снежного покрова на основе микроволнового спутникового зондирования и опорных данных снегомерных съёмок. Подход апробирован для территории Российской Федерации.

Введение

Снежный покров значительно влияет на климат, рельеф, гидрологические и почвообразовательные процессы, жизнь растений и животных [3, 5]. Наводнения, вызванные таянием снега, во многом определяют хозяйственную деятельность многих регионов. Именно поэтому так важна задача оценки запаса воды, накопленного в снежном покрове. В настоящее время для оценки характеристик снежного покрова используются снегомерные съёмки, достаточно трудоёмкие и дискретные, что затрудняет оперативную оценку снегозапасов, особенно при развитии катастрофических половодий. Так как снежный покров ослабляет радиотепловое излучение от подстилающей земной поверхности, для оперативной оценки состояния снегозапасов уже с 1970-х годов используются методы дистанционного зондирования Земли на основе измерения её радиотеплового излучения при помощи микроволновых сканеров-поляриметров (SSMR, SSM/I, AMSR-E) [6, 14], установленных на борту орбитальных платформ. Степень такого ослабления зависит от частоты излучения, толщины снега, его влажности и размера частиц. Спутники (DMSP F10-F19, AQUA), на борту которых размещены указанные сканеры-поляриметры, выведены на практически круговые полярные солнечно-синхронные орбиты, что позволяет последовательно проходить над всеми участками поверхности Земли приблизительно в одно и то же местное солнечное время. Каждый спутник совершает в сутки около 14 витков; глобальное покрытие Земли происходит примерно за трое суток, неполное — за сутки.

Постановка проблемы

Используемая в мировой практике методика оценки содержания воды в снежном покрове S основана на модели Чанга [4, 9], уравнение которой для случая SSMR имеет вид

$$S = 4,8(T_{18h} - T_{37h}), \quad (1)$$

где T_{18h} , T_{37h} — радиояркие температуры частотных каналов соответственно 18 и 37 ГГц горизонтальной поляризации; коэффициент 4,8 соответствует плотности снежного покрова $0,30 \text{ г/см}^3$ с размером зерна 0,3 мм.

Сканер SSM/I работает на другом наборе частот, поэтому уравнение (1) для него будет следующим:

$$S = 4,8(T_{19h} - 5 - T_{37h}).$$

Степень покрытия местности лесом при оценке водного эквивалента снежного покрова учитывается путём введения в уравнение дополнительного коэффициента c [11]:

$$c = 1/(1 - f),$$

где f — процент покрытия местности лесом.

Существенный недостаток такого метода оценки снегозапасов — низкое пространственное разрешение (от 12 до 25 км). Кроме того, на точность вычисленных параметров значительно влияют растительность, сложность рельефа, характер снежной толщи [7]. В частности, при помощи микроволнового сканирования нельзя обнаружить снежный покров толщиной менее 15 мм [13]; установлено также, что модель Чанга не позволяет определить водный эквивалент со значениями, превышающими 120 мм [10]. Наконец, к значительным ошибкам определения водного эквивалента приводит наличие воды в снежном покрове (из-за снижения его прозрачности для микроволнового излучения) [17]. В связи с этим для увеличения точности получаемых результатов применяют дополнительные меры, направленные на своевременное обнаружение слоя жидкой воды на поверхности снега. Так, в работе [16] для этой цели предлагается совместное использование и пассивных, и активных средств дистанционного микроволнового зондирования поверхности Земли. В ряде публикаций [12, 18, 19 и др.] в качестве одного из перспективных средств для повышения точности оценки водного эквивалента снежного покрова на основе измеренной радиояркой температуры рекомендуют использовать искусственные нейронные сети — математическую модель поиска связи заданных входных X_i и выходных Y_i параметров (рис. 1) путём обучения на некоторой тестовой выборке. Модель позволяет установить указанную связь на основе многопараметрической нелинейной оптимизации [1].

В перечисленных работах при помощи математического аппарата нейронных сетей оценивалось содержание воды в снеге для относительно небольших территорий с площадью от

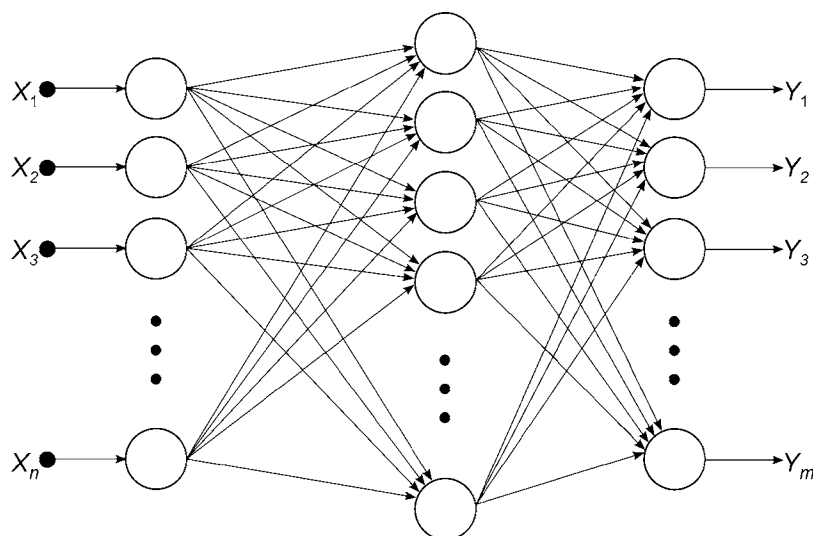


Рис. 1. Структура многослойной нейронной сети
Fig. 1. Structure of a multi-layer neural network

11 500 до 338 430 км² и числом метеорологических станций от 3 до 12. Обучение нейронных сетей проводилось по результатам измерений радиояркостных температур микроволновыми сканерами-поляриметрами SSM/I и AMSR-E и непосредственным результатам измерений водного эквивалента по снегомерным маршрутам при температурном режиме, исключающем увлажнение снежного покрова (среднесуточная температура менее 0 °C) [12]. Получены высокие значения коэффициентов линейной корреляции: от 0,8 до 0,9 для AMSR-E и от 0,7 до 0,8 для SSM/I. Отметим, что применение регрессионного анализа даёт в общем случае существенно меньшие значения коэффициентов линейной корреляции [19] — в пределах 0,2–0,3.

Оценка водного эквивалента снежного покрова обширных территорий на основе обработки измеренной радиояркостной температуры — достаточно трудная задача ввиду высокой пространственно-временной изменчивости снежного покрова и низкого качества наземной информации, не позволяющих качественно выполнить районирование территории. В исследовании [7] этим комплексом причин обосновывается практическая невозможность достижения точности в оценке толщины снежного покрова и водного эквивалента, пригодной для решения гидрологических задач на территории Российской Федерации в целом, а в работе [8] делаются выводы о невозможности

качественно оценить водный эквивалент на каналах 19 и 37 ГГц для безлесных центральных и полярных районов Европейской части России и о ещё меньшей точности в периоды оттепелей, особенно если они сопровождаются жидкими осадками, которые вызывают образование корки на поверхности снега, практически непроницаемой для микроволнового излучения в тех же частотных каналах. В качестве приемлемых территориальных условий для определения водного эквивалента в работе [8] отмечается, что площадь леса должна составлять не менее 40% территории. Для поиска возможных способов преодоления этих ограничений предлагается обратить внимание на поиск особых регрессионных зависимостей, справедливых для достаточно однородных по климатическим и ландшафтным условиям территорий, на использование более широкого частотного диапазона, а также на различные методы оптической съёмки и экспертных оценок [7, 8].

Цель настоящей работы — оценка возможности повышения точности вычисления водного эквивалента снежного покрова на большой, климатически неоднородной территории путём применения нейросетевого подхода. Территория Российской Федерации ввиду её значительных размеров, географического положения и исключительного разнообразия климатических условий полностью удовлетворяет условиям исследования.

Исходные данные и методы исследования

В процессе исследований использованы данные, полученные с помощью микроволнового сканирующего радиометра-поляриметра SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), впервые выведенного на орбиту Земли в интересах Министерства обороны США на борту спутника DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*) F-08 в июне 1987 г. Последующие запуски спутников DMSP с указанным радиометром на борту проводились в 1990 (DMSPF-10), 1991 (DMSPF-11), 1995 (DMSPF-13), 1997 (DMSPF-14) и 1999 г. (DMSPF-15). Радиометр-поляриметр SSM/I способен измерять радиояркостную температуру земной поверхности по следующим частотным каналам: 19,35; 37,0; 85,5 ГГц горизонтальной/вертикальной поляризации и 22,24 ГГц вертикальной поляризации с пространственным разрешением 25 км (канал 22,24 ГГц вертикальной поляризации обеспечивает пространственное разрешение 12,5 км). Результаты ежедневных измерений радиотеплового излучения земной поверхности с 1987 по 2014 г., выполненных сенсором SSM/I, находятся в свободном доступе на сайте Национального центра обработки данных снега и льда (США). Данные измерений охватывают как Северное, так и Южное полушарие Земли и представлены в виде набора растров размерностью 721×721 пикселя с пространственным разрешением 25 км для каждого из ка-

налов 19,35; 37,0; 85,5 ГГц горизонтальной/вертикальной поляризации.

В качестве инструмента для выявления зависимости между результатами микроволнового сканирования покрытых снегом участков земной поверхности и содержанием воды в снежном покрове мы использовали аппарат искусственных нейронных сетей. Обучение и тестирование нейронной сети выполнено на наборе данных «Характеристики снежного покрова на метеорологических станциях России и бывшего СССР», доступного на сайте Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»). Из исходного набора данных отобраны результаты измерений характеристик снежного покрова на 117 метеорологических станциях (рис. 2), географические координаты которых находятся внутри окружностей с диаметром 12,5 км, построенных относительно центров элементов раstra радиояркостных температур.

Результаты исследования

В ходе экспериментов для обучения нейронной сети использовались метеорологические станции с дифференциацией снегомерных маршрутов по ландшафтному признаку: лес, поле и лес/поле.

В первом эксперименте создан и обучен ряд сетей для оценки величины водного эквивалента



Рис. 2. Расположение используемых в исследовании метеорологических станций

Fig. 2. Locations of meteorological stations used in the research

снежного покрова по набору радиочастотных каналов 19,35; 37,0; 85,5 ГГц горизонтальной/вертикальной поляризации на снегомерных маршрутах, расположенных исключительно в лесу и исключительно в поле. Используемая в исследовании нейронная сеть представляет собой многослойный персептрон с одним промежуточным слоем (см. рис. 1). Число входных нейронов — от трёх до шести и зависит от набора входных радиочастотных каналов, число нейронов промежуточного слоя — десять, выходной слой содержит один нейрон.

Нейронные сети обучены на наборах непосредственных измерений водного эквивалента на 117 снегомерных маршрутах за интервал времени с 1 января по 31 декабря 1988 г. при помощи метода обратного распространения ошибки [1, 2, 15]. Выбор данных наблюдений за 1988 г. для обучения обусловлен датой запуска спутника DMSP с сенсором SSM/I (июнь 1987 г.). За 1987 г. данные ежедневных измерений радиояркостной температуры поверхности Земли охватывают только семь месяцев, а за 1988 г. данные доступны уже за каждый день 12 месяцев.

Для снижения ошибки восстановления водного эквивалента из обучающих и проверочных выборок исключены подмножества измерений, когда было зафиксировано как наличие ледяной корки и слоя воды на поверхности снега [7], так и содержание воды в снеге более 100 мм [10]. Обученные нейронные сети протестированы на наборах измерений водного эквивалента на соответствующих снегомерных маршрутах за период с 1992 по 1998 г. При использовании в качестве входных данных частотных каналов 19,35; 37,0; 85,5 ГГц исключительно горизонтальной поляризации для лесных снегомерных маршрутов среднеквадратическая ошибка составила 24,65 мм, а коэффициент корреляции $r = 0,317 \pm 0,02$ (рис. 3, а). Замена горизонтальной поляризации на вертикальную понизила значение r до 0,13. Использование же в качестве входных данных частотных каналов всех поляризаций дало повышение r до 0,31. Как видно из рис. 3, б, использование для полевых снегомерных маршрутов в качестве входных данных частотных каналов 19,35; 37,0; 85,5 ГГц обеих поляризаций позволило получить среднеквадратическую ошибку 28,8 мм при $r = 0,32 \pm 0,02$. Использование только вер-

тикальной поляризации снизило значение r до $0,30 \pm 0,02$, а при замене вертикальной поляризации на горизонтальную — до $0,13 \pm 0,02$.

Цель *второго эксперимента* — оценка качества прогнозирования с помощью нейронной сети, обученной на объединённой выборке непосредственных измерений величины водного эквивалента на снегомерных маршрутах как в лесу, так и в поле. Архитектура нейронной сети перенесена из первого эксперимента. Из данных, предназначенных для обучения нейронной сети, исключено подмножество измерений, в ходе которых зафиксировано наличие ледяной корки и слоя воды на поверхности снега. Для обучения использовались данные измерений на всех 117 станциях за 1988 г. Обученная нейронная сеть протестирована на наборе измерений водного эквивалента на соответствующих снегомерных маршрутах за период с 1992 по 1998 г. При использовании частотных каналов 19,35; 37,0; 85,5 ГГц обеих поляризаций среднеквадратическая ошибка определения водного эквивалента составила 24,9 мм, а $r = 0,39 \pm 0,01$ (см. рис. 3, в). Исключение из рассмотрения горизонтальной поляризации понизило значение r до $0,12 \pm 0,01$, а исключение из рассмотрения вертикальной поляризации — до $0,11 \pm 0,01$. Исключение частоты 85,50 ГГц обеих поляризаций повысило значение r до $0,32 \pm 0,01$ при среднеквадратичной ошибке 25,8 мм (см. рис. 3, г).

Заметим, что полученные в обоих экспериментах значения корреляции существенно уступают приведённым в исследованиях [12, 18, 19], где обучение нейронной сети выполнялось по нескольким отдельно взятым снегомерным маршрутам, а тестирование обученной сети — по тому же маршруту, на котором выполнено её обучение. Чтобы убедиться, что меньшая корреляция обусловлена не особенностями реализации, а исходной постановкой задачи (значительные территории, их большое климатическое разнообразие, применение нейронной сети для обобщения данных), мы провели *дополнительный эксперимент*, заключающийся в создании и обучении отдельных сетей для каждого снегомерного маршрута. Обучение и тестирование выполнялись на том же наборе данных, что и в первых двух экспериментах. Нейронные сети, индивидуально обученные для каждого снегомерного маршрута, расположенного в поле, позволили достичь мак-

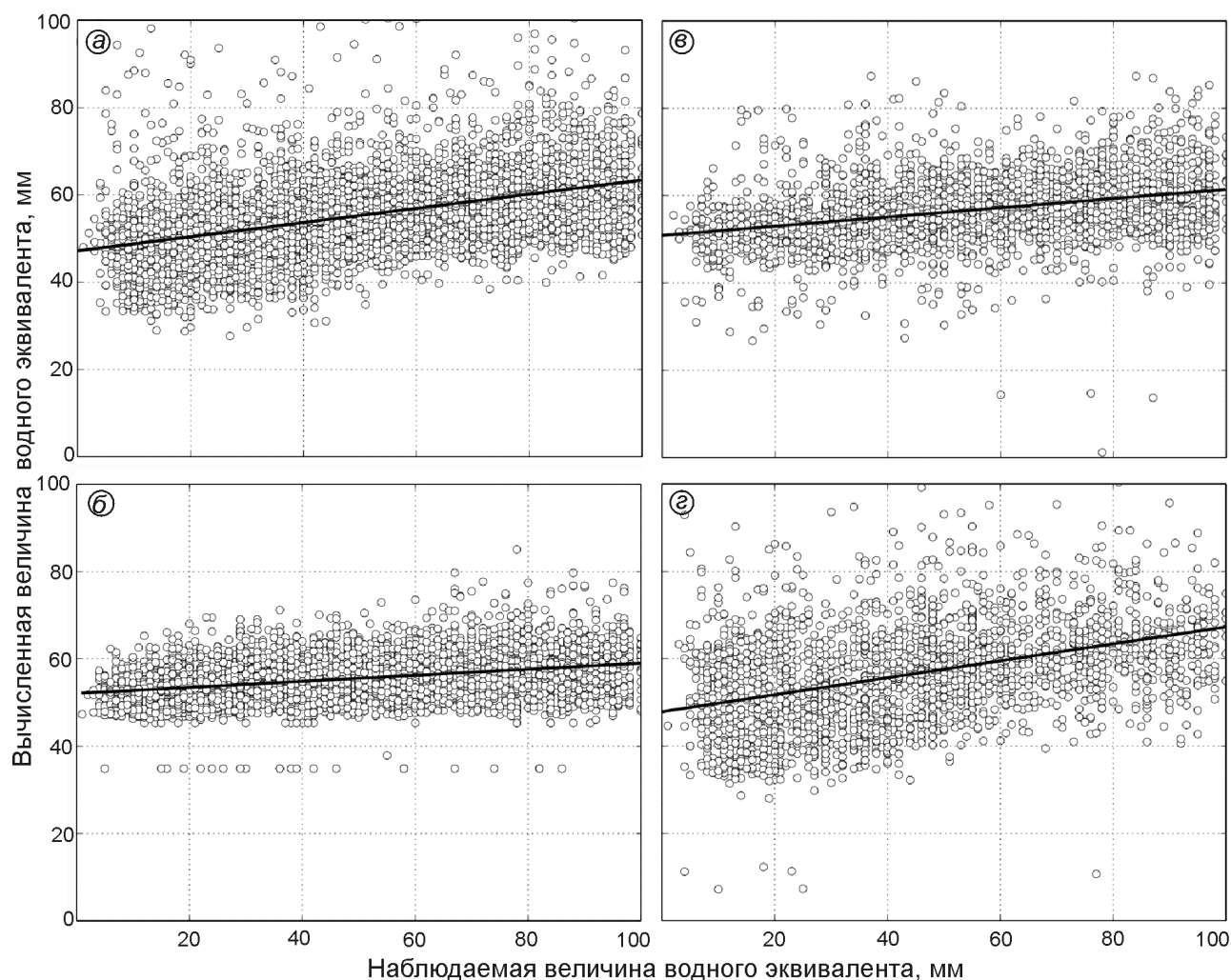


Рис. 3. Результаты тестирования нейронной сети для определения водного эквивалента снежного покрова: *а* – лесные снегомерные маршруты, радиочастотные каналы 19,35; 37,0; 85,5 ГГц горизонтальной поляризации: $\sigma = 24,65$ мм, $r = 0,317 \pm 0,02$; *б* – полевые снегомерные маршруты, радиочастотные каналы 19,35; 37,0; 85,5 ГГц горизонтальной и вертикальной поляризации: $\sigma = 28,8$ мм, $r = 0,32 \pm 0,02$; *в* – лесные и полевые снегомерные маршруты, радиочастотные каналы 19,35; 37,0; 85,5 ГГц горизонтальной и вертикальной поляризации: $\sigma = 24,9$ мм, $r = 0,39 \pm 0,01$; *г* – лесные и полевые снегомерные маршруты, радиочастотные каналы 19,35; 37,0 ГГц горизонтальной и вертикальной поляризации: $\sigma = 25,8$ мм, $r = 0,32 \pm 0,01$

Fig. 3. Results of neural network testing to determine water equivalent of a snow cover: *a* – forest snow courses, 19,35; 37,0; 85,5 GHz radio-frequency channels at horizontal polarization: $\sigma = 24,65$ mm, $r = 0,317 \pm 0,02$; *б* – field snow courses, 19,35; 37,0; 85,5 GHz radio-frequency channels at horizontal and vertical polarization: $\sigma = 28,8$ mm, $r = 0,32 \pm 0,02$; *в* – forest and field snow courses, 19,35; 37,0, 85,5 GHz radio-frequency channels at horizontal and vertical polarization: $\sigma = 24,9$ mm, $r = 0,39 \pm 0,01$; *г* – forest and field snow courses, 19,35; 37,0 GHz radio-frequency channels at horizontal and vertical polarization: $\sigma = 25,8$ mm, $r = 0,32 \pm 0,01$

симальной величины r равной 0,79 для набора радиочастотных каналов 19,35; 37,0; 85,5 ГГц горизонтальной поляризации (см. рис. 4, б).

Согласно мнению, приведённому в работе [7], заведомо низкие значения корреляции по некоторым снегомерным маршрутам объясняются несоответствием результатов в случае частых оттепелей, поскольку мокрый снег

имеет такие же микроволновые свойства, как и поверхность, свободная от снега. В настоящее время на один квадрат раstra (25×25 км) на территории Российской Федерации приходится не более одной метеостанции, что приводит в случае нерепрезентативного расположения снегомерного маршрута к необъективности нейронной сети и не даёт объективной картины.

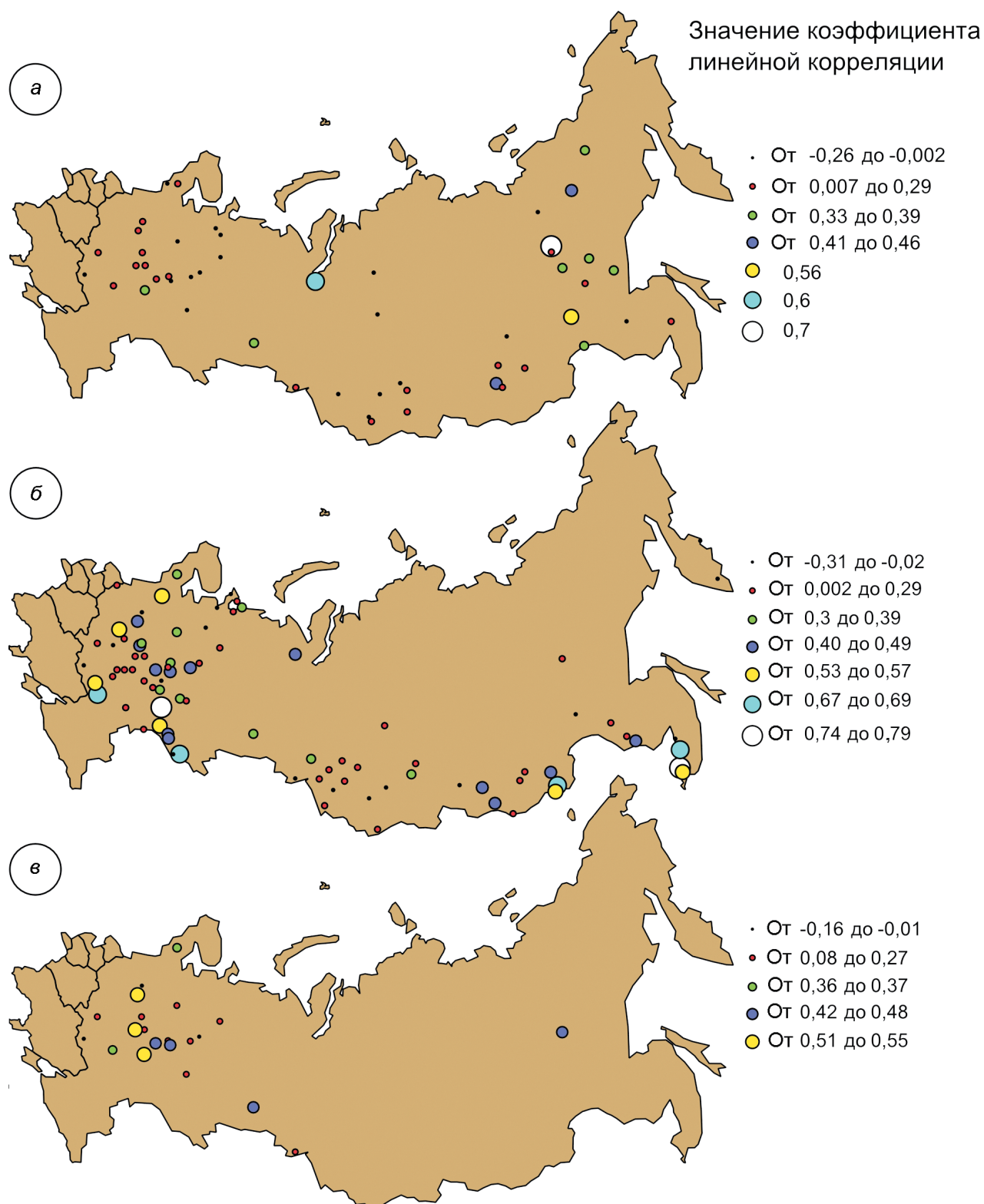


Рис. 4. Расположение метеорологических станций, на которых выполняются лесные (а), полевые (б) снегомерные съёмки либо снегомерные съёмки как в поле, так и в лесу (в) с обозначением диапазонов величин коэффициентов линейной корреляции, достигнутых при тестировании нейронных сетей

Fig. 4. Locations of meteorological stations having forest (a), field (б), or both field and forest (в) snow courses, with specified ranges of the linear correlation factors achieved during the neural networks testing

Обучение нейронных сетей на результатах измерений параметров снежного покрова лесных снегомерных маршрутов позволило достичь максимальной величины r равной 0,7 для набора радиочастотных каналов 19,35; 37,0; 85,50 ГГц горизонтальной/вертикальной поляризации (см. рис. 4, *а*). Для метеорологических станций, на которых снегомерные съёмки выполняются как в лесу, так и в поле, при обучении нейронных сетей удалось получить максимальную величину $r = 0,55$ для набора тех же радиочастотных каналов горизонтальной поляризации (см. рис. 4, *в*). Полученные результаты подтверждают достижимость высоких коэффициентов корреляции, аналогичных полученным в [12, 18, 19]. Отметим, что были опробованы увеличение числа нейронов в промежуточном слое и добавление дополнительных промежуточных слоёв в нейронной сети, однако это существенно не повлияло на точность расчётов.

Заключение

В результате выполненных численных экспериментов, основываясь на полученных величинах среднеквадратичной ошибки и коэффициента корреляции (соответственно $\sigma = 24,9$ мм и $r = 0,39 \pm 0,01$), можно сделать вывод, что лучшую оценку водного эквивалента снежного покрова обеспечивает искусственная нейронная сеть, использующая в качестве входных данных набор радиочастотных каналов 19,35; 37,0; 85,5 ГГц горизонтальной/вертикальной поляризации радиотеплового сенсора SSM/I и дифференциацию по типу снегомерного маршрута лес/поле. Показано, что невысокое значение полученных коэффициентов корреляции (менее 0,5) по сравнению с подобными исследованиями на малых территориях обусловлено не выбранной математической моделью и её реализацией, а особенностями решаемой задачи: значительным разнообразием рельефа местности и климатических условий на охваченной исследованием территории и неравномерностью её покрытия метеорологическими станциями.

Отметим также, что в проведённых экспериментах не учитывались степень покрытия местности лесом, преобладающий состав лесной растительности и приземная температура

воздуха. Вероятно, учёт первого фактора увеличит точность расчёта, так как, во-первых, лесная растительность — причина рассеивания радиоизлучения, отражённого от земной поверхности, и, во-вторых, различия в преобладающем типе лесной растительности значительно влияют на величину накопленных снегозапасов. Температура воздуха позволяет отследить начало процесса таяния снега более точно, чем в настоящем исследовании, и таким образом полностью исключить из рассмотрения участки с повышенным влагосодержанием, поглощающие радиоволны. Для дальнейшего уменьшения неблагоприятного влияния упомянутых негативных факторов и повышения точности определения водного эквивалента в рамках рассмотренного подхода предлагается использование ансамбля нейронных сетей, обученных на результатах измерений, сгруппированных территориально по степени взаимного подобия климатических условий, рельефа, распределения и состава растительного покрова.

Работа выполнена в рамках задания Государственной программы научных исследований Республики Беларусь «Информатика и космос, научное обеспечение безопасности и защиты от чрезвычайных ситуаций».

Литература

1. Барцев С.И., Охонин В.А. Адаптивные сети обработки информации. Красноярск: изд. Ин-та физики СО АН СССР: Препринт № 59Б, 1986. 20 с.
2. Галушкин А.И. Синтез многослойных систем распознавания образов. М.: Энергия, 1974. 368 с.
3. Горкин А.П. География: Современная иллюстрированная энциклопедия. М.: РОСМЭН, 2006. 624 с.
4. Китаев Л.М., Титкова Т.Б. Оценка снегозапасов по данным спутниковой информации // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 1. С. 76–80.
5. Котляков В.М. Избранные сочинения в шести книгах: Книга 2. Снежный покров и ледники Земли. М.: Наука, 2004. 488 с.
6. Митник М.Л., Митник Л.М. Калибровка и валидация данных микроволнового радиометра AMSR-E спутника AQUA // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2005. Вып. 2. Т. 1. С. 244–249.
7. Носенко Г.А., Долгих Н.А., Носенко О.А. О возможности практической реализации существующих

- алгоритмов восстановления характеристик снежного покрова по данным микроволновых съемок из космоса для мониторинга водных ресурсов // Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: Сборник. Т. II. М.: изд. GRANP polygraph, 2005. С. 150–156.
8. Носенко О.А., Носенко Г.А. Снежный покров Европейской части России в микроволновом диапазоне (AMSR-E и SSM/I) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2007. Вып. 4. Т. 2. С. 97–103.
 9. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K., Rango A., Hartline B.K. Snow water equivalent determination by microwave radiometry // Cold Regions Science and Technology. 1982. № 5. P. 259–267.
 10. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K. Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters // Annals of Glaciology. 1987. № 9. P. 39–44.
 11. Foster J.L., Chang A.T.C., Chang K.H.D. Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and a snow depth climatology // Remote Sensing of Environment. 1997. № 62. P. 132–142.
 12. Gan T.Y., Kalinga O., Purushottam S. Comparison of snow water equivalent retrieved from SSM/I passive microwave data using artificial neural network, projection pursuit and nonlinear regressions // Remote Sensing of Environment. 2009. V. 113. № 5. P. 919–927.
 13. Global snow monitoring for climate research – design justification file. European Space Agency Study Contract Report 21703/08/I-EC Deliverable 1.7, 2010. 246 p.
 14. Hollinger J.P., Pierce J.L., Poes G.A. SSM/I Instrument evaluation // IEEE Trans. Geos. Remote Sensing. 1990. № 28. P. 781–790.
 15. Rumelhart D.E., Hinton G.E., Williams R.J. Learning Internal Representations by Error Propagation // Parallel Distributed Processing: V. 1. Cambridge: MIT Press, 1986. P. 318–362.
 16. Semmens K.A., Ramage J., Bartsch A., Liston G.E. Early snowmelt events: Detection, distribution, and significance in a major sub-arctic watershed // Environmental Research Letters. 2013. V. 8. № 1, art. no. 014020.
 17. Stiles W.H., Ulaby F.T. The active and passive microwave response to snow parameters // Journ. of Geophys. Research. 1980. № 85. P. 1037–1044.
 18. Tedesco M., Pulliainen J., Takala M., Hallikainen M., Pampaloni P. Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SSM/I data // Remote Sensing of Environment. 2004. V. 90. № 1. P. 76–85.
 19. Tong J., Déry S.J., Jackson P.L., Derksen C. Testing snow water equivalent retrieval algorithms for passive microwave remote sensing in an alpine watershed of western Canada // Canadian Journ. of Remote Sensing. 2010. V. 36. Suppl. 1. P. S74–S86.

Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов

© 2016 г. Н.И. Осокин, А.В. Сосновский*

Институт географии РАН, Москва

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Spatial distribution of the snow thermal resistance on the Russian territory and its impact on the ground freezing and thawing

N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy*

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Article accepted for publication on November 8, 2015

Keywords: *depth of ground freezing, snow depth, ground temperature, thermal resistance of snow.*

Summary

The effect of the snow cover thermal resistance on dynamics of the ground (soil) freezing and thawing is analyzed with the use of numerical modeling. Model calculations show that when heights and densities of snow covers are different, but their thermal resistances are the same, dynamics of the soil freezing and its temperature regimes are similar. Distribution of the snow cover thermal resistance on the Russia's territory had been mapped, and areas of equal values of the snow heat insulation were isolated. Using data of meteorological station Koynas (the Arkhangelsk oblast) as an example we demonstrate that influence of increased sum of the air negative temperatures on the soil temperature can be compensated by a decrease in thermal resistance of a snow cover.

Статья принята к печати 8 ноября 2015 г.

Ключевые слова: *глубина промерзания грунта, температура грунта, термическое сопротивление снега, толщина снежного покрова.*

Влияние термического сопротивления снежного покрова на динамику промерзания и протаивания грунтов рассмотрено на основе математического моделирования. Модельные расчёты показали, что при разной толщине и плотности снежного покрова, но равных значениях его термического сопротивления динамика промерзания и температурный режим оказываются близкими. Построена карта распределения термического сопротивления снежного покрова на территории России и выделены районы равных значений его теплозащитной способности. На примере метеостанции Койнас, находящейся на востоке Архангельской области, показано, что влияние роста суммы отрицательной температуры воздуха на температуру грунта может компенсироваться снижением термического сопротивления снежного покрова.

Введение

Снежный покров — важное звено взаимодействия в системе атмосфера — литосфера, так как он влияет на термическое состояние верхних горизонтов многолетнемёрзлых пород [12, 13]. Известно, что в ряде районов криолитозоны изменение параметров снежного покрова компенсирует климатические температурные изменения. Установлено, что повышение среднегодовой температуры воздуха может сопровождаться понижением температуры грунтов, что объясняется уменьшением максимальной толщины снежного покрова или замедленным её ростом в первой половине зимы [9]. При этом на термический режим грунта влияет не

только толщина снежного покрова, но и его динамика [10, 14].

Наши исследования показали, что в зависимости от изменений параметров снежного покрова и отрицательных температур воздуха скорость промерзания сезонно-талого грунта может быть разной. Так, отличия в динамике отрицательной температуры воздуха и толщины снежного покрова, которые наблюдаются в отдельные годы, приводят к различию в глубине промерзания сезонно-мёрзлого грунта более чем на 50% [8]. На промерзание грунта и его термический режим влияют различные параметры снежного покрова, среди которых: толщина и плотность снега, стратиграфия снежного покрова, коэффициент теплопроводности

снега, время сдвига начала установления снежного покрова относительно начала установления отрицательных суточных температур [3, 4]. Именно эти параметры определяют теплозащитные свойства снежного покрова, для оценки которых используется термическое сопротивление R_s , равное отношению толщины снежного покрова h_s к коэффициенту эффективной теплопроводности снега λ_s [1, 5].

Термическое сопротивление снежного покрова R_s зависит от значения λ_s . Выбор соответствующей зависимости коэффициента теплопроводности для разного снега представляет собой определённую проблему. Коэффициент теплопроводности снежного покрова, как правило, рассчитывается по его средней плотности ρ_s . Однако текстурные и структурные особенности снежной толщи и её температурный режим могут приводить к изменению среднего значения коэффициента теплопроводности снежного покрова [6].

Коэффициент теплопроводности снега

Для получения зависимости эффективного коэффициента теплопроводности от плотности снега было обработано 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [6]. Для каждого значения плотности с шагом 10 кг/м^3 были рассчитаны средние значения. Результирующую кривую средних значений аппроксимировали зависимостью

$$\lambda_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2. \quad (1)$$

Известна упрощённая формула А.В. Павлова [9] для расчёта коэффициента эффективной теплопроводности снега:

$$\lambda_s = k \rho_s, \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}, \quad (2)$$

где $k = 10^{-3}$ — коэффициент размерности; ρ_s — плотность снега, кг/м^3 .

Эту формулу рекомендуется использовать при температуре снега от -10 до -20 °С. При более высоких или более низких температурах значения коэффициента эффективной теплопроводности следует увеличить или уменьшить на $0,04 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ соответственно. Используя зависимость (2), получим, что при толщине снежного покрова $h_s = 0,5 \text{ м}$ и плотности снега

$\rho_s = 200 \text{ кг/м}^3$ значение $R_s = 2,5 \text{ м}^2 \cdot \text{К/Вт}$. Аналогичная теплоизоляционная способность снежного покрова будет при $h_s = 1 \text{ м}$ и плотности снега 400 кг/м^3 .

Влияние термического сопротивления снежного покрова на теплофизическое состояние грунта

Исходные данные. Оценку влияния R_s на температурный режим, динамику промерзания и протаивания грунта проведём на основе математического моделирования и модельных расчётов, которые проводились для супеси плотностью 1450 кг/м^3 при влажности 18%. Количество незамёрзшей воды на границе мёрзлой и талой зон супеси принималось равным 7%, начальная температура — равной -3 °С на глубине $0-10 \text{ м}$ и -4 °С на глубине $10-100 \text{ м}$; толщина снежного покрова $h_{s\text{max}} = 0,5$ и 1 м . Динамика снегонакопления задавалась зависимостью $h_s = (0,5\tau + 1)/100h_{s\text{max}}$, м. Значения плотности ρ_s равны 400 и 200 кг/м^3 и задавались зависимостью $\rho_s = 0,5\tau + 100$, кг/м^3 , где τ — время, сутки. Температура воздуха принималась по синусоидальным зависимостям для тёплого и холодного времени года:

$$T_a = T_1 \sin(\pi\tau/\tau_{\text{max}}) + 273, \quad T_1 = T_{\text{min}} \text{ или } T_{\text{max}},$$

где $T_{\text{min}} = T_{ac}\pi/2$, $T_{\text{max}} = T_{ath}\pi/2$; $T_{ac} = -15$ °С и $T_{ath} = 10$ °С — средние суточные значения температуры воздуха холодного и тёплого периодов соответственно; продолжительность холодного периода принималась равной 215 суткам.

Температура выпадающего снега принималась равной температуре воздуха, скорость ветра — 5 м/с , влажность воздуха — 70%, облачность — 0,6. При расчётах задержка времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха τ_{s0} принималась равной восьми суткам. Температура в мёрзлом слое горной породы рассчитывалось с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льדיстость). Движение границ мёрзлого и талого грунта определялось из условия Стефана. Деформация грунта и миграция влаги не учитывались. На верхней границе грунта (снежно-

го покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой, а на нижней вводился геотермический поток тепла.

Математическая модель. Распределение температуры в снежном покрове толщиной $h_s(\tau)$ при $0 < z < h_s$ описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега:

$$c_s \rho_s \frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial T_s}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right). \quad (3)$$

В мёрзлой и талой зонах распределение температуры описывается уравнениями теплопроводности и зависимостью соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности:

$$\begin{aligned} c_{ef} \rho_f \frac{\partial T_f}{\partial \tau} &= \frac{\partial T_f}{\partial x} \left(\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \right); \\ c_{th} \rho_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial \tau} &= \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \left(\lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \right). \end{aligned} \quad (4)$$

На границе контакта снег–грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла:

$$T_s|_{z=0} = T_f|_{x=0};$$

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=0}.$$

На границе мёрзлого и талого грунта (границе промерзания) принимаются температура начала замерзания грунта $T_0 = 272,5^\circ\text{C}$ и условие Стефана:

$$\rho_w L w_1 \frac{d\xi}{d\tau} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=\xi} - \lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \Big|_{x=\xi}.$$

Эффективная объёмная теплоёмкость мёрзлого грунта с учётом фазовых переходов незамёрзшей воды задаётся в зависимости от суммарной влажности следующей формулой:

$$c_{ef}(T, w_{th}) = c_f(w_{th}) + L \rho_f \frac{\partial w_w(T)}{\partial T},$$

где z и x – пространственные координаты по глубине снежного покрова и мёрзлой породе соответственно; T – температура, К; τ – время; λ – коэффициент теплопроводности грунта; ρ – плотность; c – удельная теплоёмкость, индексы s , f и th при параметрах относятся соответственно к снежному покрову, мёрзлому и талому

грунту; c_s и c_{th} – удельная теплоёмкость снега и талого грунта; c_{ef} – эффективная удельная теплоёмкость мёрзлого грунта с учётом фазовых переходов незамёрзшей воды; L – теплота плавления льда; ξ – координата границы раздела фаз; w_1 – доля воды, замерзающей на границе талого и мёрзлого грунта: $w_1 = w_{th} - w_w$, где w_{th} – суммарная влажность талого грунта, а w_w – влажность мёрзлого грунта на границе промерзания.

Зависимость доли незамёрзшей воды в грунте w_w принималась по графикам, приведённым в работе [2], аппроксимируемых для супеси экспоненциальной зависимостью вида $w_w = A_1 \exp(B_1(T - 273))$ при значениях коэффициентов $A_1 = 0,0531$ и $B_1 = 0,0916$.

Система уравнений (3) и (4) замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры и влажности в талом грунте, динамикой снегонакопления, заданием изменчивости теплофизических параметров снега. Приняты следующие начальные и граничные условия.

На поверхности грунта (снежного покрова) при $x = 0$ задаётся условие теплообмена с атмосферой в виде

$$\lambda_{f(s)} \frac{\partial T_{f(s)}}{\partial x} = Q_\Sigma,$$

где суммарный тепловой поток $Q_\Sigma = Q_{th} + Q_e + Q_r - Q_{sn}$; Q_{th} , Q_e , Q_r , Q_{sn} – потоки тепла соответственно за счёт конвективного теплообмена, испарения, эффективного излучения и солнечной радиации.

Табличные значения упругости водяного пара от температуры (воздуха и поверхности) аппроксимируются кусочно-линейными функциями $e_a = a_1 T + b_1$, где a_1 и b_1 – коэффициенты. Это позволяет записать суммарный поток тепла в следующем виде, удобном для вычислений [11]:

$$Q_\Sigma = \alpha_e (T_{f(s),o} - T_{ae});$$

$$\alpha_e = \alpha (1 + 1,95 \cdot 10^{-2} a_1) + 0,205 (T_a/100)^3;$$

$$T_{ae} = [\alpha (T_a - 1,95 \cdot 10^{-2} (b_1 - e_{af})) + 19,9 (T_a/100)^4 + Q_{sn}] / \alpha_e,$$

где α_e и T_{ae} – приведённые значения коэффициента теплоотдачи и температуры воздуха; коэффициент теплообмена для грунта принимается по формуле А.В. Павлова: $\alpha = v^{0,5} (7 + 7,2 v^{-2})$, а для

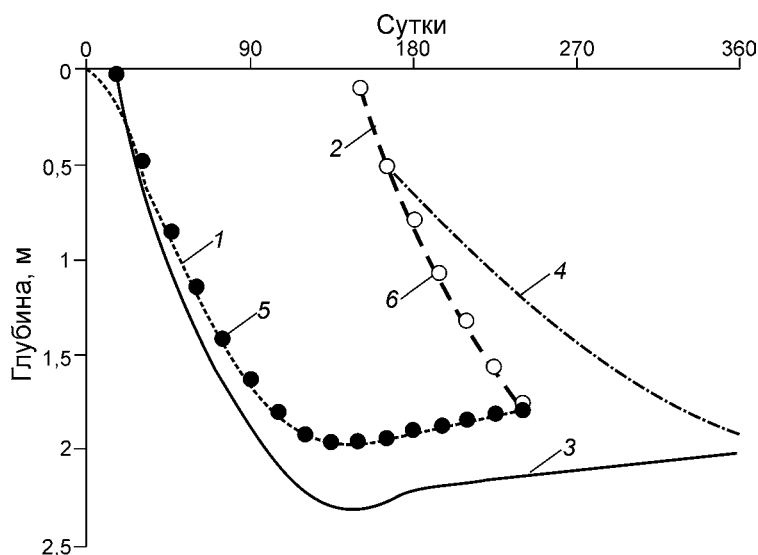


Рис. 1. Протаивание (1, 3, 5) и промерзание (2, 4, 6) грунта при толщине и плотности снега:

1 и 2 – 0,5 м и 200 кг/м³; 3 и 4 – 1,0 м и 100–200 кг/м³; 5 и 6 – 1,0 м и 400 кг/м³

Fig. 1. Thawing (1, 3, 5) and freezing (2, 4, 6) of ground under snow depth and density:

1 and 2 – 0.5 m and 200 kg/m³; 3 and 4 – 1.0 m and 100–200 kg/m³; 5 and 6 – 1.0 m and 400 kg/m³

снега – по формуле П.П. Кузьмина: $\alpha = 3,4 + 2,2v$, где v – скорость ветра, f – влажность воздуха; T_a , $T_{f(s)o}$ – температура воздуха и поверхности соответственно, К; e_a – упругость водяного пара в воздухе.

На нижней границе мёрзлой породы задаётся тепловой поток, равный величине геотермического потока Q_g :

$$\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} = Q_g,$$

где $Q_g = \lambda_f \Delta T_g$, ΔT_g – геотермический градиент.

Результаты расчётов. Результаты модельных расчётов (на третий год от начала вычислений) температуры грунта, динамики промерзания и протаивания грунта при толщине

снежного покрова 1 и 0,5 м и плотности соответственно 400 и 200 кг/м³ приведены на рис. 1 и 2. Расчёт коэффициента теплопроводности снега проводился по формулам (1) и (2). Вычисления в первом и втором году используются при определении распределения температуры грунта, соответствующей принятой динамике температуры воздуха и параметров снежного покрова. Значения термического сопротивления снежного покрова R_s , глубина протаивания ξ_m , глубина промерзания ξ_f и время смыкания сезонного талого слоя с верхней кровлей многолетней мерзлоты τ_c (отсчитывается от начала промерзания) представлены в табл. 1.

Результаты расчётов показывают, что при близких значениях термического сопротивле-

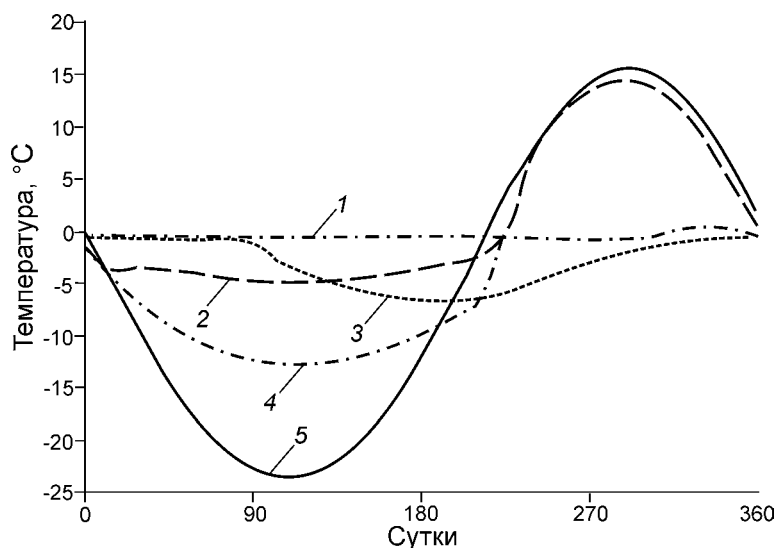


Рис. 2. Температура поверхности грунта (2, 4) и на глубине 2 м (1, 3) при толщине и плотности снега:

1 и 2 – 1,0 м и 100–200 кг/м³; 3 и 4 – 0,5 м и 200 кг/м³; 5 – температура воздуха

Fig. 2. Temperature of the ground surface (2, 4) and at the depth of 2 m (1, 3) under snow depth and density:

1 and 2 – 1.0 m and 100–200 kg/m³; 3 and 4 – 0.5 m and 200 kg/m³; 5 – air temperature

Таблица 1. Влияние термического сопротивления снежного покрова на глубину протаивания, глубину промерзания грунта и время смыкания сезонного талого слоя и верхней кровли многолетней мерзлоты от начала промерзания

Толщина снежного покрова h_s , м	Плотность снега ρ_s , кг/м ³	Термическое сопротивление снежного покрова R_s , м ² ·К/Вт	Глубина протаивания ξ_m и промерзания ξ_f грунта, м	Время смыкания сезонного талого слоя и верхней кровли многолетней мерзлоты τ_c , сут
1	400	1,6/1,3*	1,95/1,95*	90/90*
0,5	200	1,6/2,0	1,97/2,07	90/105
0,5	100–200	1,9/2,6	2,06/2,14	120/135
1	200	3,1/4,4	2,15/2,20 ($\xi_f = 1,88$)	135/нет смыкания
1	100–200	3,8/5,1	2,31($\xi_f = 1,91$)/2,91($\xi_f = 1,57$)	Нет смыкания

* При расчётах данных параметров коэффициент теплопроводности λ_s вычислялся: числитель – по формуле А.В. Павлова (2); знаменатель – по формуле (1).

ния снежного покрова и равенстве других параметров динамика протаивания и промерзания практически совпадают. При толщине снежного покрова 1 и 0,5 м и плотности снега 400 и 200 кг/м³ соответственно максимальные значения R_s равны 2,5 м²·К/Вт при средних за холодный период значениях 1,6 м²·К/Вт (см. табл. 1). При этом отличие в толщине снежного покрова и в его плотности составляет 100%, а снегозапас отличается в 4 раза. Отличие в динамике промерзания и таяния в этих случаях в основном составляет 2–3%. Исключение – начальный период таяния, когда при меньшем значении снегозапаса протаивание грунта наступает раньше (см. кривая 1 на рис. 1).

В случае небольших значений $R_s = 1,6$ м²·К/Вт смыкание сезонно-талого слоя и верхней кровли мерзлоты наступает через $\tau_c = 90$ суток от начала промерзания (см. табл. 1). При этом значительно снижаются и температура поверхности грунта, и температура грунта на глубине 2 м (кривые 3 и 4 на рис. 2). Минимальная температура поверхности грунта выше минимальной температуры воздуха почти в 1,9 раза, а температура грунта на глубине 2 м выше в 3,6 раза. С ростом значения R_s увеличиваются глубина протаивания и время смыкания слоёв τ_c . При разной толщине снежного покрова, но одинаковом значении R_s (см. табл. 1) глубина протаивания практически совпадает. При увеличении значения R_s более чем в 2 раза (при толщине снежного покрова 1 м и изменении плотности снега в холодный период от 100 до 200 кг/м³) получим совсем иную картину фазового и термического состояния приповерхностного слоя грунта (см. рис. 1 и 2). В этом случае максимальная глубина протаивания достигает 2,31 м. К концу хо-

лодного периода глубина протаивания уменьшается до 2 м за счёт отвода тепла в мёрзлый грунт (см. рис. 1), тогда как глубина промерзания грунта под снежным покровом достигает только 1,91 м. В результате не происходит смыкания промерзающего талого слоя и верхней кровли мерзлоты и образуется слой несливающейся мерзлоты. В этом случае температура поверхности грунта под снежным покровом опускается только до -5 °С, а температура грунта на глубине 2 м равна температуре замерзания грунта $-0,5$ °С (кривые 1 и 2 на рис. 2). Глубина промерзания грунта при формировании несливающейся мерзлоты приведена в табл. 1.

Расчёты по приведённым формулам коэффициента теплопроводности снега (1) и (2) дают разные значения R_s , разные значения глубины протаивания и времени смыкания слоёв и разный термический режим грунта, что показывает важность изучения и выбора соответствующей зависимости коэффициента теплопроводности снега.

Распределение по глубине средней за холодный период и за год температуры грунта при разном термическом сопротивлении снежного покрова R_s , приведённом в табл. 1, дано на рис. 3. При равных значениях термического сопротивления снежного покрова распределение температуры грунта по глубине практически совпадает – кривые 1 и 2 на рис. 3. При больших значениях R_s средняя годовая температура грунта в верхнем метровом слое превышает 0 °С. Результаты выполненных исследований показали, что при значительном отличии в толщине снежного покрова его теплозащитные свойства могут совпадать и влияние на термический режим грунта будет одинаковым.

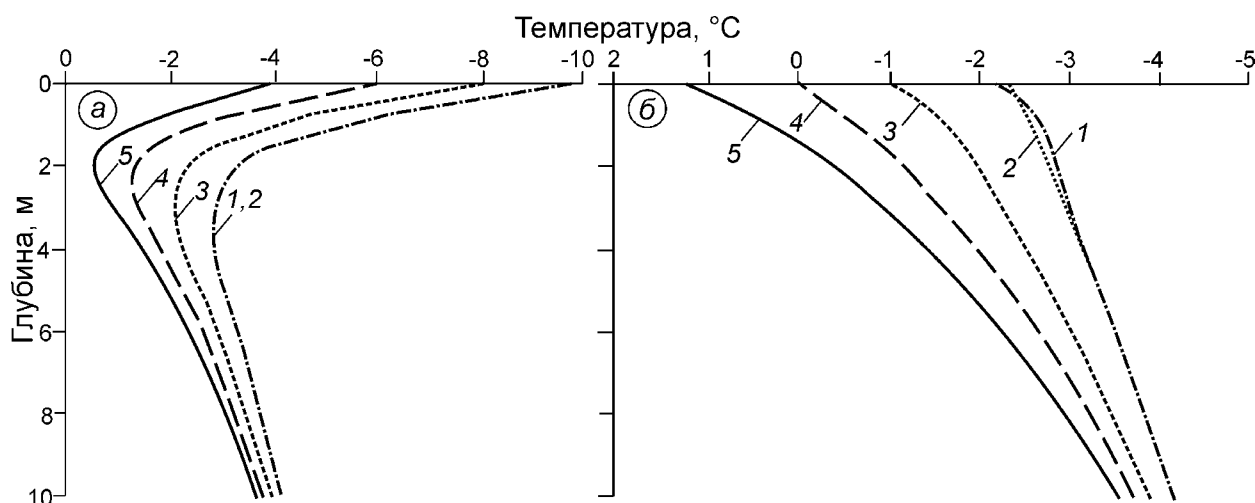


Рис. 3. Средняя за холодный период (а) и за год (б) температура грунта при разном термическом сопротивлении снежного покрова (R_s , $\text{м}^2\cdot\text{К}/\text{Вт}$) при толщине и плотности снега:

1 – 0,5 м и 200 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 1,6$); 2 – 1 м и 400 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 1,6$); 3 – 0,5 м и 100–300 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 1,9$); 4 – 1,0 м и 200 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 3,1$); 5 – 1 м и 100–300 $\text{кг}/\text{м}^3$ ($R_s = 3,8$)

Fig. 3. Ground mean temperature for the cold period (a) and the year (б) under different thermal resistance of snow (R_s , $\text{м}^2\cdot\text{К}/\text{W}$) at snow depth and density:

1 – 0,5 m and 200 kg/m^3 ($R_s = 1,6$); 2 – 1 m and 400 kg/m^3 ($R_s = 1,6$); 3 – 0,5 m and 100–300 kg/m^3 ($R_s = 1,9$); 4 – 1,0 m and 200 kg/m^3 ($R_s = 3,1$); 5 – 1 m and 100–300 kg/m^3 ($R_s = 3,8$)

Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова

Пространственная изменчивость снежного покрова определяется соответствующим распределением толщины и плотности снежного покрова [7, 15]. Для построения карты термического сопротивления снежного покрова использовались средние многолетние данные

параметров снежного покрова на территории России. Были выбраны все метеостанции (ГМС) с маршрутными снегосъёмками, находящиеся выше 60° с.ш. и представленные на сайте ВНИИГМИ-МЦД (<http://www.meteo.ru>). В основном использованы данные ГМС, расположенных на равнинах. Отобрано 77 ГМС со снегосъёмками в лесу и 83 ГМС со снегосъёмками в поле. После исключения из общего числа

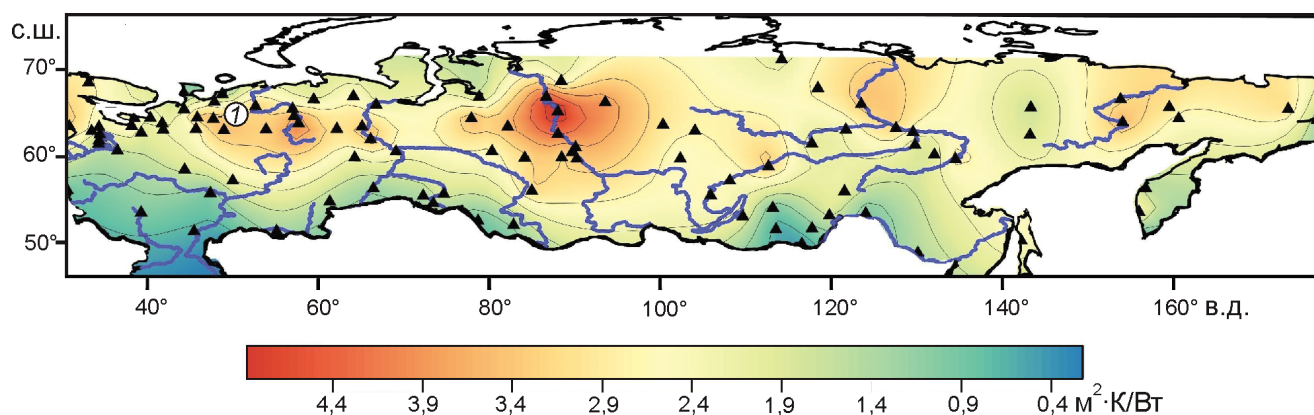


Рис. 4. Термическое сопротивление снежного покрова в марте на территории России в среднем за период 2001–2010 гг.

Треугольники – места расположения метеостанций; 1 – ГМС Койнас

Fig. 4. The thermal resistance of snow cover in March at the Russian territory as mean for the period 2001–2010.

Triangles – the location of weather stations; 1 – the weather station Koyunas

Таблица 2. Тренды суммы положительной и отрицательной температуры воздуха, термического сопротивления снежного покрова в марте, максимальной и минимальной температуры грунта на глубине 320 см для ГМС Койнас

Годы	Тренды термического сопротивления снежного покрова в марте R_s , м ² ·К/Вт	Тренды суммы температуры воздуха, °С		Тренды температуры грунта, °С	
		положительной ΣT_{ap}	отрицательной ΣT_{an}	максимальной T_{gmax}	минимальной T_{gmin}
1966–2000	$0,0248y - 45,981^*$; $R^2 = 0,143^{**}$	$4,4215y - 7172,9$; $R^2 = 0,061$	$5,0593y - 11\,894$; $R^2 = 0,017$	$0,0126y - 16,118$; $R^2 = 0,0237$	$0,0265y - 51,092$; $R^2 = 0,1582$
2001–2010	$-0,126y + 256,3$; $R^2 = 0,4817$	$11,569y - 21\,468$; $R^2 = 0,0503$	$14,282y - 30\,352$; $R^2 = 0,0185$	$-0,1036y + 217,17$; $R^2 = 0,0995$	$0,0071y - 12,45$; $R^2 = 0,0085$

* Значение y принадлежит году из диапазона 1966–2010 гг.; ** R^2 – коэффициент корреляции.

24 ГМС, где выполнялись снегосъёмки в лесу и в поле, для анализа изменчивости толщины и плотности снежного покрова осталось 112 ГМС.

На рис. 4 приведено пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова в марте за период 2001–2010 гг. Для расчёта термического сопротивления снежного покрова необходимо использовать его толщину и плотность на одинаковый момент времени. Максимальная плотность снежного покрова приходится на время начала таяния, когда толщина снежного покрова уже снизилась в результате уплотнения влажного снега. Поэтому был выбран март, когда на территории криолитозоны таяние снега ещё не наступило, но толщина снега в среднем уже на 5–15 см меньше максимальной зимней толщины снежного покрова.

При определении пространственного распределения термического сопротивления снежного покрова в марте мы использовали формулу А.В. Павлова (2) для расчёта коэффициента теплопроводности снега. Однако с учётом небольших отрицательных температур снега в основании снежной толщ и более низких температур на поверхности снежного покрова температурный фактор мы не учитывали.

Наибольшие значения термического сопротивления снежного покрова, достигающие 4 м²·К/Вт, приходятся на бассейн среднего течения р. Енисей. Толщина снежного покрова в марте в этом районе превышает 80 см [7]. Небольшие значения R_s приходятся на районы верхнего и нижнего течения р. Обь, Забайкалья, южные районы Европейской России. Анализ динамики термического сопротивления снежного покрова показал, что для многих районов Сибири, в частности для Красноярского края [5], изменения величины R_s во второй половине холодного периода невелики.

Пример влияния термического сопротивления снежного покрова на температуру грунта

Влияние термического сопротивления снежного покрова на температуру грунта на глубине 320 см за период с 1966 по 2010 г. рассмотрим на примере гидрометеостанции Койнас, расположенной в долине р. Мезень на востоке Архангельской области (код межд. класс. № 22583; географические координаты 64°45' с.ш., 47°39' в.д.). В табл. 2 приведены тренды суммы отрицательной и положительной температуры воздуха, термического сопротивления снежного покрова в марте, максимальной и минимальной температуры грунта на глубине 320 см для этой ГМС. Сумма суточных положительных температур воздуха с 1966 по 2000 г. на этой станции растёт на 4 °С в год (тренд: $\Sigma T_{ap} = 4,4215y - 7172,9$; $R^2 = 0,061$, где y – год из диапазона 1966–2010 гг.; R – коэффициент корреляции), что составляет в среднем 0,3% за год (рис. 5, а). Сумма отрицательных суточных температур воздуха имеет тенденцию к росту на 5 °С в год ($\Sigma T_{an} = 5,0593y - 11\,894$; $R^2 = 0,017$), что составляет в среднем те же 0,3% за год. Минимальная температура грунта на глубине 320 см (см. рис. 5, б) растёт на 0,027 °С, или 1,82% за год (тренд: $T_g = 0,0265y - 51,092$; $R^2 = 0,1582$), а максимальная – на 0,14% за год (тренд: $T_g = 0,0126y - 16,118$; $R^2 = 0,0237$) (см. рис. 5, в). При этом за период 1966–2000 гг. увеличивается на 0,8% и величина R_s (тренд $R_s = 0,0248y - 45,981$; $R^2 = 0,143$). Таким образом, рост температуры воздуха, как положительной, так и отрицательной, и термического сопротивления снежного покрова приводит к росту температуры грунта.

Другая ситуация наблюдается с 2001 по 2010 г. Рост суммы отрицательных температур воздуха

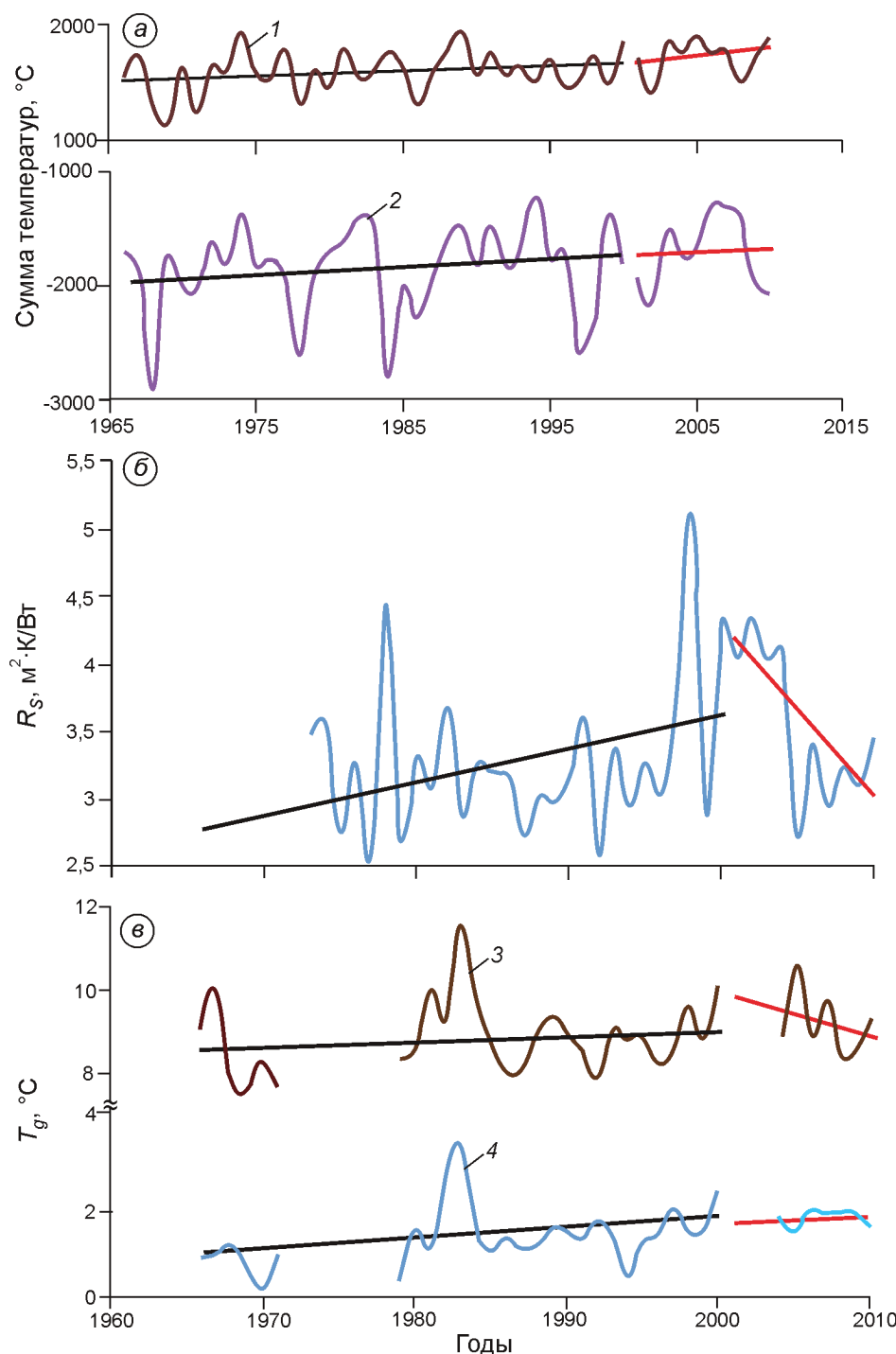


Рис. 5. Влияние термического сопротивления снежного покрова на термический режим грунта по данным ГМС Койнас (см. рис. 4):

a – годовая сумма положительных (1) и отрицательных (2) температур воздуха; *б* – термическое сопротивление снежного покрова в марте; *в* – максимальная (3) и минимальная (4) температура грунта на глубине 320 см; прямые линии – тренды за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг.

Fig. 5. Effect of thermal resistance of the snow cover on the thermal regime of the soil according to the weather station Koyнас (see Fig. 4):

a – annual sum of the positive (1) and negative (2) air temperature; *б* – thermal resistance of the snow in March; *в* – maximal (3) and minimal (4) ground temperature at the depth of 320 cm; straight lines are trends for the periods of 1966–2000 and 2001–2010

существенно увеличился и составил $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ в год, или $0,8\%$ за год (тренд $\sum T_{an} = 14,282y - 30\,352$; $R^2 = 0,0185$). Тренд для суммы положительной температуры воздуха с 2001 по 2010 г. также увеличился и составил $\sum T_{ap} = 11,569y - 21\,468$ при $R^2 = 0,0503$, или $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ в год ($0,7\%$ за год). Однако минимальная температура грунта на глубине 320 см увеличивается незначительно – на $0,007\text{ }^{\circ}\text{C}$

в год (тренд $T_g = 0,0071y - 12,45$; $R^2 = 0,0085$), что составляет $0,4\%$ (вместо $1,8\%$ за 1966–2000 гг.). При этом на фоне роста температуры воздуха снизилась максимальная температура грунта на глубине 320 см на $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в год, или $1,1\%$ (тренд: $T_g = -0,1036y + 217,17$; $R^2 = 0,0995$) по сравнению с ростом на $0,14\%$ за период 1966–2000 гг. Такое понижение максимальной температуры грунта

вызвано значительным уменьшением термического сопротивления снежного покрова на 3,6% (тренд: $R_s = -0,126y + 256,3$; $R^2 = 0,4817$).

Рост средней годовой суточной температуры воздуха за период 1966–2000 гг. составляет $T_{ay} = 0,0369x - 73,981$ ($R^2 = 0,0661$), тогда как за период 2001–2010 гг. он значительно больше: $T_{ay} = 0,1297x - 260,11$ ($R^2 = 0,125$).

Заключение

Модельные расчёты показали, что при разной толщине и плотности снежного покрова, но равных значениях его термического сопротивления динамика промерзания и температурный режим показывают близкие результаты. Рост термического сопротивления снежного покрова может приводить к формированию несливающейся мерзлоты. Наибольшая теплозащитная способность снежного покрова для марта характерна для бассейна среднего течения р. Енисей. Снежный покров с небольшой теплозащитной способностью для этого месяца формируется в районах верхнего и нижнего течения р. Обь, Забайкалья, южных районах Европейской территории России. На примере ГМС Койнас (восток Архангельской области) показано, что влияние роста суммы отрицательной температуры воздуха на температурный режим грунта может компенсироваться снижением термического сопротивления снежного покрова.

Анализ и обработка архивных материалов выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11, а математическое моделирование и расчёты при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» — грант РФФИ-РГО № 13-05-41195 РГО_a.

Литература

1. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.
2. Вотяков И.Н. Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 176 с.

3. Осокин Н.И., Жидков В.А., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Изменчивость гидрометеорологических факторов, влияющих на промерзание грунтов // МГИ. 2000. Вып. 89. С. 209–213.
4. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Оценка влияния потепления климата на деградацию мерзлоты (на теплофизическое состояние мерзлых пород) // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 144–150.
5. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 93–103.
6. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70.
7. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость высоты и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (124). С. 72–80.
8. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
9. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 230 с.
10. Павлов А.В., Скачков Ю.Б., Какунов Н.Б. Взаимосвязь между многолетними изменениями глубины сезонного протаивания грунтов и метеорологическими факторами // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 3–11.
11. Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.
12. Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
13. Gislén K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B. A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover // The Cryosphere. 2014. № 8. P. 2063–2074. doi:10.5194/tc-8-2063-2014.
14. Park H., Fedorov A.N., Zheleznyak M.N., Konstantinov P.N., Walsh J.E. Effect of snow cover on pan-Arctic permafrost thermal regimes // Climate Dynamics. 2015. № 44. P. 2873–2895. doi:10.1007/s00382-014-2356-5.
15. Zhong X., Zhang T., Wang K. Snow density climatology across the former USSR // The Cryosphere. 2014. № 8. P. 785–799. doi:10.5194/tc-8-785-2014.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.465+519.63

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-61-72

Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в.

© 2016 г. В.В. Малахова^{1*}, Е.Н. Голубева^{1,2}¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск;²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск

*malax@sccc.ru

Estimation of the permafrost stability on the East Arctic shelf under the extreme climate warming scenario for the XXI century

V.V. Malakhova^{1*}, E.N. Golubeva^{1,2}¹Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia;²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

*malax@sccc.ru

Article accepted for publication on November 1, 2015

Keywords: *modeling of permafrost, the East-Siberian Sea, the Laptev Sea, submarine permafrost, zone of methane hydrate stability.*

Summary

A state of permafrost in the Arctic is the key to understanding whether methane, stored in the permafrost related gas hydrate, can release into the atmosphere. The global warming can lead to destabilization of the submarine permafrost and, thus, cause the methane releasing into the water. The near-bottom water temperature plays a significant role in the current state of the submarine permafrost, because it specifies a depth of thawing of the permafrost. We have numerically simulated evolution of the submarine permafrost on the East Siberia Arctic shelf for the last glacial cycle. In order to estimate a possible state and stability of the submarine permafrost we did carry out a numerical run based on the ICMMG SB RAS the coupled ocean-ice and submarine permafrost model. For the atmosphere forcing, the GFDL CM3 coupled climate model output, simulated under the scenario RCP8.5, was used. The scenario RCP8.5 was used since it predicted the strongest warming by the end of the 21-st century. The GFDL CM3 model, predicting the most pronounced Arctic warming, was also used in order to put the tentative upper boundary on the submarine permafrost degradation in this century.

The results obtained show that the offshore permafrost exists across the vast East Siberia shelf. This permafrost occurs continuously but its thickness changes. Thickness of the permafrost within the most part of the East Siberia shelf is estimated 470–590 m when the value of 60 W/m² was used for the geothermal flux. Our results reveal a certain rising of the bottom layer temperature on the shelf and subsequent penetration of a heat flux into the sediments. However, our results show that even the extreme warming is not sufficient to destabilize the submarine permafrost on the shelf of both, the Laptev Sea and the East Siberian Sea. By the end of the 21st century, upper boundary of the permafrost deepens by value from 1 to 11 m only due to the thermal effects, and by 5–10 m in addition if we take into account the salinity of sediments. However, the depth of the permafrost upper boundary is still smaller than that of the hydrate stability zone. The thickness of the methane hydrate stability zone on the shelf is estimated 770–870 m. Moreover, upper boundary of this zone occurs at a depth of 120–220 m below the sea bottom, which makes the gas hydrates be isolated from the seabed surface by the permafrost layer. The submarine permafrost functions as an impermeable lid and prevents the methane from destroyed gas hydrates.

Статья принята к печати 1 ноября 2015 г.

Ключевые слова: *Восточно-Сибирское море, зона стабильности газогидратов метана, математическое моделирование мерзлоты, море Лаптевых, подводная мерзлота, субаквальная криолитозона.*

Приведены результаты расчётов динамики субаквальной мерзлоты на шельфе морей Восточной Арктики до 2100 г. с учётом атмосферного воздействия, соответствующего наиболее экстремальному сценарию потепления RCP8.5. Получены пространственные изменения в состоянии подводной мерзлоты и выделены области шельфа, наиболее чувствительные к возможным климатическим изменениям. Понижение границы мёрзлых пород при заданном сценарном потеплении до конца XXI в. в зависимости от области шельфа может составить 1–11 м только в результате теплового воздействия и дополнительно 5–10 м за счёт учёта засоления порового пространства донных отложений. Расчётная мощность зоны стабильности газогидратов метана на шельфе составила около 770–870 м. При этом её верхняя граница находится на глубине 120–220 м ниже дна, что делает газогидратный слой изолированным от поверхности морского дна слоем мёрзлого грунта.

Введение

Особенность арктических акваторий — наличие субаквальной криолитозоны в пределах мелководных шельфов. Географическое положение арктических шельфов, регрессии и трансгрессии Мирового океана в плейстоцене — голоцене определяют формирование и строение шельфовой криолитозоны и служат основой её районирования [11, 12]. В связи с возможным промышленным освоением месторождений нефти и газа на шельфе необходимо изучение происхождения, состояния и дальнейшей динамики субаквальных мёрзлых пород в условиях современных климатических изменений. Термодинамический режим Арктического бассейна соответствует условиям формирования субаквальных газогидратов метана под дном, начиная с морских глубин 250 м [16]. На мелководном арктическом шельфе с глубинами до 150 м зона стабильности газовых гидратов связана с наличием субаквальной криолитозоны [1]. Шельфовые скопления гидратов характерны только для арктических акваторий и ничем не отличаются от гидратов на континентах под мерзлотой. Огромное количество органического углерода может содержаться в зоне стабильности газогидратов, залегающей в пределах и ниже яруса мёрзлых пород.

В последние годы в научных работах широко обсуждается вопрос о роли подводной мерзлоты восточного сектора Арктики в формировании высоких концентраций метана как в водной толще, так и в атмосфере Арктического региона [1, 8, 9, 18, 27]. Одна из гипотез повышенной эмиссии метана — его выделение из газогидратов при разрушении мёрзлых донных отложений в результате современного потепления [27]. Вместе с тем высокая концентрация растворённого метана в водах может быть следствием оттаивания нижних горизонтов многолетнемёрзлых толщ и транспорта метана из глубинных слоёв донных отложений [1, 18].

Достоверных сведений о субаквальной мерзлоте под дном моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, полученных на основании буровых профилей, вскрывших мёрзлые породы, не так много [6]. Отсутствуют данные бурения о мощности мёрзлых отложений. Для изучения динамики и состояния подводной криолитозоны шельфа широко применяется математическое моделирование промерзания и оттаивания мёрзлых пород [1, 10, 12, 17–19, 22, 25, 26]. Используемые в настоя-

щее время численные модели значительно различаются в исходных предположениях, выбранных схемах развития палеогеографических событий, представлениях о гидрогеологических особенностях шельфа. Они дают разные оценки положения верхней и нижней границ и температур подводной мерзлоты. Так, по результатам одних моделей мощность субаквальных мёрзлых пород на внутреннем шельфе моря Лаптевых может достигать 700–800 м [12], а по результатам других — 235 м [1]. Значимую роль для состояния субаквальной мерзлоты в условиях изменения климата играет температура придонного слоя воды, определяющая глубину оттаивания. Данные наблюдений в летний период с 1984 по 2009 г. показывают рост температуры придонных вод в прибрежной части морей Восточной Арктики (до глубины 30 м) до устойчиво положительных значений [18].

Цель данной работы — исследование влияния современного и возможного будущего потепления климата до конца XXI в. на дестабилизацию субаквальной мерзлоты восточного сектора Арктики с учётом атмосферного воздействия, соответствующего наиболее экстремальному сценарию потепления RCP8.5. Особенность данного исследования состоит в использовании комплекса моделей, описывающих перераспределение тепла в системе «атмосфера — лёд — океан — донные отложения». Для расчёта температуры в грунте использовалась модель теплопереноса в донных отложениях [7]. В качестве граничных условий задавалась температура придонной воды, полученная в результате расчётов по региональной модели Северного Ледовитого океана — Северной Атлантики (СЛО—СА) Института вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (ИВМиМГ СО РАН) [4]. Такой подход позволяет проанализировать не только временные, но и пространственные изменения в состоянии подводной мерзлоты на шельфе восточных сибирских морей, а также выделить области, наиболее чувствительные к возможным климатическим изменениям.

Методика исследования

При моделировании подводной мерзлоты на арктическом шельфе традиционно используются модели, в которых учитывается представление об изменении уровня океана и положении бере-

говой линии [1, 10, 12, 17, 19, 22, 25, 26]. Предполагается, что подводная мерзлота шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря сформировалась на суше в холодную эпоху в период понижения уровня океана и осушения шельфа. Для исследования динамики мерзлоты мы задаём палеогеографический сценарий для последнего климатического ледникового цикла (последние 120 тыс. лет). В работе [11] показано, что такого периода расчёта достаточно для моделирования современной мощности криолитозоны. Мы предполагаем, что область шельфа с глубинами до 100–120 м в ледниковые периоды была сушей, в пределах которой в результате промерзания под воздействием низкой температуры атмосферы сформировалась мерзлота, и в эту структуру метан мог входить в форме газовых гидратов. В результате последующих трансгрессий океана — от 15 до 5 тыс. лет назад (л.н.) — произошло затопление мёрзлых отложений [3, 15]. В узлах численной сетки, определяемой разрешением океанической модели на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, мы рассчитываем вертикальное распределение температуры в слое донных осадков, а также положения верхней и нижней границ мёрзлых пород и зоны стабильности гидратов метана. В данном исследовании мы исходили из предположения, что к основным отличиям в используемых параметрах расчётов для различных областей шельфа относятся: для палеогеографических условий — используемая схема трансгрессии; для современных условий, начиная с 1948 г., — моделируемое поле температур придонной воды.

Математическая модель динамики подводной мерзлоты. Для расчётов теплового поля в осадочном слое и определения нижней и верхней границ криолитозоны использовалась модель теплопереноса в грунте с учётом фазовых переходов [7]. В основе математической модели лежит формулировка задачи Стефана со смешанными краевыми условиями в одномерной постановке. Постановка задачи включает в себя уравнения теплопроводности для талого и мёрзлого слоёв геологического разреза (при условии сопряжения их контактов):

$$\begin{aligned} C_T \frac{\partial T_S}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial T_S}{\partial z} \right); \\ C_M \frac{\partial T_S}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_M \frac{\partial T_S}{\partial z} \right). \end{aligned} \quad (1)$$

При решении уравнений (1) учитывается динамика границы фазовых переходов, которая описывается уравнением баланса тепла на подвижной границе фазовых переходов:

$$\left(\lambda_T \frac{\partial T_{S1}}{\partial z} - \lambda_M \frac{\partial T_{S2}}{\partial z} \right) = L W_S \frac{\partial X}{\partial t}. \quad (2)$$

На верхней границе области задаётся условие Дирихле (температура поверхностного слоя), на нижней границе — условие Неймана, а именно геотермический поток:

$$\begin{aligned} z = H_{ij} : T_S &= T_B; \\ z = H_{ij} + H_S : \lambda_T \frac{\partial T_S}{\partial z} &= Q_T. \end{aligned} \quad (3)$$

В формулах (1)–(3) использованы следующие обозначения: t — время, с; T_S — температура грунта, °C; λ_T , λ_M — коэффициенты теплопроводности для талого и мёрзлого грунта соответственно, Вт/(м·K); C_T , C_M — объёмная теплоёмкость для талого и мёрзлого грунта соответственно, Дж/(м³·K); L — удельная теплота фазовых переходов, Дж/м³; W_S — влагосодержание в грунте, м³/м³; $\partial T_{S1}/\partial z$, $\partial T_{S2}/\partial z$ — температурные градиенты в талых и мёрзлых осадках; $\partial X/\partial t$ — скорость движения фазовой границы; H_{ij} — глубина моря в точках i, j , м; T_B — температура поверхности грунта, °C; Q_T — геотермический поток, м·Вт/м².

Глубина расчётной области $H_S = 1000$ м под дном. Геотермический поток на нижней границе принимался во всех расчётах средний для данного региона и равный 60 м·Вт/м² [10, 22]. Коэффициенты теплопроводности, различные для талого и мёрзлого грунта, заданы на основе фактических данных для донных отложений в море Лаптевых [13]. В верхней части, до глубины 6 м, представленной илами, $\lambda_T = 1,1$ Вт/(м·K), для песчаных пород (от 6 до 20 м) $\lambda_T = 1,7$ Вт/(м·K), глубже 20 м λ_T увеличивается до 2,0 Вт/(м·K). Коэффициент теплопроводности для мёрзлого грунта принимался по всей глубине постоянным, т.е. $\lambda_M = 2,2$ Вт/(м·K). Содержание влаги в верхних 200 м принималось равным 40% и снижалось до 20% в нижних горизонтах. Температура фазовых переходов T_F задавалась в зависимости от содержания солей в грунте. В данных расчётах не учитывался явно перенос солей в донных осадках, однако предполагалось наличие засоленных отложений, температура замерзания—оттаивания T_F которых задавалась с учётом солёности, увеличиваясь по разрезу от –1,8 до 0 °C в соответствии с [14].

Палеогеографический сценарий. Начальное распределение температуры в донных отложениях по глубине получено в предположении, что 120 тыс. л.н. шельф находился в субаквальных условиях и мерзлота отсутствовала [19]:

$$T_S(z_n, 0) = T_S(z_{n-1}, 0) + \Delta z Q_T / \lambda_n, n = 1, \dots, N,$$

где n — номер слоя от поверхности; N — число вертикальных слоёв; $T_S(z_n, 0)$ — температура n -го слоя грунта; $\Delta z = z_n - z_{n-1}$ — толщина слоя; Q_T — геотермический поток; λ_n — коэффициент теплопроводности n -го слоя.

Значение температуры на верхней границе соответствовало палеотемпературе придонных вод, т.е. $-1,8^\circ\text{C}$. Уточнение приведённого начального распределения температуры проводится на основе решения нестационарных уравнений теплопроводности (1)–(3) со стационарными граничными условиями в течение ещё 3 тыс. лет. Согласно выбранному сценарию, 117 тыс. л.н. начинается осушение шельфа до современной глубины 100 м в соответствии с [10, 22, 26], далее расчёт продолжается в субаэральных условиях. В процессе расчёта температура на верхней границе T_B соответствовала значениям температуры воздуха. В ходе последующих трансгрессий океана — от 15 до 5 тыс. л.н. — T_B приравнивается к температуре придонных слоёв морской воды. Как только точка шельфа переходит от субаквальных условий к субаэральным, или наоборот, температура меняется скачком:

1) $T_B = T_G + T_V(t)$ — период регрессии;

2) $T_B = T_W(t)$ — период трансгрессии,

где T_G — среднегодовая температура поверхности грунта, $T_G = -12^\circ\text{C}$ в соответствии с данными по температуре береговой зоны пролива Дмитрия Лаптева [22]; $T_V(t)$ — аномалии приземной температуры воздуха на основе температурной изотопной кривой по станции Восток за последние 120 тыс. лет [23]; $T_W(t)$ — температура придонной морской воды.

При реконструкции палеотемператур воздуха использовались данные по глобальным изменениям климата, полученные из ледяных кернов Антарктиды, так как для восточного сектора Арктики нет непрерывных записей по изменению палеоклимата. Мы исходим из предположения о синхронности основных климатических экстремумов в изучаемой области и районе станции Восток аналогично подходу, используемому в работах [11, 22]. В соот-

ветствии с заданным ходом температур промерзание шельфа проходит в субаэральных условиях при среднегодовых температурах от -12 до -22°C .

Важнейший этап при моделировании подводной мерзлоты — реконструкция затопления шельфа во время последней трансгрессии. Ход голоценовой трансгрессии позволяет определить начало деградации мёрзлых пород в зависимости от глубины моря. В основу построения настоящего сценария положены данные по осадконакоплению, полученные для моря Лаптевых [15]. Учитываются четыре этапа послеледниковой трансгрессии моря на шельф: от 15 тыс. л.н. до 5 тыс. л.н. в зависимости от глубины шельфовой зоны с учётом вертикального разрешения модели СЛО–СА. На первом этапе 15–13 тыс. л.н. происходит затопление шельфа с глубинами выше 75 м. Далее, 13–11 тыс. л.н. считается, что море подошло до отметки 50 м, 11–9 тыс. л.н. — до 30 м и к 5 тыс. л.н. уровень моря достиг современных отметок. В периоды затопления шельфа температура на верхней границе донных отложений задавалась равной температуре морской воды $T_W(t)$. В течение расчёта значение $T_W(t)$ менялось следующим образом: с момента трансгрессии и до 1948 г. $T_W(t) = -1,5^\circ\text{C}$ для всей области шельфа; с 1948 г. использовалась придонная температура, полученная в результате работы региональной модели СЛО–СА с заданным атмосферным воздействием. Последний период разбивался на два: до 2005 г. использовались данные атмосферного реанализа NCEP/NCAR [28], а в период с 2006 по 2100 г. для модели океана учитывалось атмосферное воздействие из данных прогностического расчёта по модели GFDL CM3 [29].

При моделировании состояния подводной мерзлоты исследовалась также зона стабильности газогидратов метана — толща пород, в которой выполняются термодинамические условия существования гидратов в стабильном состоянии. Мощность зоны стабильности газогидратов может быть определена математическим путём при совместном решении уравнения изменения градиента температур в водной толще и в донных породах и уравнения равновесного существования гидрата в данной среде. С помощью модели теплопереноса в донных осадках (1)–(3), дополненной термобарическими условиями существования газогидратов метана [20, 21], были рассчитаны положения верхней и нижней границ возможной зоны стабильности газогидратов на шельфе.

Численная модель океана и морского льда. Для расчёта придонной температуры использовалась региональная совместная численная модель океана и морского льда, созданная в ИВМиМГ СО РАН с привлечением ледовой модели CICE-3.14 (The Los Alamos Sea Ice Model). Основные положения, используемые при построении численной модели океана, приведены в работах [4, 5]. Область моделирования включает в себя Северный Ледовитый океан и северную часть Атлантического океана, начиная с 20° ю.ш. Горизонтальное разрешение численной сетки для Северной Атлантики выбрано равным 1°. Для Северного Ледовитого океана используется репроективная ортогональная сетка с полюсами, расположенными на суше, которая обеспечивает разрешение для океана в 30–50 км. Вертикальное разбиение составляет 38 горизонтальных уровней со сгущением у поверхности до 5 м. Постановка численного эксперимента для исследования физических механизмов формирования среднего состояния, изменчивости вод и морского льда северной полярной области Мирового океана в период с 1948 г. по настоящее время соответствует требованиям Международной программы FAMOS/AOMIP (Forum for Arctic Modeling & Observational Synthesis).

Результаты моделирования

Моделирование температуры придонной воды. Для оценки настоящего и будущего состояния подводной мерзлоты необходимы данные пространственного и временного распределения температуры придонного слоя воды. В работах [1, 18] для оценки изменений температуры придонного слоя до 2100 г. предлагается использовать её линейный тренд с коэффициентом тренда 0,09 °C/год, наблюдаемым в период 1985–2009 гг. для летней температуры. Состояние подводной мерзлоты моделируется без учёта пространственного распределения температуры. В качестве альтернативы в настоящей работе предлагается использовать температуру придонной воды сибирских морей, полученную в результате численного эксперимента с использованием модели СЛО–СА. Этот подход позволяет моделировать пространственно-временную изменчивость динамики водных масс Северного Ледовитого океана, включая его шельфовую зону.

Первоначально, с учётом данных реанализа атмосферы NCEP/NCAR [28], для определения потоков на границе с атмосферой моделируется система взаимодействия водных масс Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана с 1948 по 2005 г. с шагом по времени четыре часа. Рассчитываемые физические характеристики вод и морского льда Северного Ледовитого океана отражают климатические процессы, происходящие в регионе в последние десятилетия, самые значительные из которых — сокращение площади морского льда и повышение роли поступающих в Северный Ледовитый океан атлантических и тихоокеанских вод.

Сравнение результатов моделирования с данными наблюдений представлено в работах [4, 5, 8]. В формировании термохалинной структуры вод сибирских шельфовых морей большой вклад вносят сибирские реки. Особенности региона в значительной степени определяются очертаниями береговой линии и малой глубиной, что усиливает роль динамического и термического воздействия атмосферы на циркуляцию водных масс. На протяжении расчётного периода (1948–2005 гг.) температура придонной воды менялась незначительно. В регионах, где глубина моря не превышала 30 м, в летний период температура менялась от –1,5 °C в начале расчёта до –1 °C к его концу. В восточной части дельты р. Лена и прибрежной зоне в летний период температура придонной воды достигает 3 °C. Полученные значения соответствуют представленным в работе [18]. Наибольшие изменения в наших расчётах происходят в области внешнего шельфа (глубина моря 80–100 м), где повышение температуры придонной воды до 1–2 °C в последнее десятилетие XX в. обусловлено проникновением аномально тёплых атлантических вод, изменчивость поступления которых в регион обсуждалась в работах [4, 5].

Анализ результатов моделирования современного состояния Северного Ледовитого океана показал, что численная модель океана и морского льда воспроизводит основные процессы, связанные с изменчивостью состояния атмосферы. Это позволяет предположить, что использование атмосферных прогностических данных (сценарных расчётов) и модели СЛО–СА для оценки возможных изменений в придонном слое океана будет не менее обоснованным, чем применение линейного тренда [1, 18].

Для оценки предполагаемых изменений мы использовали современные сценарии антропогенного

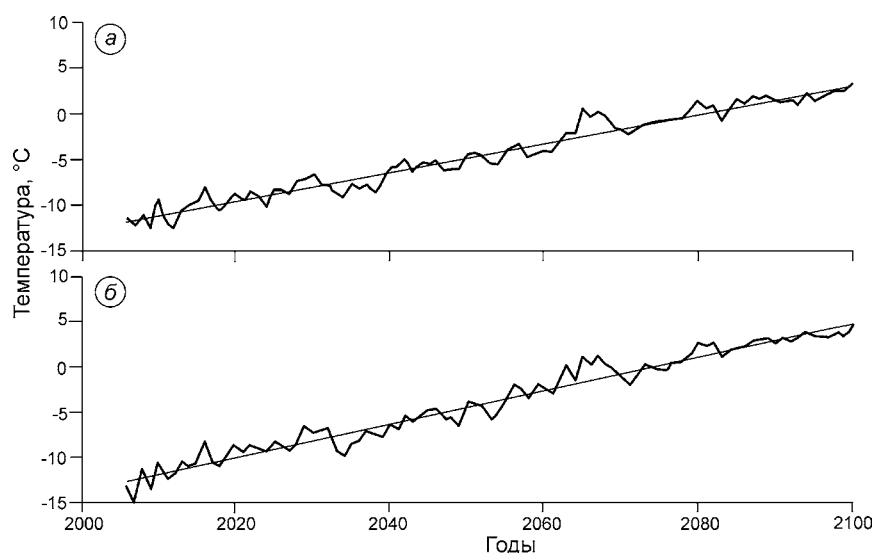


Рис. 1. Изменение по времени среднегодовой температуры воздуха, используемой в качестве атмосферного воздействия в численном эксперименте для регионов: *a* – море Лаптевых; *б* – Восточно-Сибирское море

Fig. 1. Temporary variability of the atmosphere temperature averaged over relevant regions, used in numerical experiment:

a – Laptev Sea; *b* – East-Siberian Sea

воздействия на климатическую систему Земли семейства RCP («representative concentration pathway»), в частности вариант RCP8.5. Это – наиболее агрессивный климатический сценарий, учитывающий антропогенное воздействие. Оценки увеличения глобальной температуры в 2081–2100 гг. по отношению к 1986–2005 гг. по сценарию RCP8.5 составляют 2,6–4,8 °C, при этом возможное потепление особенно будет выражено в полярных широтах [24]. Чтобы оценить атмосферное воздействие для модели СЛО–СА, использованы результаты расчёта совместной модели климата GFDL CM3 [29] с учётом данного сценария. Полученный отклик атмосферы с 2006 до 2100 г., согласно модели GFDL CM3, применялся для расчёта термохалинной циркуляции в модели СЛО–СА на этот же период.

На рис. 1 приведены линейные тренды температуры воздуха из расчёта по модели GFDL CM3. Данные были интерполированы на расчётную сетку модели СЛО–СА и осреднены для регионов сибирских морей. Коэффициент линейного тренда температуры приземной атмосферы над морем Лаптевых составил 0,16 °C/год, а над Восточно-Сибирским морем – 0,19 °C/год. Данные расчётов с учётом атмосферного воздействия показывают постепенный рост температуры водных масс (рис. 2). На мелководном шельфе температура воды в летний период быстро повышается с увеличением температуры воздуха и уже к 2050 г. в южных частях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского становится положительной (рис. 3, *a*).

Моделирование состояния криолитозоны. В результате моделирования эволюции мерзлоты,

проведённого с помощью описанной здесь модели и принятых предположений, получена картина динамики многолетнемёрзлого слоя донных отложений на шельфе Восточной Арктики за последние 117 тыс. лет. Предполагалось, что происходит длительное промерзание осадков шельфа в субаэральных условиях (117–20 тыс. л.н.) до начала голоценовой трансгрессии по всей области шельфа Восточной Арктики. Среднегодовая температура на поверхности шельфа в численном эксперименте опускалась до –22 °C, при этом рассчитанная максимальная мощность мёрзлой толщи составила более 700 м, что согласуется с результатами работ [12, 22]. Во время голоцена с началом трансгрессии моря происходит медленная деградация мёрзлого слоя донных отложений. На рис. 4 показано изменение рассчитанных вертикальных профилей температуры в донных осадках юго-восточной части моря Лаптевых от 20 тыс. л.н. до 2100 г. Во время затопления шельфа мощность мерзлоты сокращается со стороны нижней границы за счёт геотермического потока. При этом (профиль 4) повышается температура на верхней границе грунта, что приводит к росту температуры донных осадков с –12 °C до –4 ÷ –1,5 °C и далее до –1,8 ÷ 0 °C к 1948 г. (профиль 5). Этот результат хорошо согласуется с результатами, представленными в работах [1, 17, 22], и данными, полученными в процессе бурения скважин в акватории прибрежной части западного сектора моря Лаптевых [6].

К 1948 г. подошва мёрзлых отложений находится на глубине 470–590 м под морским дном

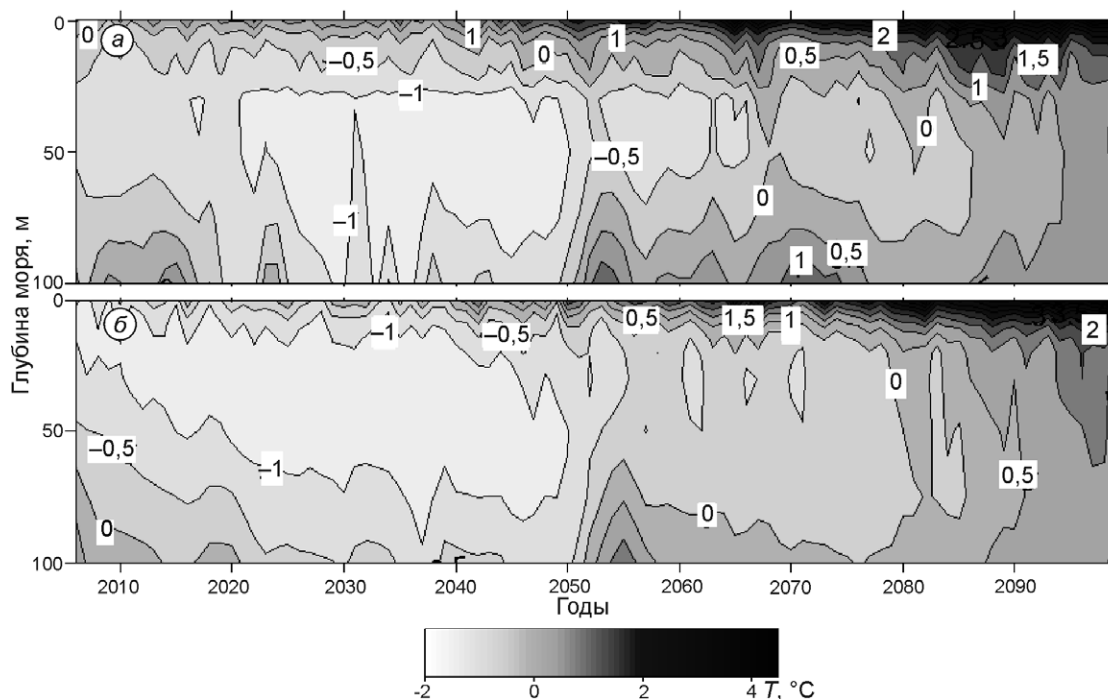


Рис. 2. Временная изменчивость среднегодовой температуры воды, полученная в результате работы модели СЛО–СА.

Осреднённая характеристика для региона моря Лаптевых (а) и Восточно-Сибирского моря (б)

Fig. 2. Temporal variability of the average water temperature of resulting from the work of the Arctic Ocean–CA model. Averaged characteristic for the Laptev Sea region (a) and for the East Siberian Sea (b)

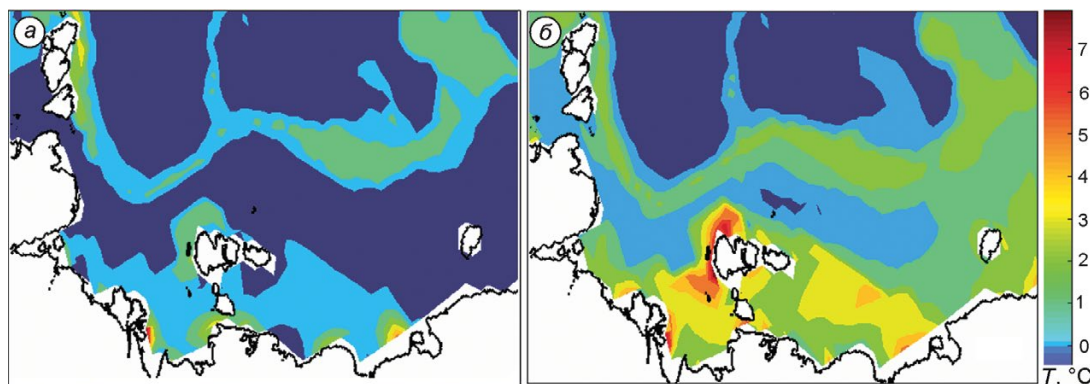


Рис. 3. Среднемесячная температура придонной воды, °C, полученная в численном эксперименте для сентября 2050 г. (а) и 2100 г. (б)

Fig. 3. The simulated bottom layer temperature in °C for September 2050 (a) and 2100 (b)

(рис. 5, а). Мощность мёрзлого слоя уменьшается с увеличением расстояния от берега и глубины моря, что, прежде всего, определяется несколькими периодами затопления шельфа и разным временем пребывания его в субаквальных условиях (рис. 6, а). Расчёты показывают, что при заданном одинаковом геотермическом потоке значимый фактор, определяющий мощность подводной мерзлоты на

шельфе Арктики, — глубина моря как характеристика времени пребывания участков шельфа в субаквальных условиях от начала трансгрессии.

Отметим, что геологические и климатические условия, в которых происходила эволюция мёрзлых толщ на сибирском шельфе, остаются недостаточно изученными. Так, в работе [10] обосновывается существование пассивного ледника на

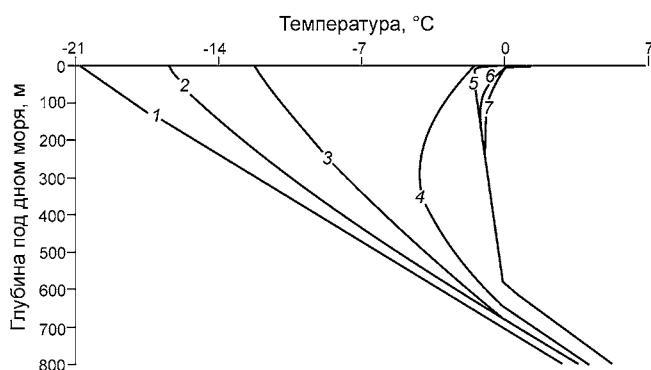


Рис. 4. Вертикальные профили температуры донных отложений в юго-восточной части моря Лаптевых (залив Буор-Хая, модельная глубина 20 м) для различных временных периодов: 1 – 20 тыс. л.н.; 2 – 15 тыс. л.н.; 3 – 10 тыс. л.н.; 4 – 4 тыс. л.н.; 5 – 1948 г.; 6 – 2012 г.; 7 – 2100 г.

Fig. 4. The mean temperature field as a function of depth for different times for the south-eastern sector of the Laptev Sea (the model depth of 20 m): 1 – 20 kyr ago; 2 – for 15 kyr ago; 3 – for 10 kyr ago; 4 – for 4 kyr ago; 5 – for 1948; 6 – for 2012; 7 – for 2100

шельфе западной части моря Лаптевых в интервале времени от 50–60 тыс. л.н. до середины голоцена. Мы выполнили дополнительный расчёт мощности мёрзлых толщ с учётом существования пассивного ледника от 50 тыс. л.н. до момента затопления шельфа. У нас нет данных о географическом положении ледника, поэтому расчёт сделан для всей области шельфа. В настоящем расчёте мы предполагали, что поверхность шельфа в этот период времени находится под ледником и температура на поверхности грунта соответствует температуре на подошве ледника (-9°C) [10]. В отличие от предыдущего эксперимента в течение пассивного оледенения шельфа мерзлота деградировала снизу ещё примерно на 200 м. Мощность мёрзлых пород для 1948 г. составила около 280–390 м. Согласно исследованию [10], в западной части моря Лаптевых мощность мерзлоты внутреннего шельфа достигла 430 м, а на внешнем шельфе она уменьшилась до 150 м при расчёте с тем же геотермическим потоком. Более сильное уменьшение мощности мёрзлых толщ на внешнем шельфе (до 150 м), видимо, объясняется учётом диффузии солей при его затоплении во время трансгрессии, которое нами не учитывалось. Сравнение динамики залегания верхней границы мерзлоты для проведённых экспериментов показало, что учёт пассивного ледника, значимого при определении мощности мёрзлых

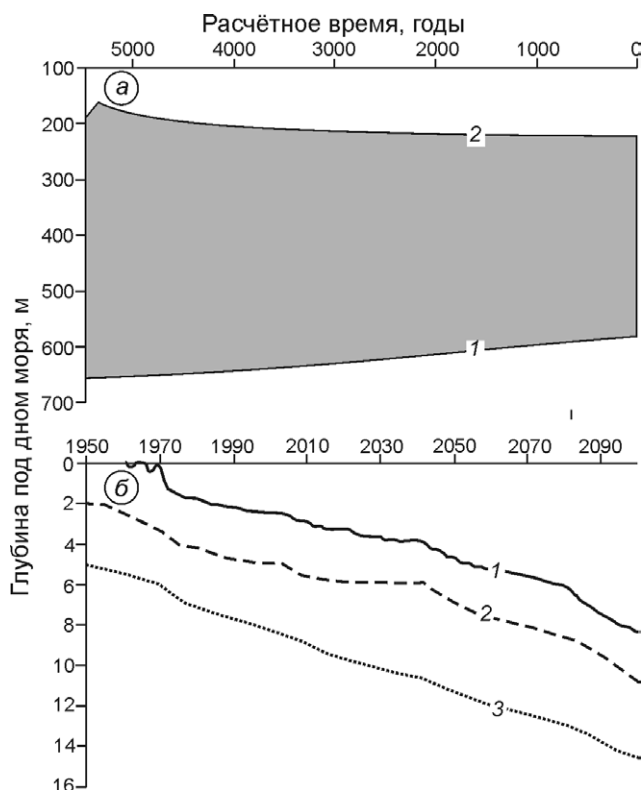


Рис. 5. Рассчитанные изменения по времени для юго-восточного сектора моря Лаптевых (модельная глубина 20 м):

a – изменения по времени (с момента начала трансгрессии и до 2100 г.) нижней границы многолетнемерзлых пород (1), верхней границы зоны стабильности гидратов метана (2); *б* – изменения по времени верхней границы многолетнемерзлых пород для расчётов S0 (1), S11 (2), S30 (3)

Fig. 5. The calculated time changes for the south-eastern sector of the Laptev Sea (the model depth of 20 m): *a* – temporary variability (from the transgression beginning up to 2100) of the lower boundary of the permafrost (1), the upper boundary of hydrate stability zone in sediments (2); *б* – temporary variability of the permafrost upper boundary in experiments S0 (1), S11 (2), S30 (3)

толщ на шельфе, существенно не влияет на скорость деградации мерзлоты сверху.

При расчёте термического состояния донных отложений на шельфе в период с 1948 по 2100 г. рассмотрены три случая. В первом (S0) не учитывается солёность поровых вод донных осадков и принимается температура фазовых переходов $T_F = 0^{\circ}\text{C}$. Во втором (S11) и третьем (S30) экспериментах предполагается, что пресные грунты шельфа после затопления морем подвергались засолению, а процессы оттаивания донных отложений могли протекать при отрицательной температуре пород по аналогии с исследованиями работы [25].

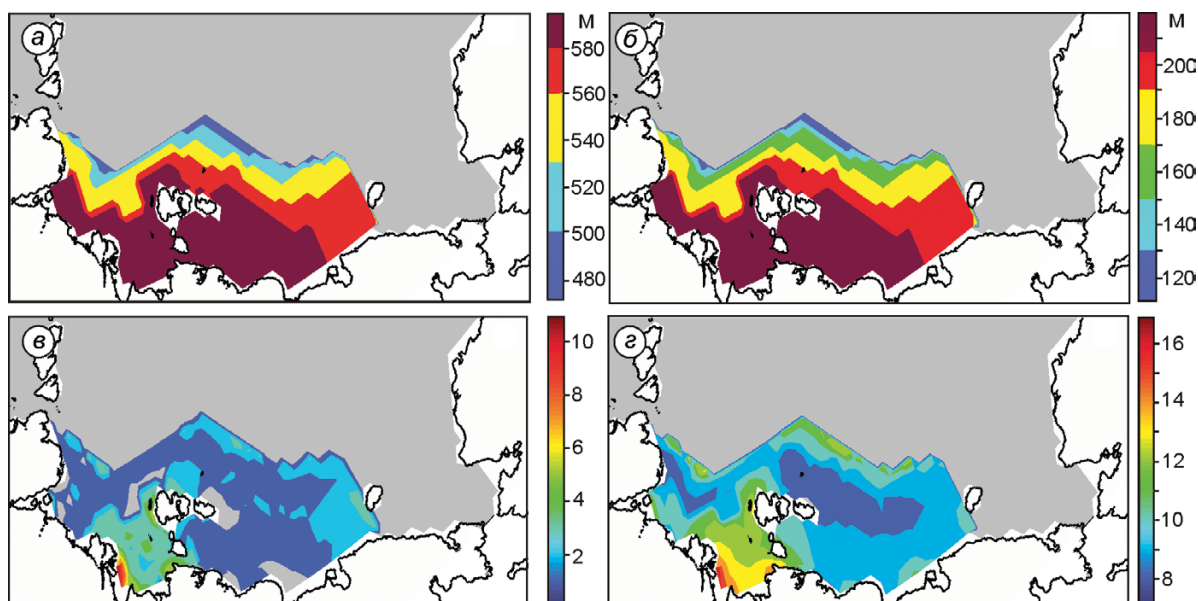


Рис. 6. Модель подводной мерзлоты на шельфе Восточной Арктики:

а – положение нижней границы многолетнемерзлых пород в донных отложениях для 1948 г., м; б – положение верхней границы зоны стабильности гидратов метана в донных отложениях для 1948 г., м; положение верхней границы многолетнемерзлых пород ниже морского дна, полученное для 2100 г. в эксперименте S0, м (в) и в эксперименте S30, м (г)

Fig. 6. Model submarine permafrost on the East Arctic shelf:

а – the lower boundary of the permafrost for 1948, m; б – the upper boundary of hydrate stability zone in sediments for 1948, m; the upper boundary of the permafrost for 2100 in experiment S0, m (в) – and in experiment S30, m (г)

В расчётах S11 и S30 температура замораживания поровых вод T_F задаётся с учетом солёности, возрастающая по разрезу от $-1,8$ до 0 °C от поверхности дна в глубь осадков (до 11–30 м) в соответствии с [14].

В расчёте S0 в период с 1948 по 2005 г. нижняя граница мерзлых пород поднялась незначительно, всего на 1 м. Рост температуры придонных вод за этот период привёл к опусканию кровли криолитозоны на 1–3 м лишь в некоторых областях шельфа: в основном, это южная часть восточного сектора моря Лаптевых, где под влиянием стока Лены температура придонной воды более длительный период остаётся положительной. Ситуация меняется при дальнейшем моделировании до конца XXI в. с учётом сценарного потепления. Скорость смещения нижней границы субаквальной мерзлоты по-прежнему меняется незначительно (подъём на 2 м), а скорость опускания верхней границы возрастает. Увеличение температуры придонных вод в летний период до $2-7$ °C к концу XXI в. (см. рис. 3, б) стало причиной заглубления верхней границы мерзлого слоя донных отложений на 1–8 м относительно 2005 г. почти по всей области исследуемого региона (см. рис. 6, в). Более выраженные изменения получены в восточном секторе моря Лаптевых с макси-

мальным понижением кровли мерзлых пород до 8 м в южной части. Это происходит за счёт наиболее выраженного потепления придонного слоя воды в рассматриваемой области шельфа до устойчиво положительных значений (см. рис. 3, б).

Полученные данные согласуются с расчётами в работе [18], которые показывают понижение кровли мерзлоты на внутреннем шельфе к 2100 г. не более чем на 8 м относительно современного её положения. Понижение кровли до 3 м можно также ожидать в восточной части Восточно-Сибирского моря за счёт влияния тёплых тихоокеанских вод и на внешнем шельфе, который находится под воздействием атлантических вод. На среднем шельфе и в западной части моря Лаптевых верхняя граница мерзлых пород опустилась всего на 1 м. Скорость деградации мерзлоты под воздействием тепла максимальна для юго-восточной части моря Лаптевых: по результатам расчёта она составила около 4 см/год с 1948 до 2005 г. и около 6 см/год до 2100 г. (см. рис. 5, б, см. рис. 6, в). После 2006 г. темпы деградации подводной мерзлоты возрастают в результате повышения температуры придонного слоя воды до положительных значений. В западной части моря Лаптевых скорость деградации не пре-

вышает 1 см/год за весь период расчёта с 1948 по 2100 г., что согласуется с результатами, полученными для этой области в работе [10].

В эксперименте S11 мы предполагали, что верхний слой донных отложений мощностью 11 м засолён. Солёность меняется с глубиной, уменьшаясь от поверхности дна в глубь толщи осадков [14]. Температура T_F задаётся с учётом солёности, увеличиваясь от $-1,8$ до 0 °C. Под воздействием диффузии солей мерзлота в верхнем слое донных осадков деградирует при отрицательных температурах. Верхняя граница слоя мёрзлых отложений дополнительно опустилась на 2 м от дна моря по сравнению с расчётом по S0 (см. рис. 5, б). Скорость деградации мерзлоты почти не изменилась и составила в период с 2006 по 2100 г. около 6 см/год для юго-восточной части моря Лаптевых. Данные бурения [10] показали, что морское засоление проникает на глубины более 30 м ниже дна.

В эксперименте S30 задавалось распределение температуры фазовых переходов от $-1,8$ до 0 °C в верхнем слое донных осадков мощностью 30 м. Дополнительная глубина оттаивания в S30 по сравнению с расчётом S0 составила 5–10 м (см. рис. 5, б). Более значительное дополнительное опускание кровли мерзлоты происходит на среднем шельфе, где температуры придонной воды отрицательны, на внешнем шельфе, а также в западных секторах Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых. По результатам эксперимента S30, верхняя граница мёрзлых толщ находится на глубине 8–17 м ниже верхней границы мерзлоты, которая существовала от момента затопления в ходе трансгрессии до начала экспериментов S0–S30 в зависимости от области шельфа (см. рис. 6, з). Средняя скорость деградации мерзлоты в период 2006–2100 гг. для юго-восточной части моря Лаптевых достигла 6,4 см/год.

Моделирование зоны стабильности газогидратов.

Одновременно с моделированием мощности шельфовой криолитозоны вёлся расчёт зоны стабильности гидратов метана на основе анализа термобарических условий дна и донных отложений. На этапах затопления шельфа давление увеличивалось за счёт дополнительного влияния водного столба, а в ходе регрессий оно рассчитывалось как гидростатическое с учётом толщины донных отложений. В условиях подводной мерзлоты и низких температур грунта зона стабильности гидратов метана мощностью 770–870 м существует во всей области мелководного шельфа. Нижняя граница этой зоны рас-

положена ниже толщи мёрзлых пород, а верхняя находится на глубине порядка 120–220 м под поверхностью дна, внутри шельфовой криолитозоны (см. рис. 6, б). Как и в случае мощности мёрзлых толщ, важный фактор, определяющий положение верхней границы зоны стабильности гидратов метана на шельфе Арктики, — глубина моря. Изменение мощности зоны стабильности гидратов метана по времени на протяжении всего ледникового цикла повторяет динамику криолитозоны. Лишь при повышении уровня моря толщина зоны увеличивается за счёт дополнительного давления водного столба, тогда как мощность мёрзлых пород начинает уменьшаться (см. рис. 5, а).

Значительные изменения с зоной стабильности гидратов метана происходят при повышении температуры донных отложений и уменьшении мощности мёрзлого слоя во время трансгрессии моря (см. рис. 5, а). Опускание верхней границы данной зоны на 40–60 м и возможная деградация газовых гидратов сверху в этот период могут приводить к накоплению свободного метана в глубинных слоях донных отложений в слое мёрзлых пород. Эмиссия газа в вышележащие слои будет контролироваться только состоянием мёрзлого слоя.

Смещение верхней границы зоны стабильности гидратов метана за период с 1948 до 2100 г. составило не более 1 м за счёт изменения температуры в толще донных пород (см. рис. 5, а). Нижняя граница этой зоны поднялась всего на 1 м за период с 1948 до 2100 г., что представляет собой результат незначительных изменений в рассчитанных температурных профилях на глубинах, где выполнены условия существования газогидратов (см. рис. 4). Таким образом, по результатам численных расчётов, зона стабильности гидратов метана реагирует на изменения температуры придонной воды медленнее, чем криолитозона.

Заключение

На основе выполненных сценарных расчётов промоделирована эволюция субаквальных мёрзлых пород в донных отложениях шельфа морей Восточной Арктики в период с 117 тыс. л.н. до 2100 г. Расчётная мощность многолетнемёрзлых пород под дном зависит от глубины моря и достигает 470–590 м при заданном геотермическом потоке $60 \text{ м} \cdot \text{Вт}/\text{м}^2$.

Для проведения исследования и оценки возможных рисков дестабилизации мерзлоты был преднамеренно выбран сценарий RCP8.5, предусматривающий самое сильное потепление к концу XXI в., а из работающих в проекте CMIP5 моделей — модель GFDL CM3, прогнозирующая потепление, наиболее выраженное в Арктическом регионе [24]. Расчёт с учётом климатических изменений на протяжении XXI в. показал, что температура придонного слоя воды существенно влияет на скорость деградации верхнего слоя мёрзлых пород на шельфе. Однако прогнозируемого потепления недостаточно для полной дестабилизации подводной мерзлоты на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Совместный расчёт по моделям океана и донных отложений для всей области шельфа восточного сектора Арктики позволил получить пространственно-временную изменчивость положения кровли мёрзлых пород. Пространственное распределение позволяет выделить районы шельфа и глубины моря, где доминирующим фактором в настоящее время может выступать положительная среднегодовая температура воды. Причиной этого, в дополнение к атмосферному воздействию, могут быть поступающие в данный регион речные, атлантические и тихоокеанские воды. По результатам экспериментов в приустьевых областях р. Лена, в районе пролива Дм. Лаптева, у Новосибирских островов многолетнее оттаивание мёрзлых пород максимально — до 11 м. В восточном секторе Восточно-Сибирского моря кровля мерзлоты опускается на 2–3 м за счёт влияния на эту область тихоокеанских водных масс. Более заметное понижение верхней границы мерзлоты на внешнем шельфе с водными глубинами порядка 100 м можно объяснить воздействием тёплых атлантических вод. Дополнительное опускание кровли мерзлоты (на 5–10 м) происходит в результате переноса солей в донных отложениях.

Расчётная мощность зоны стабильности гидратов метана на шельфе составила 770–870 м. Максимальное понижение верхней границы этой зоны на 40–60 м происходит в период трансгрессии моря. Возможная деградация газовых гидратов сверху в этот период может вызывать накопление свободного метана в слое мёрзлых пород. Однако до 2100 г. газогидратный слой остаётся изолированным от поверхности морского дна слоем мёрзлого грунта, так как верхняя граница зоны стабильности гидратов метана находится на глубине

120–220 м ниже дна. При полученных скоростях деградации мерзлоты эта зона останется изолированной ещё несколько тысяч лет после 2100 г.

Наличие многолетнемёрзлых пород в донных отложениях препятствуют движению природных газов, накопление которых может происходить в мерзлотных горизонтах. Однако под воздействием высокого давления движущегося газового фронта могут происходить разрывы мёрзлых пород и формирование каналов выхода газа. Значимую роль здесь может оказывать незамёрзшая вода в порах пород, содержание которой значительно возрастает при повышении температуры в грунтах [2]. Возможно, именно дестабилизация гидратов за счёт понижения верхней границы зоны стабильности гидратов метана в периоды трансгрессий служит причиной повышенной эмиссии метана в водную толщу и атмосферу на шельфе морей Восточной Арктики [27].

Благодарности. Авторы благодарны коллективу Института физики атмосферы РАН за предоставление программного кода модели теплопереноса в донных отложениях, а также рецензентам за замечания, способствовавшие улучшению работы. Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (№ 14-05-00730 А, № 15-05-02457 А, № 16-05-00868 А).

Литература

1. Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Лавров С.А., Стрельченко Ю.Г. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 97–105.
2. Арэ Ф.Э. Теплофизические аспекты принципа Цытовича о равновесном состоянии воды и льда в мерзлых грунтах // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. С. 47–56.
3. Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 39–50.
4. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 145–160.
5. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод

- и морского льда Северного Ледовитого океана // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 81–92.
6. Григорьев М.Н. Морфология и динамика преобразования подводной мерзлоты в прибрежно-шельфовой зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Наука и образование. 2006. № 4. С. 104–109.
7. Денисов С.Н., Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И. Оценка отклика субаквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке // ДАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 685–688.
8. Кузин В.И., Платов Г.А., Голубева Е.Н., Малахова В.В. О некоторых результатах численного моделирования процессов в Северном Ледовитом океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 1. С. 117–136.
9. Малахова В.В., Голубева Е.Н. О возможной эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 6. С. 452–458.
10. Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 679–693. doi: 10.7868/S0030157414040091.
11. Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны восточной Арктики // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 1. С. 3–14.
12. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
13. Чувиллин Е.М., Буханов Б.А., Тумской В.Е., Шахова Н.Е., Дударев О.В., Семилетов И.П. Теплопроводность донных отложений в районе губы Буор-Хая (шельф моря Лаптевых) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 32–40.
14. Шполянская Н.А. Мерзлотно-экологическая характеристика западного сектора Российского Арктического шельфа // Изв. Коми науч. центра УрО РАН. 2014. Вып. 3. № 19. С. 105–111.
15. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125–139. doi:10.1016/S0921-8181(01)00116-3.
16. Buffet B., Archer D. Global inventory of methane clathrate: sensitivity to changes in the deep ocean // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 227. P. 185–199. doi:10.1016/j.epsl.2004.09.005.
17. Delisle G. Temporal variability of sub-sea permafrost and gas hydrate occurrences as function of climate change in the Laptev Sea, Siberia // Polarforschung. 2000. V. 68. P. 221–225.
18. Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // Journ. of Geophys. Research. 2011. V. 116. C10027. doi:10.1029/2011JC007218.
19. Kholodov A.L., Romanovskii N.N., Gavrilov A.V., Tipenko G.S., Drachev S.S., Hubberten H.W., Kassens H. Modeling of the Offshore Permafrost Thickness on the Laptev Sea Shelf // Polarforschung. 2001. V. 69. P. 221–227.
20. Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // Society of Petroleum Engineers Journal. 2003. V. 32. № 8. P. 359–370.
21. Moridis G.J., Kowalsky M.B., Pruett K. Users manual: a numerical simulator for modeling the behavior of hydrates in geologic media, HydrateResSim. Department of Energy, Contract No. DE-AC03-76SF00098. Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, CA. 2005. 285 p.
22. Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. F03028. doi:10.1029/2012JF002358.
23. Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. P. 429–436.
24. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 181–184. doi: 10.1038/NGEO2071.
25. Portnov A., Mienert J., Serov P. Modeling the evolution of climate-sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // Journ. of Geophys. Research. Biogeoscience. 2014. V. 119. P. 2082–2094. doi:10.1002/2014JG002685.
26. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Tipenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // Geo-Mar. Letters. 2005. V. 25. P. 167–182. doi:10.1007/s00367-004-0198-6.
27. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Rekant P., Salyuk A., Kosmach D. Geochemical and geophysical evidence of methane release from the inner East Siberian Shelf // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. C08007. doi:10.1029/2009JC005602.
28. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml> The NCEP/NCAR Reanalysis Project at the NOAA/ESRL Physical Sciences Division [Электронный ресурс]
29. <http://nomads.gfdl.noaa.gov:8080/DataPortal/cmip5.jsp> GFDL Data Portal – NOAA [Электронный ресурс]

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.328:551.324

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-73-92

Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов

© 2016 г. В.Р. Алексеев

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск;
Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск
Snow@irk.ru

Long-term variability of the spring taryn-aufeises

V.R. Alekseev

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of RAS, Yakutsk, Russia;
Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia
Snow@irk.ru

*Article accepted for publication on May 15, 2015***Keywords:** *cryogenic processes, permafrost, seasonal glaciations, spring icings, springs taryn-aufeises.*

Summary

Long-term variability of large taryn-aufeises was studied for several decades in different regions of the USA (Alaska) and Russia (Chukotka, Kolyma, Southern Yakutia, Transbaikalia, and Eastern Sayan). Differences between volumes of individual ice massifs and the recorded maximal values change from 2–3 to 95–100%, and they do not depend on sizes of ice fields and their geographical locations. No statistically significant dependence of the aufeis volumes on the atmospheric precipitation amount and the air temperature was revealed in the most of the above areas. However, a general tendency for decreasing of the annual maxima of the ice reserves due to the climate warming was noticed. The long-term variations of the aufeises show existence of cycles of increase and decrease in their maximum sizes with their durations of 3, 7 and 11 years with the 25–30% amplitude of variations relative to the mean long-term values. In the Arctic areas, some of the giant aufeises do not melt completely during the summer and remain for a next winter. The volume of pereletoks (short-term permafrost) varies within the range of 5–25%, averaging 16% of the spring ice reserves. In the southern geocryological zone, a clearly pronounced dependence of activity of the aufeis processes on the snow thickness was found: when the snow depth increased from 70 to 100 cm, volumes of aufeises decreased by a factor of three, and the aufeises disappeared completely under the thickness larger 120 cm. It should be noted that the processes producing the aufeis-forming sources of subsurface water, and the factors of their layered-ice accumulation remain almost unexplored.

*Статья принята к печати 15 мая 2015 г.***Ключевые слова:** *вечная мерзлота, криогенные процессы, наледь-тарыны, родники, сезонное оледенение.*

Рассматривается многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов в разных регионах северо-восточной Азии и Северной Америки. Отклонение объёма единичных ледяных массивов от их максимальных зафиксированных значений колеблется от 2–3 до 95–100% и не зависит от размера ледяных полей и их географического положения. Для большинства участков статистически значимая зависимость объёма наледей от количества атмосферных осадков и температуры воздуха отсутствует, однако прослеживается общая тенденция сокращения максимальных в году запасов льда при потеплении климата. В многолетнем режиме выделяются циклы подъёма и спада максимальных размеров наледей продолжительностью 3, 7 и 11 лет. Уменьшение объёма родниковых наледей согласуется с другими фактами современной дегляциации криосферы.

Введение

Родниковые наледь-тарыны — одно из характерных явлений области распространения вечной мерзлоты (криолитозоны). Под этим названием понимаются крупные ледяные массивы, формирующиеся в долинах рек в результате со-

средоточенного выхода на дневную поверхность подземных вод. Обычно наледь-тарыны резко выделяются на фоне окружающей местности благодаря своему необычному виду и большим размерам. В народе и в некоторых научных публикациях их называют также ключевыми. Наледи-тарыны занимают огромные площади (в горах

до 3–5% территории), служат мощным регулятором подземного и поверхностного стока, а также своеобразным индикатором термодинамического состояния мёрзлой зоны земной коры.

К основным условиям формирования и развития родниковых наледей относятся: 1) наличие гидродинамического напора в толще грунтов, локализованно выводящего подземные воды любого генетического типа на границу атмо- и литосферы; 2) отрицательная температура внешней среды, куда поступает родниковая вода; 3) определённая конфигурация (форма и размеры) аккумулярующей ёмкости (ложа), позволяющая подземным водам свободно растекаться по твёрдой поверхности и намерзать тонкими слоями в виде безруслых ледяных покровов, каскадов и лент. Если любое из этих условий отсутствует, наледообразующий процесс данного типа не возникает.

Размеры родниковых наледей, их формирование, распространение и динамика зависят от сложного комплекса природных факторов. Определить зависимость характеристик родниковых наледей от конкретных факторов аккумуляции льда — значит решить важную прогнозную задачу. Однако для этого необходимы широкомасштабные режимные наблюдения, охватывающие разные типы наледей, наледообразующих источников и условий их функционирования. Только на такой основе можно рассчитать параметры ледяных массивов и соответствующих динамических запасов подземных и поверхностных (талых наледных) вод.

Изучение режима крупных ледяных полей — очень трудоёмкий процесс. Возможно, именно поэтому он не входит в программы регулярных наблюдений государственной сети станций и постов Гидрометеорологической службы России. Не проводятся систематические съёмки, измерения наледей и за рубежом. Известно лишь несколько полигонов, на которых выполнены многолетние исследования наледных процессов. Большинство из них организовано по инициативе отдельных учёных-энтузиастов из академических и высших учебных заведений. К сожалению, ряды этих наблюдений, за некоторым исключением, короткие. Тем не менее, полученные сведения позволяют установить характерные черты многолетней динамики наледей-тарынов на фоне современных тенденций

изменения климата. Обзор и анализ имеющихся материалов выполнен нами по крупным морфоструктурным и гидроклиматическим регионам.

Аляска

Наледи Аляски привлекли внимание исследователей во время Второй мировой войны в процессе строительства и первых лет эксплуатации автостреды от Даусон-Крик до Фербенкса протяжённостью 2736 км. Следующий всплеск интереса наблюдался в период прокладки транс-аляскинского нефтепровода Тихий океан — море Бофорта. В конце XX в. сведения о наледях публиковались в обстоятельных работах гидрогеологов, геологов и мерзлотоведов [36, 37, 40]. Выяснилось, что на полуострове гигантские ледяные поля встречаются так же широко, как и в других северных регионах криолитозоны. При этом их морфологические особенности и закономерности распространения не отличаются от наледей-тарынов северо-востока Азиатского континента. К аналогичным выводам пришли исследователи Канадского Севера и Гренландии [38, 41, 44].

В середине 1990-х годов сотрудники Аляскинского университета в Фербенксе выполнили специальные работы по определению роли родниковых наледей в арктической гидрологии. Для этого были использованы серийные космические снимки и аэрозалёты в северных предгорьях хр. Брукс. Получено большое число изображений наледей в зимний и летний периоды, на основе которых была составлена карта распространения наледей и источников подземных вод, рассчитаны наледное питание и сток. Одновременно организованы наземные наблюдения за динамикой опорной наледи в долине р. Купарук. Развитие наледи контролировалось данными метеостанции, расположенной в 30 км от места наблюдений около Далтона Хайвея. Итоги десятилетних режимных наблюдений (1996–2005 гг.) опубликованы в работе [45]. Для оценки многолетней изменчивости размеров ледяного массива мы представили полученные данные в процентах по отношению к максимальным значениям, зафиксированным в течение всего периода наблюдений (табл. 1). Это позволяет сравнить динамику процесса с развитием ледяных массивов в других районах криолитозоны.

Таблица 1. Многолетняя изменчивость объёма гигантской наледи* (Kuparuk Aufeis Field) в долине р. Купарук на северо-востоке Аляски в 1996–2005 гг. по данным [45]

Год	Сформировалось		Стаяло		Перелеток		Прирост		
	W_m , тыс. м ³	W_m , % от W_m (1996)	W_t , тыс. м ³	W_t , % от W_m (1996)	W_p , тыс. м ³	W_p , % от W_m	W_m , % от W_m (1996)	W_t , % от W_t (1996)	W_p , % от W_p (2000)
1996	31 207	100	27 136	87,0	4071	13,0	0	0	–22,0
1997	19 914	63,8	18 764	94,2	1150	5,8	–26,2	–30,9	–78,0
1998	28 669	91,9	26 543	92,6	2126	7,3	–8,1	–2,2	–59,3
1999	15 486	49,6	11 720	75,7	3766	24,3	–50,4	–56,8	–27,8
2000	29 889	95,8	24 670	82,5	5219	17,5	–4,2	–9,1	0
2001	20 464	65,6	15 904	77,7	4560	22,3	–34,4	–41,4	–12,7
2002	19 856	63,6	14 834	74,7	5022	25,3	–36,4	–45,3	–3,8
2003	24 932	79,9	21 806	87,5	3126	12,5	–20,1	–19,6	–40,1
2004	21 344	68,4	18 190	85,2	3154	14,8	–31,6	–33,0	–39,6
2005	22 081	70,8	17 579	79,6	4502	10,4	–29,2	–35,2	–13,8
Среднее	23 384	74,9	19 715	83,7	3669	16,3	–25,1	–30,4	–33,0

* Объём льда: W_m – на дату максимального развития весной; W_t – на дату максимального стаивания осенью; W_p – оставшегося нарастающим и вошедшего в объём наледи следующего года.

Максимальный объём наледи (31,2 млн м³) зафиксирован в 1996 г. В последующие годы аккумулярованные весной запасы наледного льда сокращались на 4,2–50,4%. В среднем за десятилетие наледь уменьшилась на 25,1%. При этом максимальный объём стаивания льда за летний период пришёлся на 1996 г., а наибольшее количество льда, оставшегося на следующую зиму и вошедшего в объём наледи нового цикла развития, – на 2000 г. Показательна динамика перелетовывающих наледей. Объём их менялся по отношению к максимуму 1996 г. в пределах 5,8–25,3%, т.е. в отдельные годы в законсервированном виде оставалась (не стаивала) четвертая часть массива. До 2000 г. объём перелетков нарастал, но в следующее пятилетие уменьшился в среднем на 22%.

Важные выводы сделаны при анализе аэрофотоснимков наледных полей с остатками льда, начиная с 1950 г. (гигантские наледи Hulahula, Sadlerochit и Рек Kongakat). Показано, что размеры наледных полей за истёкшее время практически не изменились. Трансформировалась лишь конфигурация русловой сети. На относительную стабильность границ наледных полей указывает также сравнение аэрофотоснимков 2001 г. с рукописной картой распространения 100 наледей, составленной Леффингвелом в 1908 г.

Анализ данных позволил сделать следующие выводы: 1) во внутренних районах Аляски

в наледях концентрируется более 40% зимнего речного стока (около 30 000 л/с); 2) несмотря на большие колебания объёмов, контуры родниковых наледей в течение 1996–2005 гг. не выходили за границы хорошо выраженных наледных полей; 3) многие крупнодебитные наледообразующие источники существуют со времени последнего оледенения (возможно, и ранее); 4) процессы формирования и разрушения наледного льда менее чувствительны к изменениям климата, но чутко реагируют на колебание расходов и температуру родников; 5) потепление климата приведёт к сокращению запасов наледного льда, но не изменит общий объём речного стока к Северному Ледовитому океану.

Чукотка

Природные условия этого региона почти такие, как на Аляске. В 1986 г. сотрудники Певекского УГМС В.В. Горин и С.В. Котов составили Каталог наледей, насчитывающий 262 ледяных массива общей площадью 669,4 км². Суммарный объём наледного льда в период максимального развития – 1,61 км³, а средняя мощность по региону колеблется в пределах 1,0–3,5 м, повышаясь от побережья Северного Ледовитого океана к вершинам горных хребтов Чукотского нагорья [6]. Наблюдения за ди-

Таблица 2. Многолетняя изменчивость размеров гигантской Кооквынской наледи на севере Чукотки в 1981–1985 гг.

Годы	Средняя температура воздуха*, °С		Мощность льда h , м	Приrost, % от $h_{\max}$ (1983)	Объём льда W , тыс. м ³	Приrost, % от $W_{\max}$ (1983)
	X–V месяцы	годовая				
1982	–19,9	–10,2	3,4	–0,6	52 000	–3,7
1983	–25,1	–15,7	3,6	0,0	54 000	0,0
1984	–21,0	–11,4	3,0	–10,7	45 000	–16,7
1985	–24,9	–13,4	3,2	–10,1	48 000	–11,2
Среднее	–22,7	–12,7	3,3	–0,8	49 500	–10,5

*Данные гидропоста Паляваам.

намикой наледных процессов велись в течение 1981–1985 гг. в долине р. Кооквын, левого притока р. Паляваам. Бассейн р. Кооквын отличается исключительно высокой наледностью. Ежегодно здесь формируется около 132 млн м³ льда, что составляет 62% годового стока. Суммарная площадь наледей в бассейне – 52,8 км². Длина Кооквынского тарына – 6 км, ширина – 2,5 км, средняя площадь – 15 км². Максимальные размеры наледи зафиксированы в наиболее суровую зиму 1982/83 г. (табл. 2). В предыдущий год, самый тёплый за период наблюдений, объём льда весной был меньше максимального значения на 3,7%. В 1984 и 1985 г. интенсивность наледного процесса уменьшилась пропорционально понижению средней зимней и средней годовой температуры воздуха. Соответственно изменилась и толщина ледяного массива. Это свидетельствует о вполне определённой зависимости величины годовой аккумуляции льда, определяемой родниковым стоком, от теплового баланса местности.

Колыма

Верхояно-Колымская горная страна (условно Колыма) – один из самых суровых геоэкологических регионов северо-восточной Азии. Мощность сплошной вечной мерзлоты на водораздельных массивах здесь достигает 500–600 м, а в днищах долин колеблется в пределах 150–200 м. Водоносные талики расположены преимущественно в депрессиях рельефа вдоль тектонических разломов, под руслами рек и крупными озёрами ледникового происхождения. Наледи подземных вод в среднем занимают 1,0–1,2% территории, при этом значительная их часть относится к категории гигантских. Типичный представитель родниковых наледей

Колымы – Анмангындинский тарын, расположенный в бассейне одноимённой реки, правом притоке р. Детрин. Длина этой наледи в период максимального развития достигает 7 км, средняя мощность – около 1,8 м, максимальная толщина льда – 8,0 м. Средняя многолетняя температура воздуха по данным ГМС Усть-Омчуг, расположенной в 20 км ниже по течению реки, составляет около –11 °С, среднее годовое количество осадков – 300 мм. Температура самого холодного месяца января не поднимается выше –36 °С, минимальная опускается до –60 °С.

Наблюдения за режимом наледи организованы Колымским УГКС в 1962 г. Для этого была создана специальная гидрографическая партия, существовавшая до 1977 г. В дальнейшем, до 1992 г., измерения проводились сотрудниками ГМС Усть-Омчуг, причём определялся только объём наледи в период её максимального развития. Программа работ предусматривала также гидрологические наблюдения в створе р. Анмангында – 159 км, расположенном в 500 м ниже наледной поляны и замыкающим водосборный бассейн площадью 376 км². Анмангындинская наледь формируется за счёт выклинивания горизонта подземных аллювиальных вод у верхней границы наледи при резком уменьшения уклона русла. Дебит наледобразующих источников постепенно уменьшается к весне с 1,2 м³/с в октябре до 0,2–0,3 м³/с в конце зимы [11, 22].

Многолетняя динамика размеров Анмангындинской наледи отражена в статьях [4, 34]. Установлены существенные изменения объёма льда при общей тенденции его снижения по годам (рис. 1, а). Наибольшая амплитуда колебаний (до 30% среднего многолетнего значения) наблюдалась до 1976 г., далее она не превышала 10–15%. Наибольший объём ледяного массива (11 680 тыс. м³) достигал в 1967 г., наимень-

ший (5330 тыс. м³) — в 1974 и 1992 гг. Таким образом, за 30-летний период наблюдений объём наледи сократился вдвое. Эта тенденция, видимо, сохранялась и в следующие годы в связи с повышением температуры воздуха и количества атмосферных осадков. По данным ГМС Усть-Омчуг с 1956 по 2006 г. средняя годовая температура воздуха возросла на 1,8 °С (с –11,4 до –9,7 °С), а годовое количество осадков — почти на 100 мм (с 270 до 365 мм).

Анализ изменения внутригодовых климатических характеристик показал, что наибольшее

повышение средней месячной температуры воздуха за период наблюдений происходило в октябре (с –12,3 до –8,5 °С) и ноябре (с –28,5 до –24,5 °С) (см. рис. 1, б), в остальные месяцы существенных изменений не было. В эту же часть зимнего периода проявился и значимый тренд в рядах месячных сумм атмосферных осадков, эквивалентных запасам воды в снежном покрове, и величины стока в осенне-зимний период ниже ледяного поля (см. рис. 1, в, г). Потепление в первую половину зимы и увеличение толщины снежного покрова обеспечили меньшую глубину протаивания аллювиальных отложений, что повысило объём транзитного стока подземных вод, ранее расходуемого на образование наледи (рис. 2, а). Период с 1961 по 1992 г., когда вели наблюдения за наледью, совпал с периодом наиболее интенсивного изменения режима средней месячной температуры и суммы осадков в октябре и ноябре. В среднем, за это время температура повысилась на 3,8 °С (с –20,8 до –17 °С), а количество осадков — на 40 мм (с 20 до 62 мм), что привело к направленному росту оттока воды за пределы наледного поля в ноябре с 0,2 до 0,7 м³/с. В итоге влияние атмосферных осадков сказалось на максимальном в году объёме наледного льда (см. рис. 2, б).

Установлена определённая зависимость интенсивности процесса наледообразования от поверхностного стока и суммарного дебита наледообразующих источников подземных вод. Максимальный прирост объёма намороженного льда (2,0–2,5 млн м³/месяц) наблюдается в конце декабря — январе, после прекращения

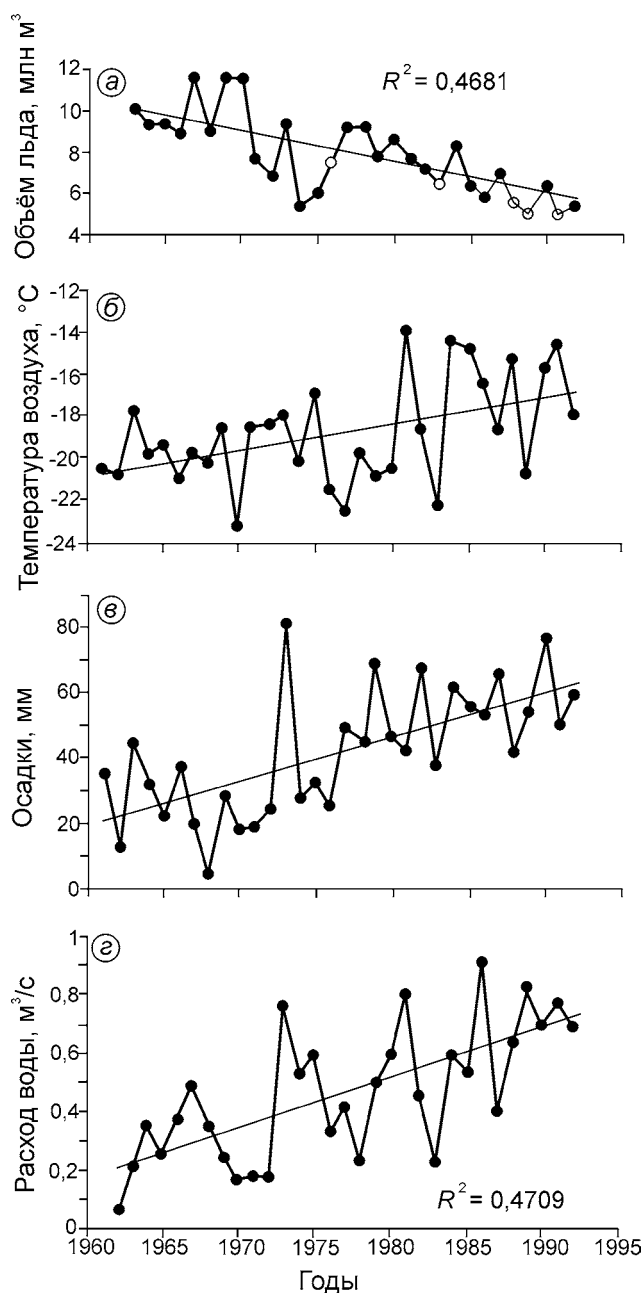


Рис. 1. Многолетняя изменчивость объёма и условий формирования гигантской Анмангындинской наледи в бассейне р. Колыма:

а — изменение максимального в году объёма наледного льда (незалитым пунсоном показаны значения, рассчитанные с учётом выявленного тренда); б, в — изменение средней за октябрь и ноябрь температуры воздуха и суммы атмосферных осадков по данным ГМС Усть-Омчуг; г — изменение среднего за ноябрь расхода воды в р. Анмангында в створе, расположенном ниже наледной поляны

Fig. 1. Long-term variability in the volume, and formation conditions of the giant Anmangynda icing within the Kolyma river basin:

а — variation in annual maximum volume of icing ice (open markers show the values calculated having regard to the trend identified); б, в — variation in October- and November-averaged air temperature and atmospheric precipitation amount according to the data from the Ust-Omchug meteorological station; г — variation in October-averaged discharge in the Anmangynda river on the section line downstream of the icing glade

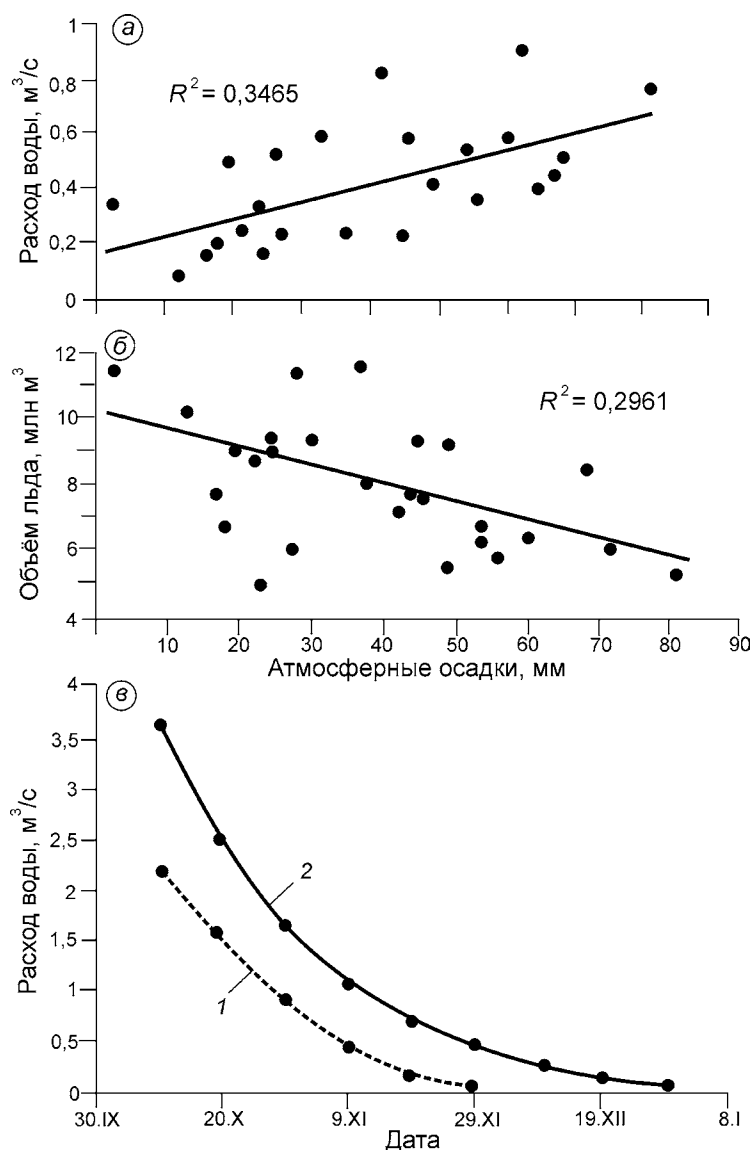


Рис. 2. Функциональная характеристика условий формирования Амангындинской наледи:

a — зависимость среднего за ноябрь расхода воды в створе р. Анмангында—159 км от суммы твёрдых осадков в октябре и ноябре; *б* — зависимость максимального в году объёма наледного льда от суммы атмосферных осадков в октябре и ноябре предшествующего года; *в* — истощение речного стока ниже наледной поляны в осенне-зимний период 1972 (1) и 1973 г. (2)

Fig. 2. Functional characteristic of the formation conditions for the Anmangynda icing:

a — dependence of the November-averaged water discharge on the section line of the Anmangynda river, 159 km, on the solid precipitation amount in October and November; *б* — dependence of the annual maximum volume of icing ice on the atmospheric precipitation amount in October and November of the preceding year; *в* — streamflow depletion downstream of the icing glade for the autumn—winter period 1972 (1), and 1973 (2)

поверхностного стока в замыкающем гидрометрическом створе ниже наледной поляны (см. рис. 2, *в*). Затем аккумуляция льда постепенно сокращалась по мере уменьшения дебита родников. Небольшой всплеск прироста льда отмечался лишь весной при возврате холодов (в результате намораживания талых снеговых вод).

Центральная Якутия

Соотношение объёма воды, заключённой в родниковых наледях, и суммарного объёма излившихся подземных вод в период наледообразования можно считать квазипостоянным [10, 30, 31]. Это обстоятельство позволяет исполь-

зовать сведения о родниках для приближённой оценки динамики наледных явлений. Данный подход реализован нами при изучении наледей Центральной Якутии, где длительные ряды наблюдений за ледяными массивами отсутствуют, но имеются данные многолетних измерений дебита наледообразующих источников. Территория Центральной Якутии представляет собой обширную низменную равнину, сложенную сплошной толщей многолетнемёрзлых горных пород общей мощностью 300–500 м. Климат региона резко континентальный, с крайне суровой продолжительной и малоснежной зимой и коротким, но тёплым летом. Средняя температура января -45°C ; абсолютный минимум температуры воздуха -65°C ; средняя температура июля состав-

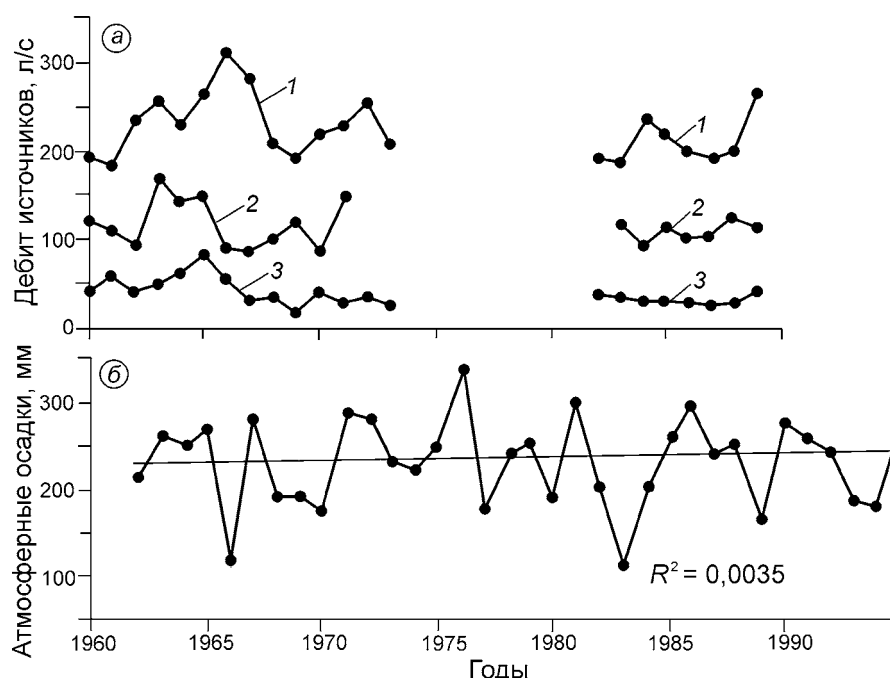


Рис. 3. Многолетняя изменчивость дебита наледообразующих источников подземных вод в предзимний период (а) и суммы годовых атмосферных осадков (б) в Центральной Якутии по данным А.В. Бойцова [10]. Источники, их средний многолетний дебит Q и коэффициент изменчивости k в начале октября: 1 – Улахан-Тарын ($Q = 227$ л/с, $k = 0,16$); 2 – Булус ($Q = 114$ л/с, $k = 0,20$); 3 – Ерюю ($Q = 41$ л/с, $k = 0,18$)

Fig. 3. Long-term variability of the yield of icing-forming sources of subsurface waters for the pre-winter period (a) and of the annual atmospheric precipitation amount (б) in Central Yakutia according to data reported by A.V. Boytsov [10]. Sources, their centre perennial debit Q and variability quotient k in the beginning of October: 1 – Ulahan-Taryn ($Q = 227$ l/s, $k = 0,16$); 2 – Bulus ($Q = 114$ l/s, $k = 0,20$); 3 – Erjuju ($Q = 41$ l/s, $k = 0,18$)

ляет 17°C . В течение года выпадает 250–300 мм атмосферных осадков (60–70% в виде дождя). Сквозные талики встречаются здесь только под крупными реками и некоторыми озёрами. Невсквозные талые зоны располагаются под термокарстовыми озёрами и аласными котловинами. Наледность территории низкая, не превышает 0,01%. Наиболее крупные ледяные массивы встречаются в эрозионных долинах, сформировавшихся в нижних частях речных террас Лены, Вилюя и их притоков. Питаются такие наледи обычно за счёт воды над- и межмерзлотных таликов верхней гидродинамической зоны.

Дебит изученных наледообразующих источников и соответствующие им объёмы наледного льда существенно меняются по годам, при этом синхронность в режиме родников отсутствует (рис. 3, а). Наибольшие значения дебита источников зафиксированы в конце 1960-х – начале 1970-х годов. В другие годы 30-летнего периода наблюдений объём изливающейся воды сокращался до 35%. Чёткая зависимость дебита род-

ников от гидрометеорологических условий не проявляется, возможно потому, что в изменении количества осадков нет определённой закономерности (см. рис. 3, б), а тренд повышения средней годовой температуры воздуха $0,06^{\circ}\text{C}/\text{год}$ [27] в условиях экстремально низких температур на процессах водообмена не сказывается. Вместе с тем в режиме отдельных родников просматривается слабовыраженная тенденция повышения или сокращения подземного питания по мере увеличения количества жидких атмосферных осадков (рис. 4). Не прослеживается отчётливая связь интенсивности наледообразования и с величиной снеготолщин. Видимо, в суровых климатических условиях роль снежного покрова в наледообразовании при мощности 15–20 см невелика.

Наледи типа Улахан-Тарын образуются в коротких и узких долинах, не имеющих сквозных водных потоков. Долины формируются исключительно за счёт суффозионной деятельности родников, термокарста и эрозии талых наледных вод. Причём песчаные грунты под толщей наледного

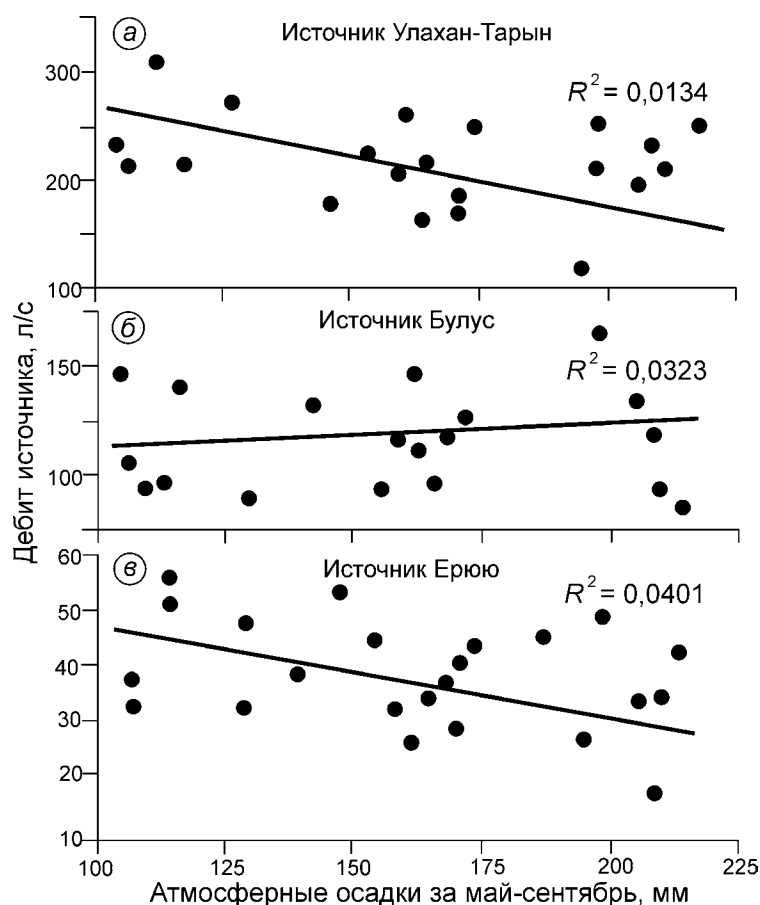


Рис. 4. Зависимость дебита наледообразующих источников Центральной Якутии, измеренного в начале октября, от суммы атмосферных осадков в тёплый период года (май–сентябрь)

Fig. 4. Dependence of the yield of icing-forming sources of Central Yakutia as measured in early October, on the atmospheric precipitation amount for a warm season (May–September)

льда из-за сильных морозов часто сильно промерзают, как и смежные участки долины [12]. В результате практически весь объём родниковых вод зимой превращается в наледный лёд. Таким образом, низкий коэффициент изменчивости расхода родников в предзимний период (0,16–0,20) характеризует также и изменчивость объёма наледей, формирующихся за их счёт. Примечательно, что коэффициент изменчивости дебита наледообразующих источников подземных вод практически совпадает с коэффициентом изменчивости суммы атмосферных осадков за год (0,16) и за тёплый период года (0,22), что косвенно свидетельствует о синхронности ритмов увлажнения территории и наледных процессов.

Южная Якутия

Наблюдения за динамикой наледей на юге Якутии начались в 1960-х годах [5, 15, 16, 28]. Наиболее длинный ряд наблюдений (около 30 лет) получен по трём наледам – Локучаки-

ской (№ 1) и Нерюнгринским (№ 2 и 3). Район характеризуется суровыми климатическими условиями. Средняя годовая температура воздуха по данным ГМС Чульман составляет $-8,1^{\circ}\text{C}$, января $-33,3^{\circ}\text{C}$, июля $16,0^{\circ}\text{C}$. Абсолютный минимум $-60,9^{\circ}\text{C}$ зафиксирован в 1936 г., абсолютный максимум $-34,8^{\circ}\text{C}$ – в 1954 г. Годовое количество осадков колеблется в пределах 500–700 мм.

Локучаки́тская наледь расположена в долине одноимённой реки, левого притока р. Чульман, в 20–25 км от устья. Долина расчленила средневисотное Чульманское плоскогорье, сложенное юрскими песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Вечная мерзлота залегает в депрессиях рельефа и в нижних частях горных склонов. Общая площадь её не превышает 50%, мощность колеблется в пределах 45–60 м. Наледь питается трещинными и трещинно-жильными водами, выходящими субаквально. Величина зимнего стока изменяется от 205–228 л/с в середине ноября до 49–64 л/с в конце апреля. Примерно 50–60% стока расходуется на формирование наледи, остальная часть уходит транзитом вниз по

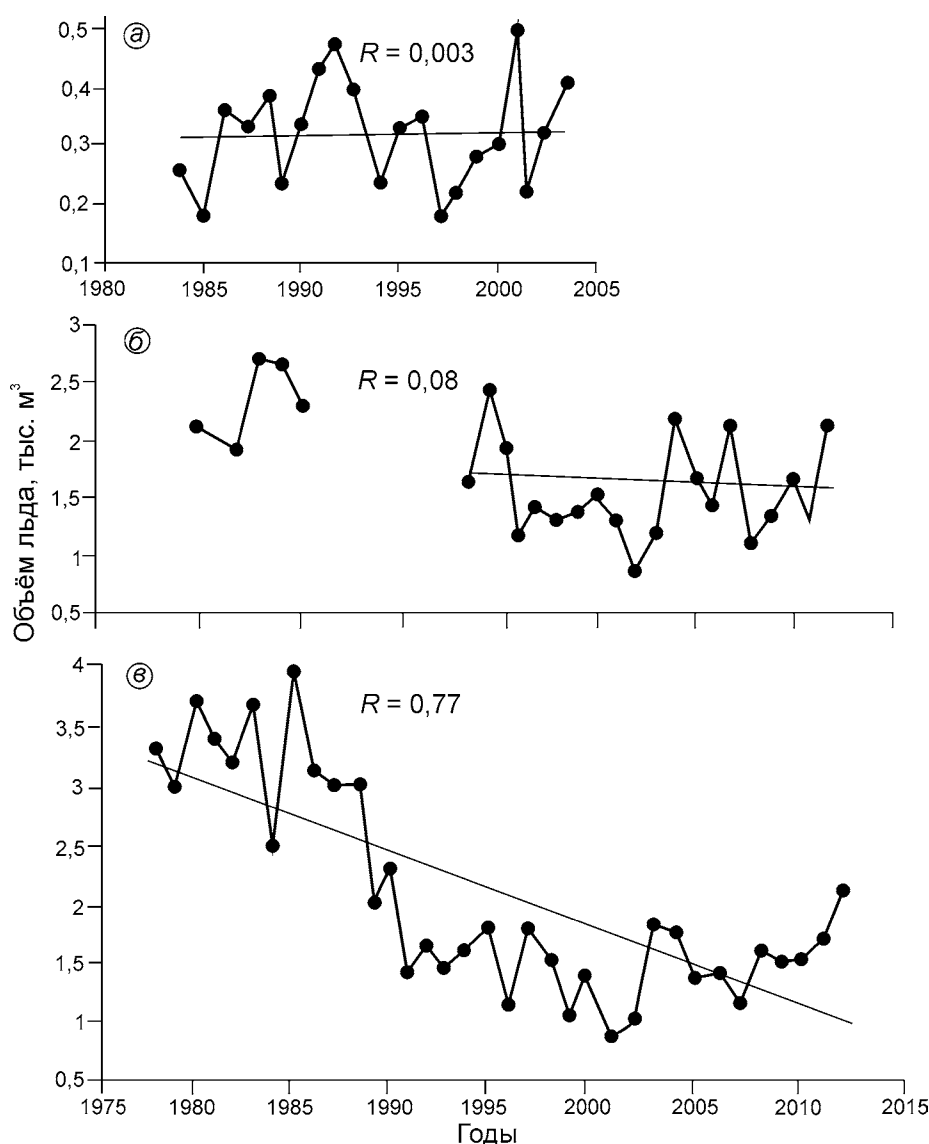


Рис. 5. Многолетняя изменчивость объёма наледей Южной Якутии по данным Ф.Р. Завадского [15]:

a – в условиях прерывистого распространения вечной мерзлоты (наледь Локучакитская, центральная часть Чульманского плоскогорья); *б, в* – в условиях преимущественно сплошного распространения многолетнемёрзлых горных пород мощностью до 200 м (наледь Нерюнгринская Верхняя и Нерюнгринская Нижняя, предгорья Кряжа Зверева)

Fig. 5. Long-term variability of the icing volume of Southern Yakutia according to data reported by F.R. Zavadsky [15].

a – in conditions of discontinuous permafrost (Lokuchakitskaya icing, central part of the Chulmanskoye Plateau); *б, в* – in conditions of predominantly continuous permafrost up to 200 m in thickness (Neryungrinskaya Verkhnyaa and Neryungrinskaya Nizhnyaa icings, foothills of the Zverev Chain of Hills)

долине реки. Наблюдения за режимом наледи проводились в течение 1983–2003 гг. Минимальный объём льда (188,8 тыс. м³) зафиксирован в 1985 г., максимальный – в 2001 г. (469,0 тыс. м³). В среднем за много лет объём наледи составил 318,3 тыс. м³ (64% максимального значения за весь период наблюдения). Многолетний тренд повышения или понижения размеров ледяного массива не выражен (рис. 5, *a*).

Нерюнгринские наледь находятся в долине р. Верхняя Нерюнгра длиной 42 км, берущей начало на северном склоне Кряжа Зверева. Южная часть бассейна, где формируется наледь № 2, сложена протерозойскими кристаллическими сланцами, замороженными на глубину 100–300 м, северная – юрскими континентальными отложениями Чульманского артезианского бассейна с прерывистой вечной мерзлотой мощно-

стью 30–100 м. Наледь № 3 приурочена к зоне надвига протерозойских горных пород на смятые в складки юрские песчаники, алевролиты и аргиллиты. Развитие наледных процессов в долине изучалось с 1977 г. в связи с организацией водоснабжения г. Нерюнгри (население 76 тыс. чел.). Характеристики наледей использовались как показатели эксплуатационных запасов подземных вод для нужд населения и промышленных предприятий.

Верхняя Нерюнгринская наледь имеет длину 1800 м, ширину — 650 м при средней толщине льда 1,2–1,5 м. Максимальная мощность ледяного массива местами достигает 5,0 м.

Нижняя Нерюнгринская наледь длиной 2700 м и шириной 100–180 м расположена в 4–5 км от Верхней. Её средняя толщина не превышает 1,3 м при максимальной мощности 4,0 м. В 500 м выше наледи расположен водозабор — линейная система гидрогеологических скважин, пробуренных в русловых отложениях. Вода из скважин откачивается насосами и подаётся потребителям по трубопроводу. Наледи питаются за счёт постоянно действующих источников подмерзлотных вод, выходящих преимущественно субаквально в разных частях дна долины. Устойчивый сток в зимний период зафиксирован на всём протяжении наледных полей, а также между ними. Меженный расход воды в реке у верхних участков наледей примерно одинаков и колеблется в пределах 520–700 л/с в начале ноября и 65–125 л/с в апреле. Ниже наледей расход воды сокращается с 520–700 л/с в осеннюю межень до 40–120 л/с в весенний критический период. На питание наледей затрачивается от 80 до 95% объёма зимнего речного стока.

Многолетняя динамика наледей показана на рис. 5, б, в. Объём Верхней Нерюнгринской наледи достиг максимума (2652 тыс. м³) в суровую зиму 1982/83 г., минимальный размер ледяного поля (896 тыс. м³) отмечен весной 2002 г., когда сумма атмосферных осадков предшествующего года была на 25% меньше средних многолетних значений. Максимальный объём наледи № 3 (3974 тыс. м³) зафиксирован в 1985 г., а минимальный (886 тыс. м³) — в 2001 г., т.е. синхронности в развитии ледяных массивов не наблюдается. Видна существенная разница в изменении объёмов льда по годам. У Верхней

Нерюнгринской наледи тренд изменчивости, как и у Локучакинского массива, практически не проявился, хотя просматриваются коротко-периодные ритмы повышения и понижения характеристик длиной 2–3 и 10–12 лет. Размеры же Нижней Нерюнгринской наледи в среднем сократились в 3 раза. Последнее объясняется нарастающим потреблением ресурсов подземных вод. Так, в период 1988–1991 гг. объём наледи плавно уменьшился с 3010 до 1415 тыс. м³, а водоотбор из эксплуатационных скважин повысился с 13 до 27 тыс. м³/сут.

Сравнение динамических характеристик изученных наледей с основными показателями климата не показало статистически значимой зависимости между максимальными в году объёмами льда, суммой отрицательных средних месячных температур воздуха и атмосферными осадками (рис. 6). Видимо, причинно-следственные связи родниковых наледей рассматриваемого региона более сложные и напрямую не связаны с общими закономерностями изменения характеристик внешней среды.

Забайкалье

Территория к востоку от оз. Байкал условно разделяется на три части — северную горнотаёжную, центральную таёжную и лесостепную и южную степную.

Северное Забайкалье представляет собой восточное крыло Байкальской рифтовой системы, где горные хребты субширотного направления высотой до 2500–3000 м разделены обширными заболоченными котловинами. По суровости климата, сухости воздуха и геофизиологическим условиям эта контрастная страна близка к Якутии. Средняя годовая температура воздуха в Нижнеангарске –3,2 °С, в Муе –6,4 °С, в Чаре –7,5 °С, в Удокане –9,0 °С. Абсолютный минимум температуры –54,4 °С зафиксирован в Чаре в 1941 г. Годовое количество осадков в котловинах колеблется в пределах 130–450 мм, в горах — на 200–300 мм больше. Вечная мерзлота занимает 90–95%, достигая в вершинном поясе гор мощности 500–1000 м. Наледность речных бассейнов очень высокая — 0,3–1,5%. Средний объём ледяных полей постепенно увеличивается с запада на восток по мере удаления от Байкала

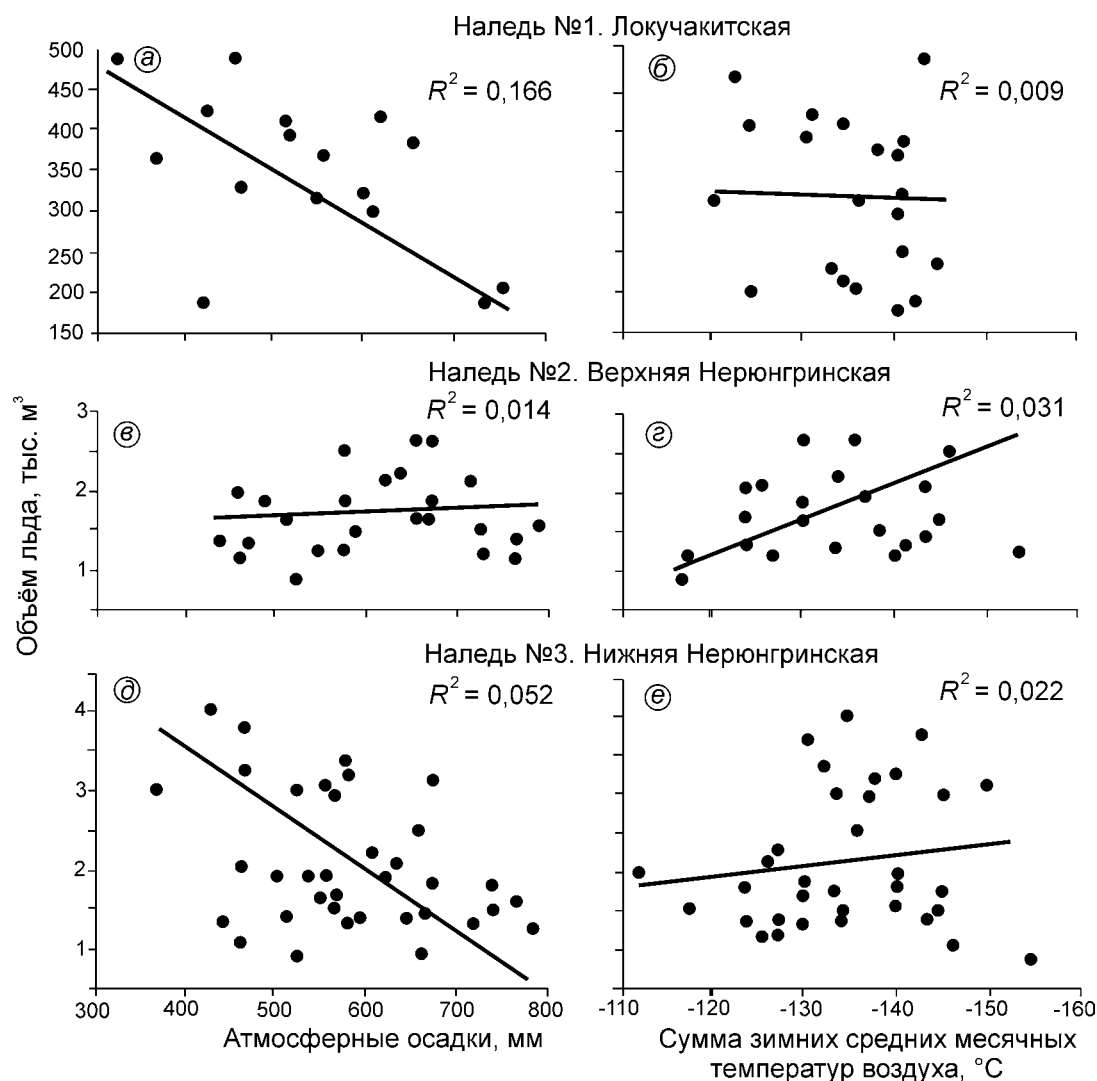


Рис. 6. Зависимость объёма наледей подземных вод Южной Якутии в период их максимального развития от количества атмосферных осадков предшествующего года (а, в, д) и суммы отрицательных средних месячных температур воздуха в период наледеобразования (б, з, е)

Fig. 6. Dependence of the volume of icings from flows of subsurface waters in Southern Yakutia for the period of their maximum development, on the atmospheric precipitation amount of the preceding year (a, в, д) and on the sum of mean monthly subzero air temperatures for the icing formation period (б, з, е)

со 160 до 800 тыс. м³. Средняя толщина наледей колеблется в пределах 1,0–1,7 м. В процессе специальных съёмок в бассейнах рек Верхняя Ангара, Муя и Чара зафиксировано 1112 родниковых наледей общей площадью 245,1 км². Объём их составил 374,3 млн м³, что эквивалентно слою речного стока около 10 мм [18–20].

Режимные наблюдения на севере Забайкалья начались в середине 1960-х годов в связи с освоением Удоканского месторождения меди и строительством Байкало-Амурской железнодорожной магистрали [7, 18–20, 32]. Иссле-

дования проводились на 15 полигонах в долинах рек Верхнего и Среднего Сакуканов, Чары, Лурбуна, Мурурина, Угаргассы, Читканды и др. Наиболее детально (в течение 10 лет) изучали внутригодовой и многолетний режим Большой Ингамакитской наледи с амплитудой колебания площади 2,2–3,7 км². Меньший ряд наблюдений (пять лет) имеет Намингинский тарын площадью 3,0–3,7 млн м², расположенный в горах Удокана на той же широте, что и Большая Ингамакитская наледь. Обе наледы отражают закономерности развития ледяных массивов

Таблица 3. Изменение средней годовой температуры воздуха, атмосферных осадков (ГМС Чара) и размеров Большой Нижне-Ингамакитской и Намингинской наледей в 1962–1974 гг. [7]

Годы	Температура воздуха, °С	Атмосферные осадки, мм	Мощность льда, м	Отклонение от максимума		Объём льда, тыс. м ³	Отклонение от максимума	
				м	%		тыс. м ³	%
Большая Нижне-Ингамакитская наледь								
1962	−7,9	262	—	—	—	6065	1075	15,0
1963	−7,3	464	2,18	0,28	11,4	5988	1152	16,1
1964	−8,3	348	—	—	—	5600	1540	21,6
1965	−8,6	301	1,94	0,52	21,1	4353	2787	39,0
1966	−9,3	413	1,81	0,65	26,4	6588	552	7,7
1967	−6,4	295	2,04	0,42	17,1	6945	195	2,7
1968	−6,9	325	2,12	0,34	13,8	6898	242	3,4
1969	−9,8	252	1,65	0,81	32,9	5540	1600	22,4
1970	−7,9	361	1,78	0,68	27,6	5220	1920	26,9
1971	−6,8	311	2,46	0,0	0,0	7010	130	1,8
1972	−8,8	217	—	—	—	6880	260	3,6
1974	−9,4	307	1,95	0,51	20,7	7140	0,0	0,0
Среднее	−8,1	321	2,00	0,46	18,7	6122	1041	14,6
Намингинская наледь								
1961	−8,8	417	2,16	0,48	18,1	3344	344	9,3
1962	−7,9	262	2,20	0,44	16,6	3688	0,0	0,0
1963	−7,3	464	2,10	0,54	20,4	3255	433	11,7
1964	−8,3	348	2,20	0,44	16,6	3680	8	0,2
1965	−8,6	301	2,64	0,0	0,0	3670	18	0,5
Среднее	−8,2	358	2,26	0,47	17,8	3620	200	5,4

* Жирным шрифтом выделены максимальные значения.

всего Станового нагорья. Данные измерений приведены в табл. 3.

Максимальный объём льда *Ингамакитской* наледи 7140 тыс. м³ зарегистрирован зимой 1973/74 г. По наблюдениям, в Чаре 1974 г. был одним из самых холодных за весь период наблюдений начиная с 1939 г. (средняя годовая температура воздуха опустилась тогда до –9,4 °С). Близкий объём льда 7010 тыс. м³ и максимальная средняя толщина массива 2,46 м измерены в 1971 г., когда средняя зимняя температура воздуха на метеостанции, расположенной рядом с ледяным массивом, составила –19,4 °С, сумма твёрдых осадков за октябрь–апрель – 99 мм, а максимальная толщина снежного покрова достигла 30 см. Минимальный объём наледи – 4353 тыс. м³ – сформировался в 1965 г. при средней зимней температуре воздуха –20,3 °С, 83 мм осадков и 34-сантиметровой толщине снега, т.е. климатическая ситуация в период наледеобразования была практически одинакова, хотя разница в объёмах льда достигла максимального

значения (39%). Отклонение размеров наледи в другие годы не превышало 26,9%.

Максимальный объём *Намингинской* наледи 3688 тыс. м³ пришёлся на 1962 г., минимальный – 3255 тыс. м³ – на весну следующего года. Отклонения в размерах от максимума не превысили 12% и в среднем составили 5,4%, т.е. Намингинская наледь практически не реагировала на изменение климатических условий. Привлекает внимание совпадение и абсолютных, и относительных значений колебания средней мощности наледей. Видимо, оно отражает какую-то общую закономерность, смысл которой пока не ясен. Заметим, что температура воздуха в регионе в рассматриваемый период была наиболее низкой и не повышалась как в последующие годы. Таким образом, в Северном Забайкалье в период 1962–1974 гг. проявилась относительная стабильность развития родниковых наледей. В это время среднее многолетнее отклонение от наибольших значений мощности льда не превышало 18,7%, а объёма наледей – 14,6%.

Центральное и Южное Забайкалье представлено Витимским средневысотным плоскогорьем, Хэнтей-Чикойским нагорьем высотой 1500–2200 м и системой горных хребтов высотой 1000–1500 м, вытянутых в северо-восточном направлении. Хребты разделены котловинами, уровень которых постепенно снижается к юго-востоку до отметки 300 м (устье Шилки и Аргуни). На юге Забайкалья расположены обширная Улдза-Торейская преимущественно степная равнина и Селенгинское среднегорье. Климат региона суровый, резко континентальный. Средняя годовая температура воздуха изменяется от $-0,1^{\circ}\text{C}$ (Улан-Удэ) до $-5,8^{\circ}\text{C}$ (Усть-Нюкжа). Даже на юге, в степных районах у границы с Монголией она существенно ниже 0°C : в Борзе $-2,4^{\circ}\text{C}$, в Краснокаменске и Нерчинском Заводе $-3,2^{\circ}\text{C}$. Зимой часто наблюдаются трескучие морозы с температурой $-50 \div -55^{\circ}\text{C}$. Осадков выпадает 300–450 мм в год, толщина снега — не более 20–30 см.

Всё это обеспечивает широкое распространение вечной мерзлоты так называемого «забайкальского типа» — прерывистые и островные многолетнемёрзлые горные породы мощностью 30–50 м залегают в депрессиях рельефа и в нижних частях горных склонов северной экспозиции. Занятая ими площадь постепенно уменьшается к югу от 50–60% в среднегорье до 5–10% на равнинах. Родниковые наледи распространены повсеместно. По данным Д.М. Шестернева и А.Г. Верхотурова [32], в центральной и южной частях Забайкальского края на площади 663 тыс. км² зарегистрировано 2420 наледообразующих источников, которые ежегодно продуцируют более 260 млн м³ наледного льда. Средний объём единичных наледей на порядок меньше, чем в Северном Забайкалье, и колеблется в пределах 10–70 тыс. м³. Относительная наледность в зависимости от прерывистости вечной мерзлоты и условий увлажнения местности меняется от 0,01 до 0,31%, т.е. близка к наледности Центральной Якутии с более суровым климатом и мощной вечной мерзлотой.

О многолетнем режиме родниковых наледей можно судить по данным наблюдений в долине ключа Наледного (Центральное Забайкалье) и бассейне р. Борзя (Южное Забайкалье) (рис. 7). На фоне общего повышения средней зимней температуры воздуха просматриваются тенденции уменьшения объёма льда и асинхронность

в колебаниях размеров наледей по годам (см. рис. 7, а, б). Максимальные объёмы наледей зарегистрированы в самые суровые зимы 1975/76 и 1984/85 гг., а минимальные — в наиболее тёплые зимы 1990-х годов. Зависимость объёма ледяных массивов от суммы отрицательных температур воздуха (в градусочасах) и количества летних атмосферных осадков предшествующего года отражена на графиках рис. 7, в, г, на которых видна разница в амплитудах колебания и продолжительности циклов снижения и увеличения объёма льда. По отношению к максимальному размеру наледь на ручье Ключевом уменьшилась на 95%, а Борзинская наледь — только на 40%. Видимо, на динамику наледных явлений, кроме внешних факторов льдоаккумуляции, большое влияние оказывают внутренние условия накопления и передвижения наледообразующих вод.

Прибайкалье и Восточные Саяны

Эта горная страна отличается от Станового нагорья и остального Забайкалья меньшей суровостью климата и большей контрастностью рельефа местности. Ориентация альпийских горных хребтов высотой 1500–2500 м (массив Мунку-Сардык, 3495 м) определена структурой Байкальской рифтовой системы, осевую часть которой занимает оз. Байкал и Тункинская котловина. Орогенная система Восточных Саян контролируется серией тектонических разломов северо-западного и субширотного направлений. В нижнем, горно-таёжном поясе до уровня 1200–1300 м средняя годовая температура воздуха не опускается ниже $-1,5^{\circ}\text{C}$ (в Иркутске $-0,4^{\circ}\text{C}$, в Нижнеудинске $-0,9^{\circ}\text{C}$, в Алыгджере $-1,1^{\circ}\text{C}$). Вечная мерзлота здесь встречается в виде небольших островов мощностью 15–30 м. Выше границы леса температура воздуха постепенно понижается до $-5,0^{\circ}\text{C}$ и ниже. Соответственно увеличиваются площадь и мощность вечной мерзлоты. Примерно с высоты 1800–2000 м в мёрзлом состоянии находятся все горные породы, кроме участков под глубокими озёрами, через которые происходит питание подмерзлотных наледообразующих вод.

Годовое количество атмосферных осадков умеренное (400–500 мм), но неравномерное (котловины — сухие, вершины гор — увлажнённые).

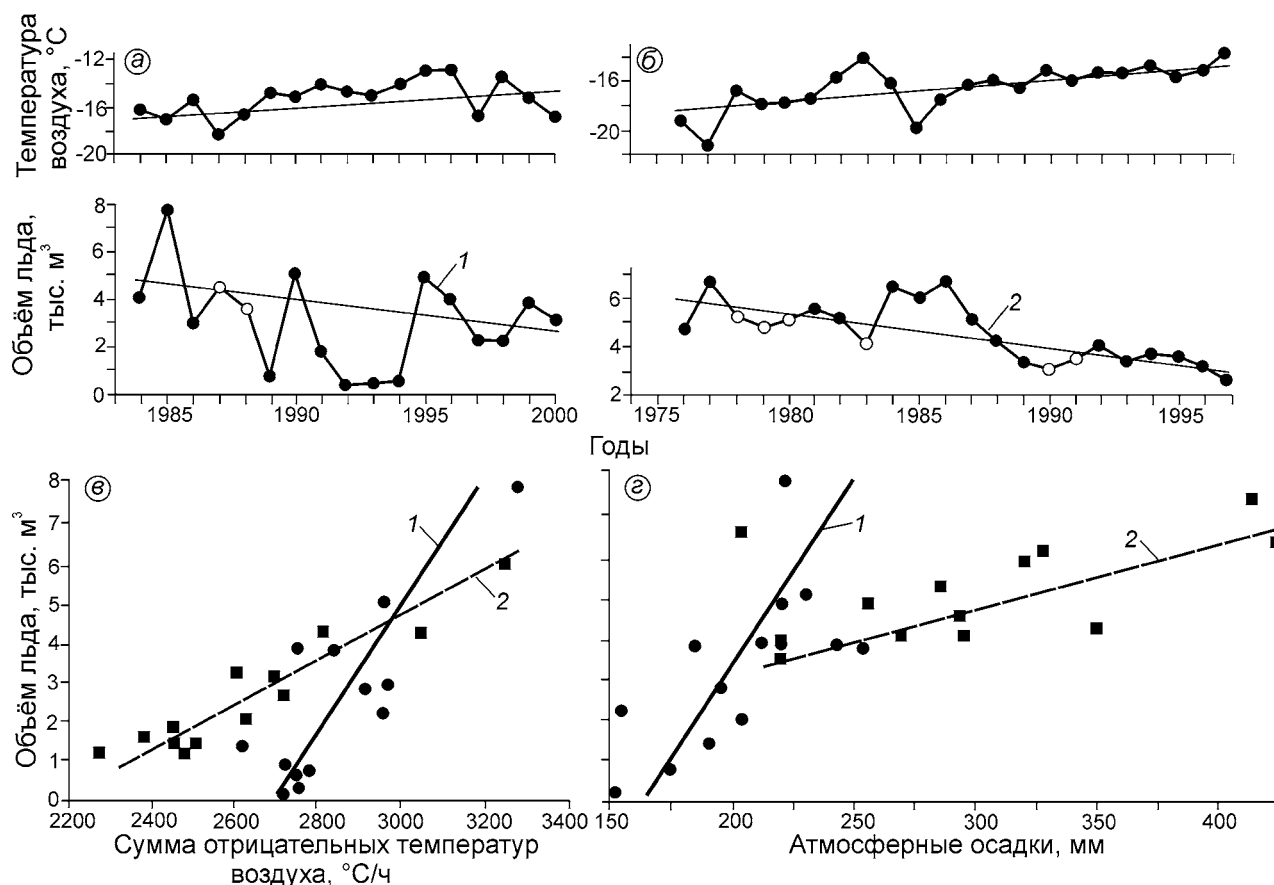


Рис. 7. Условия формирования и динамика родниковых наледей в Забайкалье по данным Д.М. Шестернева и А.Г. Верхотурова [32]:

а, б – изменение средней зимней температуры воздуха и максимального объёма льда по годам; в, г – зависимость объёма наледи в период её максимального развития от суммы отрицательных температур воздуха (градусочасы) и количества жидких атмосферных осадков в июне–октябре предшествующего года; 1 – наледь на ручье Ключевом (Центральное Забайкалье); 2 – наледь в долине р. Борзя (Южное Забайкалье); незалитым пунсоном показаны данные, определённые по графикам связи

Fig. 7. Formation conditions and dynamics of weal-head icings in Transbaikalia according to data reported by D.M. Shesternev and A.G. Verkhuturov [32]:

а, б – variation in mean winter air temperature and maximum volume of ice for particular years; в, г – dependence of the volume of the icing for the period of its maximum development on the sum of subzero air temperatures (hour-degrees) and on the liquid atmospheric precipitation amount in June–October of the preceding year; 1 – icing on the Klyuchevoi brook (Central Transbaikalia); 2 – icing in the valley of the Borzya river (Southern Transbaikalia); open markers show data as determined from the correlation plots

Северо-западные макросклоны хребтов Байкальского, Хамар-Дабана, Баргузинского и Тункинских гольцов получают 800–1000 мм осадков, при этом 20–30% выпадает в виде снега. Наледность территории колеблется в пределах 0,1–2,5%. Объём ледяных массивов измеряется десятками, реже сотнями тысяч кубических метров. Родниковые наледи-тарыны площадью 0,1–0,5 км² формируются лишь в подгольцовом и гольцовом поясе гор с высоты 1200–1300 м. В горно-таёжном поясе основная часть наледного льда сосредоточена в руслах малых и средних рек.

Режимные наблюдения за наледями в регионе начались в середине 1950-х годов. В основном они были направлены на выяснение внутригодовой изменчивости ледяных процессов и ограничивались несколькими месяцами или 1–2 годами [1, 8, 9, 17, 21, 33]. Наблюдения продолжительностью 5–8 лет проводились в бассейнах р. Правой Иликты (Северное Прибайкалье), в верховьях рек Оки (Окинское плоскогорье) и Уды (центральная часть Восточного Саяна) (табл. 4). Как и в других регионах Сибири, установлена большая изменчивость объёмов льда по

Таблица 4. Многолетняя динамика объёма родниковых наледей в Северном Прибайкалье и Восточных Саянах

Бассейн реки	Зима, годы	Сумма средних месячных температур воздуха, °С	Толщина снега, см	Объём наледи, тыс. м ³	Отклонение от максимума	
					тыс. м ³	%
Наледь в долине р. Правая Иликта	Северное Прибайкалье					
	1956–1957	—	74	2900	0	0
	1957–1958		102	967	1933	67
	1958–1959		114	315	2585	89
	1959–1960		135	Нет	2900	100
	1960–1961		158	Нет	2900	100
	Среднее		117	1394	2580	89
Наледь в долине р. Ока (верховье)	Восточный Саян					
	1950–1951	–117,1	8	55,0	44,0	44
	1951–1852	–95,5	4	15,4	83,6	84
	1952–1953	–111,3	27	18,7	80,3	81
	1953–1954	–114,6	16	99,0	0	0
	1954–1955	–111,3	—	8,8	90,2	91
	Среднее	–110,0	14	39,4	74,5	75
Наледь в долине р. Уда (верховье)	До 1987*	—		24,5	0	0
	1986–1987		10	18,5	6,0	24
	1987–1988		16	18,9	5,6	23
	1988–1989		8	11,0	13,5	55
	1989–1990		6	18,5	6,0	24
	1990–1991		12	20,2	4,3	17
	1991–1992		5	21,4	3,1	13
	Среднее		10	19,0	6,4	26

* Объём наледи определён по индикационным признакам.

годам (от 28 до 89% по отношению к максимальным значениям), однако чёткая зависимость от температуры воздуха не обнаружена. В период с 1928 по 1960 г. температура воздуха в Прибайкалье и Восточных Саянах была относительно постоянна, а в последующие 35 лет повысилась на 0,3–0,9 °С в зимние месяцы и почти не изменилась в летние [14]. Тренды годовых температур воздуха за весь период инструментальных наблюдений — положительные и колеблются от 0,2 до 0,5 °С/10 лет. Этих значений оказалось недостаточно, чтобы изменить общее относительно стабильное развитие наледных процессов.

Вместе с тем в некоторых районах проявилась ярко выраженная зависимость размеров наледей от толщины снежного покрова (см. табл. 4). Так, Иликтинский ледяной массив объёмом 2,9 млн м³ резко сократился при толщине снега 102 и 114 см и полностью исчез при толщине более 135 см. Снег в регионе преимущественно рыхлый, с низкой теплопроводностью.

При толщине более 1,0–1,5 м он обеспечивает неглубокое сезонное промерзание горных пород и отсутствие вечной мерзлоты. Именно благодаря этому фактору родниковые наледи практически не встречаются на северных склонах Хамар-Дабана, Баргузинского и Северо-Байкальского хребтов, а также на юго-западной окраине Восточных Саян. В малоснежных районах, наоборот, наледи подземных вод распространены повсеместно. Они заполняют русла почти всех малых и средних водотоков, а на многих участках речной сети к весне выходят за пределы высокой поймы. Питаются такие ледяные ленты за счёт рассредоточенных субаквальных родников и родничков с небольшим дебитом.

Мы выполнили специальные серийные наледные съёмки в экспериментальных бассейнах рек I–IV порядков, поставили режимные наблюдения за динамикой наледных процессов в 1986–1990 гг. по 120 поперечным профилям, размещённым в характерных участках речных долин.

Таблица 5. Многолетняя изменчивость наледности и объёма наледного льда, сформировавшегося в русловой сети малых рек Восточного Саяна (данные по экспериментальному полигону «Эден»)

Река, порядок	Площадь бассейна, км ²	Объём наледного льда, тыс. м ³						Среднее	Отклонение от максимума, %
		до 1986*	1986	1987	1988	1989	1990		
Эгега (III)	50	1073	816	583	689	516	749	671	52
Малый Эден (III)	48	1035	826	438	527	485	438	543	52
Большой Эден (IV)	240	1990	1510	659	800	1187	915	1014	51
Всего	338	4098	3152	1680	2016	2188	2102		52
Наледность, %		1,1	0,65	0,52	0,55	0,57	0,57	0,57	

* Объём наледи определён по индикационным признакам.

За этот период осреднённая наледность бассейнов находилась в интервале 0,52–0,57%, т.е. общая площадь наледей практически не изменялась. Однако объём наледей менялся существенно. Отклонения от наибольших значений в 1986 г. составили в среднем 35%, а относительно более раннего максимума, определённого по индикационным признакам, превысили 50% (табл. 5). Как видим, здесь просматривается тенденция сокращения русловых запасов наледного льда при общей стабильной площади его распространения.

В научной литературе имеются сведения о развитии наледных явлений в некоторых других регионах криолитозоны — на Алтае, Северном Урале, Шпицбергене, в горах Средней Азии, в Монголии, Тибете и др. [13, 25, 29, 35, 39, 41, 43]. К сожалению, опубликованные материалы не освещают многолетнюю динамику ледяных массивов. Вероятнее всего, развитие родниковых наледей в этих регионах подчиняется общим закономерностям льдоаккумуляции подземных вод в холодном климате, но имеются и местные особенности (различия), определяемые морфоструктурными и мерзлотно-гидрогеологическими условиями местности. Не принесли пока ожидаемых результатов и попытки восстановить динамику наледных явлений на основе анализа радиального прироста деревьев, произрастающих в зоне влияния наледей [24].

Обсуждение

Представленные в статье материалы лишь частично раскрывают особенности динамики наледной формы оледенения восточной части России и Аляски. Объём наледей к началу тёплого периода сильно меняется по годам во

всех рассмотренных регионах. При этом отклонение объёма единичных ледяных массивов от их максимальных зафиксированных значений колеблется от 2–3 до 95–100% и не зависит от размера ледяных полей. По большинству участков статистически значимая зависимость объёма наледей от количества атмосферных осадков и температуры воздуха отсутствует, хотя в целом за последние 50–60 лет динамические запасы наледного льда уменьшились в соответствии с трендом повышения температуры, глобальной и местной.

Этот вывод в основном согласуется с представлениями якутских учёных [23], рассмотревших недавно ритмическую основу долгосрочного прогноза наледности в условиях глобального потепления климата. Авторы указанной статьи считают, что наледность криолитозоны находится в зависимости от известных циклов теплообеспеченности и увлажнения А.В. Шнитникова с периодом 1850 лет и М. Миланковича продолжительностью 40 700 лет. По их мнению, ожидаемое к концу текущего столетия повышение температуры воздуха на 2–3 °С в районах сплошной и низкотемпературной вечной мерзлоты приведёт лишь к частичной перестройке геокриологических условий, в результате чего общий объём, площадь и средние размеры наледей уменьшатся, а количество ледяных полей увеличится. В южной же геокриологической зоне в связи с повсеместной деградацией многолетнемёрзлых толщ крупные массивы наледей подземных вод исчезнут, но сохранится много небольших по размерам наледей грунтовых вод. Прогноз отражает условия наледообразования на пике 1850-летнего цикла, после которого ожидается очередное похолодание. Выявленное нами общее снижение объё-

мов родниковых наледей условно соответствует предпоследней фазе текущего климатического цикла, т.е. подтверждает гипотезу о снижении наледной активности при повышении глобальной температуры воздуха.

В пользу выдвинутой концепции [23] свидетельствуют также данные о распространении и морфологии наледных участков речных долин. Анализ топографических карт и космоснимков, аэровизуальные и наземные наблюдения показывают, что даже максимальные границы ключевых наледей, зарегистрированные в последние 50–60 лет, не совпадают с хорошо выраженными контурами древних (реликтовых) наледных полей [2, 3, 26, 42]. Это означает, что масштабы наледных явлений в прошлом значительно превосходили современные. К какому времени относятся максимальные границы наледных полей, пока неизвестно — современная гляциология не располагает методами их временной диагностики. Вероятнее всего, они соответствуют самой холодной фазе малого ледникового периода (XIV–XIX вв.). Если это так, то открывается заманчивая возможность ретроспективной оценки динамики наледных явлений на основе анализа «восстановленных» циклов увлажнения и теплообеспеченности на протяжении исторического времени (около 7000 лет) всего голоцена (10–12 тыс. лет), а также ранее — в позднем плейстоцене. К сожалению, такая работа может быть выполнена лишь на качественном уровне. Чтобы получить количественные показатели, особо важные для оценки внутривековой изменчивости родниковых наледей, необходимо решить ряд ключевых проблем, связанных с механизмом взаимодействия внешних и внутренних факторов в неоднородных условиях криолитозоны.

Дело в том, что изменение объёма родниковых наледей при колебаниях характеристик климата определяется не прямым воздействием температуры воздуха, т.е. изменением «энергии намораживания воды» на поверхности льда (запасов холода в криолитозоне вполне достаточно для формирования массивов мощностью 15–20 м и более), а сокращением или увеличением продолжительности периода возможного наледообразования и колебанием глубины сезонного промерзания грунтов на наледных полях. Именно эти два основных факто-

ра (при относительном постоянстве дебита наледообразующих источников) обеспечивают транзит наледообразующих подземных вод в нижние участки речных долин и таким образом регулируют объём наледного льда. Но, поскольку интенсивность промерзания горных пород в большой степени зависит от толщины снежного покрова, т.е. от величины и времени перераспределения атмосферных осадков, то процессы излияния воды, её растекание и кристаллизация на дневной поверхности приобретают сложный и непредсказуемый характер. На разгрузку водоносных трактов влияют также меняющаяся в течение года конфигурация каналов подземного и поверхностного стока, снижение или повышение напора подземных вод, смещение или закупорка водовыводящих путей и водопоглощающих таликов и пр. По сути, мы не знаем сейчас, что происходит в зимний период вокруг родников и под нарастающим ледяным покровом. Это — своеобразный «чёрный ящик» с малоизвестным входом, известным выходом, но абсолютно неизвестным внутренним содержанием. Вот почему объём единичных наледей даже в квазипостоянных условиях сильно варьирует и не подчиняется короткопериодным изменениям характеристик климата.

Исследование наледей приобретает сейчас всё большее значение и не только в связи с активизацией освоения Арктики и Субарктики, но и в целях дальнейшего познания структуры, свойств и закономерностей развития криосферы Земли в целом. Чтобы получить конкретные количественные показатели изменчивости наледных явлений, необходимо прежде всего решить проблему идентификации ледяных массивов, т.е. разработать чёткие критерии и признаки, по которым можно было бы определять генетическую принадлежность тарынов. Далее следует реализовать два сопряжённых направления исследований: 1) изучить механизм развития и динамику наледей различных генетических типов; 2) выявить закономерности пространственно-временного распределения наледного льда на основе использования прогрессивных методов и средств получения информации.

Анализ современного состояния наледообразования побуждает нас обратить внимание исследователей и руководителей науки на разработку и неотложную реализацию комплексной

программы долгосрочного изучения наледей с полномасштабными режимными наблюдениями на специальных полигонах. Именно наледные полигоны, организованные в разных точках области распространения вечной мерзлоты, детально изученные в мерзлотно-гидрогеологическом отношении, оснащённые современным оборудованием для регистрации теплового и водного режима территории и подкреплённые серийными съёмками из космоса, помогут выявить истинный, а не гипотетический механизм наледообразования, динамику и пространственно-временную изменчивость наледей. По нашему глубокому убеждению только так можно решить ключевые вопросы практического наледеведения, связанные с обеспечением безопасности человека на Севере, устойчивостью инженерных сооружений и использованием криогенных ресурсов планеты.

В качестве вероятных мест организации полигонов рекомендуются наледи Кооквынская, Анмангында, Улахан-Тарын, Нерюнгринская, Нижне-Ингамакитская, многолетняя динамика которых рассмотрена в настоящей статье. Разработку программы и производство основных видов наблюдений целесообразно поручить Институту мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, имеющего соответствующие научные кадры и большой опыт стационарных исследований криогенных явлений. Наледеведение как научное направление родилось, оформилось и продолжает развиваться в России. Приоритет в этом деле российских учёных неоспорим. Наши достижения следует укреплять и приумножать.

Выводы

1. Начиная с 1960 г. в России и США выполнен большой объём работ по изучению многолетнего режима крупных наледей-тарынов. Наблюдения проводились на Аляске (максимальный объём наледей $W = 31\,207$ тыс. м³, продолжительность периода измерений $P = 10$ лет), на Чукотке ($W = 52\,000$ тыс. м³; $P = 4$ года), на Колыме ($W = 11\,680$ тыс. м³; $P = 30$ лет), в Южной Якутии ($W = 3974$ тыс. м³; $P = 35$ лет), в Забайкалье ($W = 7140$ тыс. м³; $P = 12$ лет), в Прибайкалье ($W = 2900$ тыс. м³; $P = 5$ лет) и

Восточных Саянах ($W = 99$ тыс. м³; $P = 6$ лет). Использовались разные методики и программы, не сопряжённые друг с другом. Полученные материалы трудно сопоставимы по точности и времени измерений, типам и размерам ледяных массивов и условиям наледообразования. Практически не изученными оказались процессы формирования наледообразующих источников подземных вод и факторы их послышной льдоаккумуляции. Тем не менее, опубликованная информация в совокупности имеет большую ценность как результат трудных и широкомасштабных исследований одного из феноменальных явлений природы.

2. Размеры родниковых наледей-тарынов уменьшаются по мере снижения суровости климатических условий, продолжительности зимнего периода, мощности и площади распространения вечной мерзлоты. Отклонения объёма единичных ледяных массивов от их максимальных зафиксированных значений колеблются от 2–3 до 95–100% и не зависят от размера ледяных полей и их географического положения. По большинству участков статистически значимая зависимость объёма наледей от количества атмосферных осадков и температуры воздуха отсутствует, но в целом просматривается тенденция сокращения максимальных в году запасов наледного льда при потеплении климата. В многолетнем режиме наледей зафиксированы циклы подъёма и спада максимальных в году размеров продолжительностью 3, 7 и 11 лет с амплитудой колебания относительно средних многолетних значений 25–30%. Синхронность в многолетней изменчивости ледяных массивов даже в однородных природно-климатических условиях не проявляется. В Арктике часть гигантских наледей в течение лета полностью не стаивает и остаётся на следующую зиму. Объём перелетков колеблется в пределах 5–25% и в среднем составляет 16% весенних запасов наледного льда. В южной геокриологической зоне установлена ярко выраженная зависимость активности наледных процессов от толщины снежного покрова: при увеличении толщины снега с 70 до 100 см объём наледей сокращается в три раза, а при толщине более 120 см наледи полностью исчезают.

3. Уменьшение объёма родниковых наледей в течение последних 50–60 лет согласуется

с другими фактами современной дегляциации криосферы. Материалы наблюдений в первом приближении подтверждают гипотезу о соответствии характеристик наледности криолитозоны определённым фазам климатических циклов А.В. Шнитникова с периодом 1850 лет и М. Миланковича продолжительностью 40 700 лет, что открывает возможности для ретроспективной оценки наледной формы оледенения на качественном уровне. Для получения количественных показателей динамики наледных явлений в разнопериодных циклах развития необходимо организовать режимные наблюдения на специальных наледных полигонах, а также выполнить серийные аэрокосмические съёмки наледей в репрезентативных районах Азии и Северной Америки. Программа долгосрочных исследований должна предусматривать комплекс работ по изучению механизма наледообразования и факторов льдоаккумуляции в различных типах мерзлотно-гидрогеологических структур и ландшафтно-климатических условий.

Литература

1. Алексеев В.Р. Наледи Саяно-Байкальского нагорья // Зап. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР. 1976. Вып. 101. С. 22–87.
2. Алексеев В.Р. Криогенез и стадийность развития наледных участков речных долин // Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии: Материалы Междунар. науч. конф. Иркутск, 17–21 сентября 2012 г. Иркутск: изд. Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2012. Т. 2. С. 4–6.
3. Алексеев В.Р. Наледность криолитозоны и прирост русловой сети // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 69–80.
4. Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Довбыш В.Н. Многолетняя динамика размеров Амангындинской наледи в условиях изменений климата // Современ. проблемы стохастической гидрологии и регулирования стока: Тр. Всерос. науч. конф., посвященной памяти выдающегося ученого-гидролога А.В. Рождественского. Москва, 10–12 апреля 2012 г. М., 2012. С. 298–305.
5. Алексеев В.Р., Гладкий Ю.А., Устинова З.Г. Динамика наледи в долине р. Улахан-Леглиер (Южная Якутия) // Тепловой и водный режим некоторых районов Сибири. Л.: Наука, 1970. С. 108–111.
6. Алексеев В.Р., Горин В.В., Котов С.В. Наледи-тарыны Северной Чукотки // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 85–93.
7. Алексеев В.Р., Фурман М.Ш. Наледи и сток. Новосибирск: Наука, 1976. 117 с.
8. Беркин Н.С. О наледях в горной области Прибайкалья // Материалы по мерзлотоведению Сибири и Дальнего Востока. Иркутск – М., 1964. С. 86–92.
9. Беркин Н.С., Малий В.А. Аккумуляция в наледях зимнего стока малых рек Прибайкалья и Восточного Саяна // Наледи Сибири. М.: Наука, 1969. С. 167–171.
10. Бойцов А.В. Особенности режима источников пресных вод Центральной Якутии в свете экологии транспортного строительства // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. 2. Подземные воды и наледи. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 1996. С. 46–62.
11. Букаев Н.А. Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы (на примере Анмангындинской наледи) // Колыма. 1966. № 4. С. 9–21.
12. Гаврилова М.К. Температура наледи и подналедных грунтов в долине Улахан-Тарын // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1972. С. 114–118.
13. Горбунов А.П., Горбунова И.А. Наледи Поднебесья // Природа. 2012. № 3. С. 50–52.
14. Густокашина Н.Н. Многолетние изменения температуры воздуха в Предбайкалье // Изменение климата Центральной Азии: социально-экономические и экологические последствия. Материалы Междунар. симпозиума. Чита, 24 октября 2008 г. Чита, 2008. С. 5–8.
15. Завадский Ф.Р. Динамика формирования наледей на территории Южной Якутии // Наука и образование. 2013. № 2. С. 36–40.
16. Завадский Ф.Р., Железняк М.М. Динамика формирования гигантских наледей в бассейне р. Верхняя Нерюнгра в условиях работы крупного водозабора // Вест. Иркутского гос. техн. ун-та. 2013. № 6. С. 55–60.
17. Зонов Б.В., Шульгин М.Ф. Гидрология рек бассейна Братского водохранилища. М.: Наука, 1966. 168 с.
18. Каталог наледей зоны БАМ. Вып. 1. Наледи верхней части бассейна р. Чары. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 63 с.
19. Каталог наледей зоны БАМ. Вып. 2. Наледи бассейна р. Муи. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 84 с.
20. Каталог наледей зоны БАМ. Вып. 3. Наледи бассейна р. Верхней Ангары. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 96 с.

21. *Кравченко В.В.* Режим наледей в верховьях р. Уды (Восточный Саян) и их роль в формировании водных ресурсов // Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 145–156.
22. *Лебедев В.М., Инатыева А.И.* Анмангындинская наледь, её режим и роль в водном балансе речного бассейна // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 84. С. 86–93.
23. *Поморцев О.А., Мынбаева Г.У., Ефремов В.С.* Влияние наледей на радиальный прирост сосен в Центральной Якутии // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 47–57.
24. *Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Попов В.Ф.* Наледи: глобальное потепление климата и процессы наледообразования (ритмическая основа долгосрочного прогноза) // Вест. Якутского гос. ун-та. 2010. Т. 7. № 2. С. 40–48.
25. *Ревякин В.С.* Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.
26. *Романовский Н.Н., Афанасенко В.Е., Корейша М.М.* Многолетняя динамика наледей подземных вод // Proc. of 3rd Intern. Conf. on Permafrost. Edmonton, 1978. Ottawa, 1978. V. 1. P. 212–218.
27. *Скачков Ю.Б.* Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 2001. 22 с.
28. *Соколов Б.Л.* Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 190 с.
29. *Троицкий Л.С., Ходаков В.Г.* О приледниковых наледях на Шпицбергене // МГИ. 1983. № 46. С. 149–151.
30. *Шепелев В.В.* Режим источника и наледи Мугур-Тарын в Центральной Якутии // Исследование наледей. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 1979. С. 87–97.
31. *Шепелев В.В.* Родниковые воды Якутии. Якутск: Книж. изд-во, 1987. 128 с.
32. *Шестернев Д.М., Верхотуров А.Г.* Наледи Забайкалья. Чита: изд. ИПРЭК СО РАН, 2006. 213 с.
33. *Шульгин М.Ф.* Типы и динамика наледей на Восточном Саяне // Проблемы регионального зимоведения. Чита: изд. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР. 1968. Вып. 2. С. 95–96.
34. *Alekseev V.R., Bolgov M.V., Boyarintsev Ye.L., Serbov N.G.* Meteorological and climatic conditions of dynamics of the Anmangynda icing size // Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change: Towards Improved Projections. Proc. of H02, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly. Gothenburg, Sweden. July 2013 (IAHS Publ. 360). P. 148–154.
35. *Baranowski S.* Naled in front of some Spitsbergen glaciers // Journ. of Glaciology. 1982. V. 28. № 98. P. 211–214.
36. *Charles E. Sloan, Chester Zenone, and Lawrence R. Mayo.* Icings along the Trans-Alaska pipeline route. Geological survey professional paper 979. United States Government Printing Office. Washington, 1976. 31 p.
37. *Clark I., Lauriol B.* Aufeis of the Firth River basin, northern Yukon Canada: Insights into permafrost hydrogeology and karst // Arctic and Alpine Research. 1997. V. 29. № 29. P. 240–252.
38. *Ekkehard Schunke.* Schneeschmelzabfluss, Aufeis und fluviale Morphodynamik in periglazialen Flussgebieten Nw-Kanadas. Erdkunde, 1989. Bd. 4. P. 268–280.
39. *Froehlich W., Slupik J.* River icings and fluvial activity in extreme continental climate: Khangai Mountains, Mongolia // Proc. of 4th Canadian Permafrost Conference. Оттава. Онтарио, 1982. P. 203–211.
40. *Harden D., Barnes P., Reimnitz E.* Distribution and character of icings in northeastern Alaska. Geology; (United States). 03/1976. 12. Arctic. V. 30. № 1. P. 28–40.
41. *Hu X., Pollard W.* The hydrologic analysis and modeling of river icing growth, North Fork Pass, Yukon Territory, Canada: Permafrost and Periglacial Processes. 1997. V. 8. P. 279–294.
42. *Olszewski A.* Icings and geomorphological significance exemplified from Oscar II Land and Prins Karls Forland // Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geographia XVI. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze. 1982. Zeszyt 51. P. 91–122.
43. Tibetan Plateau glaciers in dramatic decline. – 21 Feb 2011. http://suprememastertv.com/ru/polar-glacial-ice-melt/?wr_id=2473
44. *Veillette J.* Icings and seepage in frozen glacio-fluvial deposits, District of Keewatin, NWT // Canadian Geotechnical Journ. 1971. V. 16. № 4. P. 789–798.
45. *Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L.* Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. № 1: G04S43. doi:10.1029/2006JG000294.

Палеогляциология

УДК [551.461.24+551.435.3](99)

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-93-102

Последлениковые изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика)

© 2016 г. К.В. Полешук^{1,2*}, С.Р. Веркулич¹, И.С. Ёжиков¹, З.В. Пушина^{1,3}¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;²Санкт-Петербургский государственный университет;³Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени И.С. Грамберга, Санкт-Петербург

*Ksya.poleshuk@gmail.com

Postglacial relative sea level change at Fildes Peninsula, King George Island (West Antarctic)

K.V. Polishchuk^{1,2*}, S.R. Verkulich¹, I.S. Ezhikov¹, Z.V. Pushina^{1,3}¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;²St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;³The All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean named after I.S. Gramberg, St. Petersburg, Russia

*Ksya.poleshuk@gmail.com

Article accepted for publication on November 25, 2015

Keywords: *Antarctic, bottom relief forms, bottom sediments, glacial isostasy, Holocene, marine deposits, radiocarbon dating, sea level changes.*

Summary

Analysis and integration of data obtained in our field and laboratory investigations of 2008–2012 together with results of previous paleogeographic studies were conducted to reveal parameters and factors of the post-glacial changes in the relative sea-level on the Fildes Peninsula and the King George Island. Results of dating of organic material taken from cross-sections of Quaternary deposits, data on morphology of marine landforms as well as on bottom sediments in lakes were used to construct a curve of changes in the relative sea-level.

Our research has shown that the rapid rise of relative sea level in the area (since the beginning of the Holocene) decelerated about 8000 years BP, achieving its maximum about 7000 years BP. This was followed by the fall of relative sea-level (the land elevation) by 18–20 m in total, and it was characterized by relatively high rate of fall during periods of 6000–5000 years BP, 4000–2500 years BP, and during the last 1500 years; the rate decreased in 5000–4000 years BP and 2500–1600 years BP. The changes in relative sea level in this region were determined by the following factors: the eustatic component of the global changes in sea-level and, possibly, oscillations in the global sea level of another nature; local parameters of the Last glacial maximum; a course of the Peninsula deglaciation; regional physical characteristics of the Earth's crust and the mantle substances; local tectonic processes, including the isostatic rebound. Since the beginning of the Holocene up to about 7000 years BP, the main contribution to changes of the relative sea-level in this area was made by the global eustatic factor. The subsequent fall of the relative sea-level (elevation of the Peninsula surface) proceeded under condition of reduced role of the eustatic factor and predominance of other factors.

Статья принята к печати 25 ноября 2015 г.

Ключевые слова: *Антарктика, гляциоизостазия, голоцен, донные осадки озёр, донные формы рельефа, изменения уровня моря, морские отложения, радиоуглеродное датирование.*

Последлениковые изменения относительного уровня моря на п-ове Файлдс (о. Кинг Джордж) установлены на основе анализа и интеграции результатов собственных и предшествующих палеогеографических исследований. Быстрый подъём относительного уровня моря (с начала голоцена) замедлился около 8000 лет назад (л.н.) с достижением около 7000 л.н. своего максимума. Скорости последовавшего затем падения уровня моря (поднятия суши) на 18–20 м уменьшались в периоды около 5000–4000 и 2500–1600 л.н. Выявленные изменения зависели преимущественно от эвстатического фактора примерно до 7000 л.н.; дальнейшие изменения в большей степени были обусловлены региональными параметрами оледенения последнего ледникового максимума, ходом дегляциации, региональными особенностями земной коры и мантийного вещества, локальными тектоническими процессами (включая гляциоизостазию).

Введение

Полуостров Файлдс представляет собой самый большой свободный от покровного оледенения участок о. Кинг Джордж в архипелаге Южных Шетландских островов (Западная Антарктика) (рис. 1). Палеогеографические исследования здесь проводятся отечественными и зарубежными учёными с 1970-х годов, что позволило накопить значительный объём самых раз-

ных данных. Часть их соотносится с изменениями уровня моря, которые играли важную роль в формировании природной среды полуострова в голоцене. Дополнительные сведения получены нами при экспедиционных и лабораторных работах 2008–2012 гг. В настоящей статье проводится анализ и интеграция собственных и предшествующих результатов палеогеографических исследований с целью получения детальных и обоснованных представлений о ходе и параме-



Рис. 1. Схема фактического материала на п-ове Файлдс.

1 – колонки донных осадков озёр; 2 – раковины морских моллюсков *in situ*; 3 – морские водоросли *in situ*; 4 – мхи в отложениях; 5 – номера разрезов четвертичных отложений; 6 – профили изучения морских форм рельефа; 7 – водоёмы; 8 – суша; 9 – ледник

Fig. 1. Scheme of the factual material on the Fildes Peninsula.

1 – bottom sediment cores from lakes; 2 – marine shells *in situ*; 3 – marine algae *in situ*; 4 – mosses in sediment outcrops; 5 – numbers of sediment outcrops; 6 – profiles studying marine landforms; 7 – water basins; 8 – land; 9 – ice dome

трах послеледниковых изменений относительного уровня моря в районе, а также о зависимости этих изменений от различных факторов.

Постановка проблемы

Изменения уровня моря относительно поверхности суши (относительный уровень моря) — результат взаимодействия двух основных факторов: эвстатического — изменения количества воды в Мировом океане, в том числе в результате глобальных климатических событий, и тектонического — изменения высоты и объёма суши относительно содержания воды в Мировом океане, что связано с процессами в земной коре и мантии. Изучение хода относительного уровня моря помогает оценивать соотношение этих факторов.

Послеледниковые эвстатические изменения уровня Мирового океана связаны, прежде всего, с трансгрессией, при которой морские воды поднялись примерно на 120 м за счёт деградации оледенения последнего ледникового максимума. Параметры и последовательность глобальных изменений уровня реконструированы в виде кривых на основе результатов исследований кораллов низких широт [11, 17]. Однако на региональном уровне в фактический облик кривых изменений уровня моря (относительных изменений) существенный вклад вносят движения суши, обусловленные тектоникой. В районах прошлого и текущего оледенения тектонические процессы осложняются гляциоизостазией — реакцией территории на появление или снятие ледниковой нагрузки. Для окраин Антарктики гляциоизостазия считается одним из ведущих факторов формирования относительного уровня моря вместе с эвстатикой и тектоникой: послеледниковое поднятие участков краевой зоны континента на высоты от 8–10 м до > 30 м соотносятся исследователями преимущественно с перекрывавшим эти участки оледенением последнего ледникового максимума [2].

Считается, что величина гляциоизостатического, компенсационного подъёма территории зависит от нескольких факторов: мощности прошлого оледенения, вязкости мантии и толщины земной коры. На основе представлений о каждом из факторов строятся глобальные модели расчёта гляциоизостатического поднятия и изменения

относительного уровня моря [14, 16, 18]. Результаты модельных построений покрывают значительное число районов краевой зоны Антарктики, позволяя оценить локальные тенденции изменения относительного уровня моря. Однако в моделях даются упрощённые кривые таких изменений с широким диапазоном высот, который зависит от выбранных характеристик литосферы и оледенения района в прошлом. В этом отношении реконструкции относительных изменений уровня моря на основе палеогеографических данных более корректны. Подобные реконструкции необходимы также для развития моделирования, проверки и уточнения данных о параметрах оледенения и ходе дегляциации районов, оценки соотношения гляциоизостатических и фоновых тектонических процессов.

В данной работе для реконструкции выбран район п-ова Файлдс (о. Кинг Джордж), свободный от оледенения; его небольшую территорию можно принять за однородный в тектоническом отношении объект.

Материалы и методы, их палеогеографическое значение

Для выяснения изменений относительного уровня моря в районе п-ова Файлдс систематизированы и сопоставлены собственные и накопленные ранее палеогеографические данные: результаты датирования органического материала в разрезах четвертичных отложений; сведения о высотах и морфологии береговых форм рельефа; результаты изучения донных осадков озёр полуострова (см. рис. 1). Определение возраста и высотных отметок залегания ископаемых органических остатков *in situ* (табл. 1) свидетельствует о прежнем положении морских вод. При этом необходимо учитывать, что представители ископаемой флоры и фауны по-разному соотносятся с уровнем моря. Морские моллюски, раковины которых датируются для определения возраста вмещающих морских отложений, обитают обычно на глубинах в первые метры. Датировки прослоев морских водорослей в песчано-гравийных отложениях указывают на время их формирования в приливно-отливной зоне древнего побережья; в этой же зоне в отложениях пляжей часто находятся останки пингвинов. Знание возраста

Таблица 1. Возраст и высотные отметки залегания ископаемого органического материала

Название разреза/ номер образца	Высота над уровнем моря, м	Возраст*, л.н.	Корректированный возраст, л.н.	Материал
36	5,5	3085±30	Около 2020	Морские водоросли
67—83/83	4	1280±30	Без коррекции	Мхи из разрезов четвертичных отложений
86—88/87	9	2590±30		Мхи из разрезов озёрных отложений над морскими
89—92/92	15	6800±40	Около 5760	Раковины <i>in situ</i> из разреза морских отложений
117	6,5	5400±1000	Без коррекции	
123—127/125	20—21	5560±40		Мхи над морскими отложениями
128—130/130	16	3520±150		Мхи
БМ1	18	6650±90	5900	Кости пингвинов в морских отложениях [12]
БМ2	19	6560±60	5810	

* Во всех случаях использовался радиоуглеродный (^{14}C) метод датирования, кроме разреза 117, когда применялся уран-ториевый метод.

ископаемых мхов или пресноводных водорослей в наземных отложениях позволяет ограничить максимальную высоту уровня моря во время накопления этих отложений.

Морские абразионно-аккумулятивные формы рельефа на берегах полуострова (поднятые пляжи, береговые валы, террасы) — прямые свидетельства изменений уровня моря. Безусловно, образование этих форм зависит от целого комплекса факторов: морфологии морского дна у берега, очертаний и рельефа самого берега, характеристик местных пород и отложений и др. Так, геоморфологические исследования на 15 участках побережья полуострова (см. рис. 1) позволили установить немало различий в количестве, облике и высотах береговых форм. Вместе с тем полученные данные указывают на наличие нескольких высотных интервалов, в пределах которых максимальна встречаемость и морфологическая выраженность морских форм рельефа: между 13 и 15 м, между 5 и 7 м и около 2 м над ур. моря. На наш взгляд, эти интервалы можно соотнести с периодами стабилизации положения морских вод, т.е. с увеличением длительности морского воздействия на берега п-ова Файлдс.

Важные сведения об изменениях уровня моря содержат донные осадки нескольких невысоко расположенных озёр полуострова [12, 19] (см. рис. 1). Изучение строения и состава осадков, их геохимических характеристик, комплексов ископаемых диатомовых водорослей позволяет определять условия осадконакопления в водоёмах в прошлом (пресноводные, морские, переходные — солоновато-водные). Радиоуглеродное

датирование органического материала даёт хронологию осадконакопления и возможность расчёта временных границ смены одних условий в водоёме на другие (табл. 2). Сравнение этой палеогеографической информации с высотным положением озёрных котловин позволяет реконструировать ход уровня моря: подъём уровня и проникновение морских вод в озёра; понижение уровня и опреснение водоёмов в известные интервалы времени на определённых отметках. При реконструкциях следует учитывать, что наличие морских условий позволяет говорить о высоте стояния морских вод не ниже уровня водоёма (но с неизвестным максимальным высотным положением уровня моря). Появление переходных и последующее развитие пресноводных условий в озере происходят в течение интервала времени, занятого снижением уровня морских вод вблизи высотной отметки уровня озера.

При выполнении палеогеографических реконструкций принципиальное значение имеет корректное использование результатов датирования разнородного органического материала. В результаты датирования органики морского происхождения (раковины моллюсков, водоросли, останки видов млекопитающих и птиц с морским рационом питания) необходимо вносить поправку на «антарктический морской резервуарный эффект» (АМРЭ), величина которого в Антарктике разная, как регионально, так и в зависимости от типа материала [10, 15]. В целом для краевой зоны континента поправки при датировании морских водорослей оцениваются в минус 1300 лет, раковин моллюсков — в

Таблица 2. Исходные датировки и расчётное время смены условий в колонках донных отложений озёр п-ова Файлдс [19]

Номер образца	Глубина отбора, м	Датированный материал	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Радиоуглеродный возраст скорректированный, л.н.	Вид смены условий осадконакопления (глубина перехода, м)	Рассчитанное время смены условий*, л.н.
Оз. Альбатрос, высота над ур. моря 14,5 м						
YAN 32	0,32	Мхи	4273±37	Без коррекции	От пресноводных к солоновато-водным (0,4)	4310
					От солоновато-водных к пресноводным (0,52)	4365
YAN 201	2,01				5051±38	От морских к пресноводным (2,1)
YAN 260	2,6	Отложения морского генезиса	7155±38	6091±39	От морских к солоновато-водным (2,6)	Около 6091**
YAN 247	2,47		7326±37	6262±38	От солоновато-водных к морским (2,45)	
Оз. Длинное, высота над ур. моря 15 м						
LNG 89	0,89	Пресноводные отложения	5058±38	Без коррекции	От солоновато-водных к пресноводным (0,9)	5062
					От пресноводных к солоновато-водным (1,3)	5229
LNG 303	3,03	Отложения морского генезиса	7098±39	6034±40	От морских к пресноводным (3,1)	5953
LNG 330	3,3		6936±39	5872±40		
LNG 512	5,12		7509±39	6445±40	От морских к солоновато-водным (5,2)	6413
				От солоновато-водных условий к морским (5,0)	6546	
Оз. Ардли, высота над ур. моря 18 м						
ARD 118	1,18	Пресноводные отложения	4155±36	Без коррекции	От солоновато-водных к пресноводным (1,25)	4204
ARD 158	1,58		4433±37			
ARD 283	2,83	Пресноводные водоросли	4469±38		От пресноводных к солоновато-водным (2,8)	4468
Оз. Белен, высота над ур. моря 19,9 м						
BEL 129	1,29	Мхи	4829±38	Без коррекции	От солоновато-водных к пресноводным (1,35)	5054
						От пресноводных к солоновато-водным (2,05)

* Возраст смены условий осадконакопления рассчитан на основе глубины перехода, а также в результате вычисления средних скоростей осадконакопления, которые получены из сведений о глубине отбора и возрасте двух датировок, ближайших к моменту перехода.

** Ввиду инверсии датировок в колонке для обеих глубин используется среднее значение.

минус 950–1300 лет, морских млекопитающих и птиц — в минус 1100–1450 лет [10]. В районах, где велись специальные исследования, эти оценки уточнены. В частности, для района Южных Шетландских островов датировки морских моллюсков и водорослей принято корректировать на 1064 г. в соответствии с данными по возрасту морских вод у п-ова Файлдс [13], а датировки останков пингвинов в отложениях п-ова Файлдс были скорректированы на 750 лет [12]. В нашей

работе используются именно региональные поправки (см. табл. 1, 2). Одна датировка ископаемых раковин (разрез 117), полученная уран-ториевым методом, не нуждалась в коррекции. Определения возраста ископаемых мхов и другого материала, формирование которого не связано с морской средой, дают весьма правдивые значения [9] и также не корректировались.

Совмещение перечисленных выше типов данных позволяет определить положение уровня мор-

ских вод относительно современных высотных отметок в разные отрезки времени и в итоге получить представление об изменениях относительно уровня моря в течение длительного периода.

Результаты

На рис. 2 представлена кривая послеледниковых изменений относительного уровня моря в районе п-ова Файлдс на о. Кинг Джордж. Для реконструкции изменений в раннем голоцене

сопоставлялись скорости глобального подъёма уровня Мирового океана [11] и результаты изучения донных осадков озёр этого полуострова. Факт появления около 9000 л.н. морских условий осадконакопления в оз. Длинное (отметка уреза — 15 м над ур. моря) [19] позволил использовать представления о глобальном ходе уровня между 10 000 и 8000–7000 л.н. и построить трансгрессивный участок кривой, сменяющийся периодом стабилизации. Согласно глобальной кривой, рост уровня Мирового океана начал замедляться 8500–8000 л.н; последующий пери-

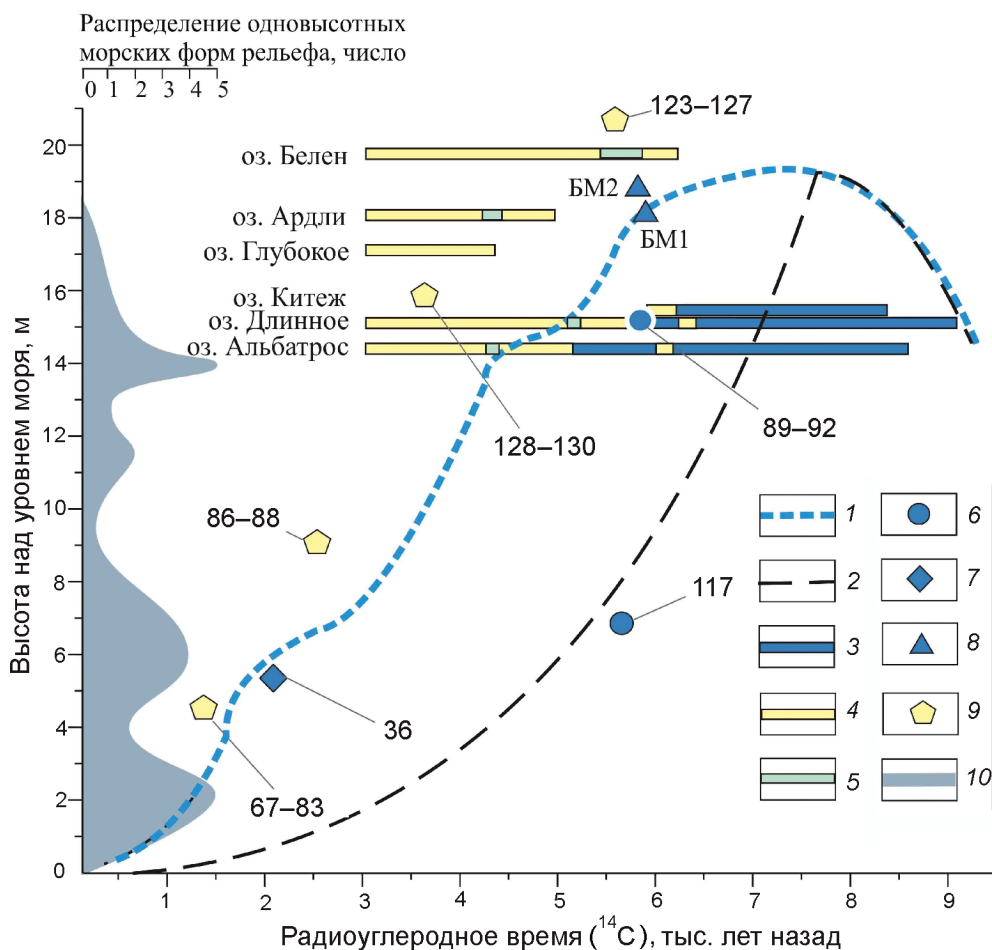


Рис. 2. Кривая изменений относительного уровня моря в районе п-ова Файлдс:

1 — реконструированные изменения относительного уровня моря; 2 — кривая моделирования изменения относительного уровня моря; 3 — морские условия в колонках донных осадков озёр; 4 — пресноводные условия в колонках донных осадков озёр; 5 — солоновато-водные условия в колонках донных осадков озёр; 6 — раковины морских моллюсков *in situ*; 7 — морские водоросли *in situ*; 8 — кости пингвинов в отложениях морской террасы; 9 — мхи в отложениях; 10 — высоты наибольшей повторяемости береговых форм рельефа

Fig. 2. Relative sea level curve in the Fildes Peninsula area.

1 — relative sea level curve; 2 — curve modeling changes in the relative sea level; 3 — marine terms in bottom sediment cores from lakes; 4 — freshwater terms in bottom sediment cores from lakes; 5 — brackish terms in bottom sediment cores from lakes; 6 — marine shells *in situ*; 7 — marine algae *in situ*; 8 — penguin bones in marine terrace; 9 — mosses in outcrops; 10 — heights of maximum marine forms frequencies

од его медленного роста и стабилизации (8000–6000 л.н.) соответствует самой высокой границе морских вод в голоцене.

Определение максимальных отметок стояния морских вод в районе п-ова Файлдс основывается на результатах датирования останков пингвинов в отложениях 18-метровой морской террасы [12] (см. табл. 1, рис. 2). Ещё одно свидетельство — залегание на высоте 15 м над ур. моря разреза морских отложений 89–92 с раковинами моллюсков *Laternula elliptica* возрастом 5760 л.н.: тот факт, что эти моллюски предпочитают обитать на глубинах от 3–5 м [7], предполагает подъём уровня моря в то время минимум до высотной отметки 18 м. В период 8000–6000 л.н. морские условия осадконакопления существовали в трёх озёрах полуострова (Альбатрос, Длинное, Китеж), современные урезы вод которых находятся в интервале высот 14–16 м над ур. моря. Напротив, осадконакопление в оз. Белен, расположенном на высоте 20 м над ур. моря, началось ранее 6000 л.н. в пресноводных условиях [19], т.е. уровень моря располагался тогда ниже отметок 18–20 м. На предельные высоты подъёма морских вод 6000–5500 л.н. указывает присутствие ископаемых мхов в отложениях разреза 123–127, формировавшегося на высоте 20–21 м в континентальных условиях [4]. Таким образом, имеющиеся данные позволяют оценить величину максимального подъёма относительного уровня моря в районе п-ова Файлдс между 8000 и 6000 л.н. в 18–20 м.

В дальнейшем относительный уровень моря в районе о. Кинг Джордж понижался, несмотря на медленный рост и стабилизацию уровня Мирового океана. Ход этого понижения между 6000 и 4000 л.н. реконструируется прежде всего по результатам изучения ископаемых диатомовых комплексов и радиоуглеродной хронологии колонок донных осадков озёр п-ова Файлдс [12, 19]. Последовательная смена морских условий осадконакопления на пресноводные в озёрах Китеж, Длинное и Альбатрос свидетельствует о падении уровня морских вод с возможным уменьшением скорости (или стабилизацией уровня) примерно между 5000 и 4000 л.н., когда в двух последних озёрах после опреснения кратковременно появлялись солоновато-водные условия (см. рис. 2). По-видимому, в это же время формировались наиболее распространённые и морфологически выраженные береговые формы рельефа на отмет-

ках около 14 м над ур. моря. Разрез морских отложений 117 с захороненными *in situ* раковинами моллюсков *Laternula elliptica* подтверждает факт стояния уровня моря в период 6000–5000 л.н. не ниже 10-метровой высотной отметки.

Построение кривой снижения уровня моря в последние 4000 лет основано на данных о возрасте ископаемых мхов *in situ* в разрезах отложений 128–130, 86–88, 67–83, а также на датировке прослая ископаемых морских водорослей *in situ* в разрезе 36 морских отложений древнего пляжа (см. рис. 1, 2). Разрез 128–130 сложен мёрзлой толщей мхов, которые были вскрыты на глубину 1,2 м и дали на дне шурфа возраст, указанный в табл. 1. Хотя дальше пройти шурф не удалось, нет сомнений, что толща мхов продолжается ниже минимум на первые десятки сантиметров, а следовательно, формирование этих отложений началось на сотни лет раньше, чем показано на рис. 2. В разрезе 86–88 мхи залегают в озёрных осадках (с пресноводным диатомовым комплексом), которые перекрывают толщу морских песчано-гравийных отложений [4]. Образование здесь пресноводного водоёма могло протекать только в условиях превышения над урезом морских вод минимум на 2 м (выше штормовой зоны). Такая же величина превышения над уровнем моря выбрана и для разреза 67–83, отложения которого накапливались в пресноводном водоёме [4]. Сопоставление перечисленных данных позволяет предположить: быстрое падение уровня морских вод в период примерно от 4000 до 2500 л.н.; замедление снижения уровня (возможно с его стабилизацией) примерно между 2500 и 1600 л.н.; новое ускорение падения примерно до 1300 л.н.; дальнейшее, среднее по скорости, понижение уровня моря до его современного положения. Косвенно подтверждает замедление падения уровня между 2500 и 1600 л.н. широкое распространение береговых форм рельефа на высотных отметках 5–7 м над ур. моря. Отметим также широкое распространение пляжей и береговых валов, превышающих современный уровень моря на 2–2,5 м.

Кратковременное появление солоновато-водных видов диатомовых водорослей в озёрах Белен и Ардли (см. рис. 2) вряд ли может свидетельствовать о периоде подъёма уровня моря, так как это противоречит всем остальным данным. Остаётся предположить увеличение заноса морских вод в эти озёра ветром.

Обсуждение

На реконструированной кривой (см. рис. 2) прослеживаются несколько этапов изменений относительного уровня моря в районе п-ова Файлдс: подъём уровня с раннего голоцена; последующий период относительной стабилизации положения уровня с достижением максимальных высотных отметок; последующее падение уровня с двумя периодами уменьшения скоростей падения (относительной стабилизацией). Эти изменения отражают суммарное воздействие эвстатического, тектонического (включая гляциоизостазия) и регионального факторов, вклад которых можно оценить при сопряжённом анализе кривой и существующих палеогеографических представлений.

Быстрый рост относительного уровня моря в районе полуострова в раннем голоцене обусловлен преимущественно эвстатическим фактором — глобальным подъёмом уровня Мирового океана в ходе деградации оледенения последнего ледникового максимума. Дегляциация самого полуострова в это время тоже шла быстро: примерно с 11 500 до 8000 л.н. от покровного оледенения освободились многочисленные участки суши, развивались озёра [4]. Однако заметного вклада в изменения относительного уровня моря тектонический (гляциоизостатический) фактор ещё не вносил благодаря, по-видимому, относительно небольшой разгрузки ото льда полуострова в целом и инерционности компенсационных процессов в литосфере после снятия ледниковой нагрузки, что вело к низким скоростям компенсационного поднятия суши.

Заметно уменьшается скорость эвстатического подъёма уровня Мирового океана примерно с 8000 л.н.; в период 7000—5000 л.н. эта скорость уменьшается ещё больше, а с 4000 л.н. приближается к нулевым значениям [8, 11]. В районе п-ова Файлдс относительный уровень моря в период 8000—6000 л.н. медленно достигает своего максимума, стабилизируется на непродолжительное время, а затем проявляет тенденцию к падению. Ход реконструированных изменений относительного уровня моря примерно до 7500 л.н. практически совпадает с расчётной кривой на основе модели ICE-5G VM2 [16, 18], однако затем реконструированная и расчётная кривые расходятся (см.

рис. 2). Главное различие кривых заключается в более позднем начале и стадийности падения реконструированного относительного уровня моря. Вызвать такое различие прежде всего могли региональные особенности тектонических процессов, в том числе обусловленные ходом дегляциации и компенсационными изостатическими движениями. В соответствии с существующими представлениями, относительно тёплые, способствующие дегляциации условия были на полуострове с начала голоцена до 5300 л.н., 4000—2000 и 1400—600 л.н. [4]. Относительные похолодания, при которых могла замедляться дегляциация, имели место 5300—4000, 2000—1400 л.н. и, вероятно, в течение малого ледникового периода. Палеогеографические исследования показали также, что ледники и снежники полуострова чутко реагировали на изменения климата и могли существенно сокращаться и разрастаться в течение нескольких сотен лет.

Как видно на рис. 2, морские воды достигли на полуострове максимальных высотных отметок около 7000 л.н., т.е. в условиях эвстатического подъёма уровня Мирового океана. По-видимому, до этого времени компенсационный подъём суши не начался или имел низкие скорости, хотя полуостров продолжал освобождаться от толщи льда. Примерно с 7000 л.н. начинается падение относительного уровня моря, ускоряющееся в период 6000—5000 л.н. В это время от локальных ледников и снежников очищается практически вся территория полуострова, а ледник Беллинсгаузена сокращается до размеров, значительно меньших современных [4]. Вероятно, около 7000 л.н. была пройдена «критическая» точка тектонической инерционности и начинается активный процесс компенсационного поднятия территории. Скорости этого поднятия значительно превышают скорости роста глобального уровня Мирового океана, резко упавшие с 7000 л.н.

В соответствии с реконструкцией, скорости дальнейшего падения относительного уровня моря могли уменьшаться между примерно 5000 и 4000, 2500 и 1600 л.н. (см. рис. 2). Время первого из этих событий практически совпадает с периодом относительного похолодания, возможной приостановки дегляциации и даже разрастания на полуострове локальных ледников и

снежников [4]. Отсюда логично допустить «торможение» компенсационного поднятия суши из-за увеличения снежно-ледовой нагрузки, что вместе с протекающим (хоть и очень медленно) эвстатическим ростом уровня, и послужило причиной замедления падения относительного уровня моря.

Сложно связать исключительно с гляциоизостазией и уменьшение скорости падения относительного уровня моря 2500–1600 л.н. В этот период климатические условия на полуострове были как весьма тёплыми (до 2000 л.н.), так и холодными, что делало вероятным и сокращение, и разрастание местного оледенения [4]. Возможно, здесь проявились особенности локальных тектонических процессов, например, стадийность компенсационных движений благодаря физическим свойствам мантийного вещества. Ещё одной причиной могут быть неучтённые факторы, например наличие флуктуаций непосредственно уровня Мирового океана. Свидетельства кратковременного подъёма уровня моря примерно в это время установлены для нескольких районов Арктики и Антарктики [1, 3–6].

В целом, сопоставление нашей реконструкции с имеющейся палеогеографической информацией указывает на зависимость последнеледникового хода относительного уровня моря в районе полуострова от меняющегося во времени взаимодействия эвстатической составляющей глобальных изменений уровня Мирового океана и тектонической составляющей, которая может интегрировать: региональные параметры оледенения последнего ледникового максимума; ход дегляциации полуострова; региональные физические характеристики земной коры и мантийного вещества; локальные тектонические процессы, включая компенсационные движения (гляциоизостазию). Так как многие из региональных параметров (тем более их реализация во времени) не учитываются при физическом моделировании [16], расчётная кривая изменений уровня моря [18] выглядит весьма упрощённой, совпадая с палеогеографической реконструкцией фактических изменений уровня лишь для периода явного преобладания эвстатического фактора, а также при оценке максимальных отметок последнеледникового подъёма морских вод (см. рис. 2).

Заключение

Анализ и обобщение собственных данных и предшествующих результатов палеогеографических исследований позволили построить кривую последнеледниковых изменений относительного уровня моря в районе п-ова Файлдс (о. Кинг Джордж) и оценить вклад в эти изменения различных факторов. Быстрый подъём относительного уровня моря (с начала голоцена) замедлился около 8000 л.н. с достижением около 7000 л.н. максимума. Затем идёт падение относительного уровня моря (поднятие суши) в общей сложности на 18–20 м, которое характеризуется: сравнительно высокими скоростями падения в периоды около 6000–5000, 4000–2500 и в последние 1500 л.н.; уменьшением скоростей падения (стабилизацией) в периоды около 5000–4000 и 2500–1600 л.н.

С начала голоцена до примерно 7000 л.н. основной вклад в изменения относительного уровня моря в районе вносил глобальный эвстатический фактор — подъём уровня Мирового океана. Последующее стадийное падение относительного уровня моря (поднятие территории полуострова) протекало, в целом, в условиях уменьшения роли эвстатического фактора (с 4000 л.н. — практически отсутствие вклада в изменения уровня) и преобладания факторов, связанных с ходом дегляциации территории, региональными физическими характеристиками земной коры и мантийного вещества, локальными тектоническими процессами (включая гляциоизостазию).

Систематизация и анализ палеогеографических данных, а также их интерпретация выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00548а.

Литература

1. Анисимов М.А., Пушина З.В., Иванова В.В., Павлова Е.Ю., Питулько В.В. История изменений уровня моря в районе Новосибирских о-вов в голоцене // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. сессии. Т. 2. Новосибирск: изд. ИНГГ СО РАН, 2011. С. 10–14.
2. Веркулич С.Р. Последний ледниковый максимум и дегляциация в краевой зоне Антарктиды: Авто-

- реф. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2011. 46 с.
3. Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н., Меллес М., Диекманн Б. Изменения уровня моря и гляциоизостазия на побережье Антарктиды в голоцене // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 161–167.
 4. Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А., Дорожкина М.В., Сухомлинов Д.И., Курбатова Л.Е., Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М. Голоценовые изменения природной среды на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 3 (93). С. 17–27.
 5. Макаров А.С., Большаинов Д.Ю. Колебания уровня арктических морей России в голоцене // Материалы Всерос. науч. конф. «Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена». М: изд. МГУ, 2011. С. 315–320.
 6. Полещук К.В., Веркулич С.Р. Реконструкция изменений уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. Вып. 2 (100). С. 15–24.
 7. Ahn I.Y. Ecology of the Antarctic bivalve *Laternula elliptica* (King and Broderip) in Collins Harbor, King George Island: benthic environment and an adaptive strategy // Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas (Memoirs of National Institute of Polar Research, Special issue, 50) / Eds. P.A. Berkman, Y. Yoshida. Tokyo: NIPR, 1994. P. 1–10.
 8. Bentley M.J. Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change // Quaternary Science Reviews. 1999. V. 18. P. 1569–1595.
 9. Björck S., Håkansson H., Zale R., Karlen W., Jonsson B.L. A late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications // Antarctic Science. 1991. V. 3. № 1. P. 61–72.
 10. Gordon J.E., Harkness D.D. Magnitude and geographic variation of the radiocarbon content in Antarctic marine life: implications for reservoir corrections in radiocarbon dating // Quaternary Science Reviews. 1992. V. 11. P. 697–708.
 11. Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sunc Y. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene // Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS). 2014. V. 111. P. 15296–15303.
 12. Mäusbacher R., Müller J., Schmidt R. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island) // Zeitschrift für Geomorphologie. Neue Folge. 1989. 33. V. 2. P. 219–234.
 13. Milliken K.T., Anderson J.B., Wellner J.S., Bohaty S.M., Manley P.L. High resolution climate record from Maxwell Bay, South Shetland Islands, Antarctica // Geological Society of America Bulletin. 2009. V. 121. P. 1711–1725.
 14. Okuno J., Miura H. Last deglacial relative sea level variations in Antarctica derived from glacial isostatic adjustment modeling // Geoscience Frontiers. 2013. V. 4. P. 623–632.
 15. Omoto K. The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica // Antarctic Earth Science / Eds. R.L. Oliver, P.R. James, J.B. Jago. Canberra: Australian Academy of Science, 1983. P. 450–452.
 16. Peltier W.R. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and grace // Annual Review of Earth Planetary Science. 2004. V. 32. P. 111–49.
 17. Peltier W.R., Fairbanks R.G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record // Quaternary Science Reviews. 2006. V. 25. P. 3322–3337.
 18. Spada G., Stocchi P. SELEN: a Fortran 90 program for solving the «Sea Level Equation» // Computers and Geosciences. 2007. V. 33. № 4. P. 538–562.
 19. Watcham E.P., Bentley M.J., Hodgson D., Roberts S.J., Fretwell P.T., Lloyd J.M., Larter R.D., Whitehouse P.L., Leng M.J., Monien P., Moreton S.G. A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Island, Antarctica // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 3152–3170.

Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период

© 2016 г. А.Н. Назаров^{1*}, В.С. Мыглан¹, Л.А. Орлова², И.Ю. Овчинников²

¹Сибирский федеральный университет, Красноярск;

²Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

*nazar_69@mail.ru

Activity of Maly Aktru Glacier (Central Altai) and changes tree line fluctuations in its basin for a historical period

A.N. Nazarov^{1*}, V.S. Myglan¹, L.A. Orlova², I.Y. Ovchinnikov²

¹Siberian State University, Krasnoyarsk, Russia;

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

*nazar_69@mail.ru

Article accepted for publication on June 25, 2015

Keywords: *dendrochronology, glaciers of Altai, history of climate, radiocarbon, upper tree line.*

Summary

Major problems of dating of the glaciers activity from the wood residues found in moraines are discussed by the example of Maly Aktru Glacier. First of all, these are the underestimation of the glacier development features, the age of the sample itself and its content as well as losses of some outer rings. The study proves that disagreements between dendrochronological and radiocarbon ages of the samples are caused by manifestation of the Suess effect and contents of the wood cells. The reconstruction of June–July temperatures in the Aktru valley for two thousand years was used to reconstruct the altitudinal variability of the tree line thermal potential. Existence of a climatic optimum (I–IV A.D.) had been revealed that brought to the higher position of the tree line in mid ages than its thermal potential could enable. On the basis of variability of growth indices for Siberian larch, it is shown that the medieval optimum stands out against a background of solely strong temperature depressions separating it from ancient and modern times, and the climate's natural history is evidence that the current climate warming is an ordinary phenomenon.

Статья принята к печати 25 июня 2015 г.

Ключевые слова: *верхняя граница леса, дендрохронология, история климата, ледники Алтая, радиоуглерод.*

Рассматриваются проблемы датирования активности ледников по древесным остаткам, находящимся в морене, на примере ледника Малый Актру. Анализируются причины расхождения между дендрохронологическим и радиоуглеродным возрастом образцов. Реконструируется ход июньской и июльской температуры в долине р. Актру за две тысячи лет, и на базе этого восстанавливается картина высотной изменчивости термического потенциала границы леса. Основываясь на ходе естественной истории климата, показывается рядовой характер современного потепления.

Введение

Изменения климата и активности ледников Алтая, в долине р. Актру в частности, имеют длительную историю изучения, связанную с работами М.А. Душкина [11], Л.Н. Ивановского [12] и М.Ф. Адаменко [2]. Полученный массив радиоуглеродных дат, дополненный позже нами [9, 10, 20, 29], восстанавливает достаточно стройную и объективную картину климатических событий от среднего голоцена до современности. Необходимость очередного обращения к данной теме вызвана накоплением большого объема дендрохронологического материала, приведшего, с одной стороны, к дополнению и детализации истории климата бли-

жайшего прошлого, а с другой — к её значительному изменению. Частично эти вопросы освещены в наших недавних работах [21, 22]. Точность и обилие дендрохронологических дат, вопреки ожиданиям, не уменьшили существующих проблем в реконструкции событий и причин гибели деревьев. Древесные остатки встречаются во всех частях моренных комплексов, и многие из них имеют разный возраст. Деревья в приледниковье, находясь в экстремальных условиях существования, гибнут по разным причинам. Они перемещаются ледником, теряют внешние кольца, что затрудняет их анализ. Идеальный случай, когда возрастом морены считается дата гибели извлечённого из неё дерева, уже нельзя признать удовлетворительным. Ледники

способны не только быстро отступать, но и столь же быстро и неоднократно наступать.

В настоящее время на вопрос о времени ледниковых стадий и осцилляций нельзя ответить сколько-нибудь определённо без применения максимально возможного арсенала методов датирования (геоморфологический, лихенометрический, дендрохронологический, радиоуглеродное и космоизотопное датирование), а главное — без знания возможностей и ограничений каждого из методов. Но, даже определив точные даты, исследователь не застрахован от ошибок без комплексного понимания проблемы, т.е. чёткого представления об особенностях развития ледников, роста леса в приледниковье, формирования ледниковых отложений и их трансформации после отступления.

Все перечисленные проблемы в полной мере касаются ледников Алтая, среди которых ледники Актру — наиболее изученные. Тем не менее, решение первой задачи — определение активности ледника Малый Актру — невозможно без рассмотрения противоречия между радиоуглеродными и дендрохронологическими датами, на которое указывал ещё П.А. Окишев [25, с. 139], путём определения границ и условий применения каждого из методов.

Дендрохронологические исследования на Алтае привели к появлению не только принципиально новых возможностей для датирования древесных остатков, но и к созданию сверхдлительных климатических реконструкций [16–18, 23, 24] благодаря наличию тесной связи между приростом лиственницы сибирской и температурой периода вегетации. Это, в свою очередь, позволило рассчитать высотные изменения термических условий, соответствующих верхней границе леса, и решить вторую задачу, стоящую перед нами. Поскольку существование леса на верхнем пределе, как и существование ледников, во многом определяется летней температурой, обе задачи решались совместно, информативно дополняя друг друга.

Район исследований

Основные работы проводились в горных долинах Северо-Чуйского хребта, относящегося к Центральному Алтаю [27] (рис. 1). Истоки р. Актру, формирующей одноимённый бассейн, образованы крупными ледниками, служившими в своё время

базой для отработки методики балансовых наблюдений наряду с ледниками долин Аккема и Мульти. Данные о рельефе, климате, составляющих баланса ледников, кроме многочисленных публикаций по частным вопросам (от геологии до метеорологии и растительности), представлены в ряде обобщающих монографий [7, 8, 12, 14].

Река Актру, после выхода из долины, протекает около 10 км до впадения в р. Чуя — дренирующую артерию Курайской впадины (см. рис. 1). Распространение леса в бассейне ограничено по вертикали как сверху, так и снизу. Существование нижней границы обусловлено особенностями конвекции воздушных масс в горах, приводящей к недостаточному увлажнению днищ крупных межгорных котловин. Верхняя граница леса, как и везде в горах, очень неравномерна и представлена двумя видами *Pinus sibirica* Du Tour и *Larix sibirica* Ledeb. Согласно исследованиям наших томских коллег [26], на климатической границе группы кедра и лиственницы приурочены к высотам 2335–2350 м; подрост кедра поднимается до 2475 м, а лиственницы — до 2420 м. На склонах северных и западных экспозиций деревья поднимаются на несколько десятков метров выше и представлены большим числом особей; на южных и восточных склонах на аналогичных высотах деревья старше по возрасту и лучше развиты. Вне действия эдафических факторов, по левому (юго-восточному) борту долины, экотон верхней границы леса с очень неровным, прерываемым языками сомкнутого древостоя нижним краем расположен между высотных отметок 2235–2365 м (до 2400 м). По правому (северо-восточному) борту полоса экотона занимает отметки 2240–2390 м (до 2465 м) [26]. Несомненно, что в данном случае, при большей величине инсоляции, на южных склонах отмечается дефицит увлажнения (см. рис. 1). Соответствующие видовые изменения на склонах разной ориентации наблюдаются и в кустарниковом, и в напочвенном покрове. Впрочем, авторы отмеченной работы специально не выделяют увлажнение в качестве лимитирующего фактора.

В средней части долины, особенно по правому борту, распространение леса носит мозаичный характер, обусловленный динамичностью склонов (см. рис. 1 и рис. 2). Эдафическая граница леса соответствует отметкам 2230–2280 м, причём отдельные деревья достигают и климатических пределов. Между моренами ледников Большой и

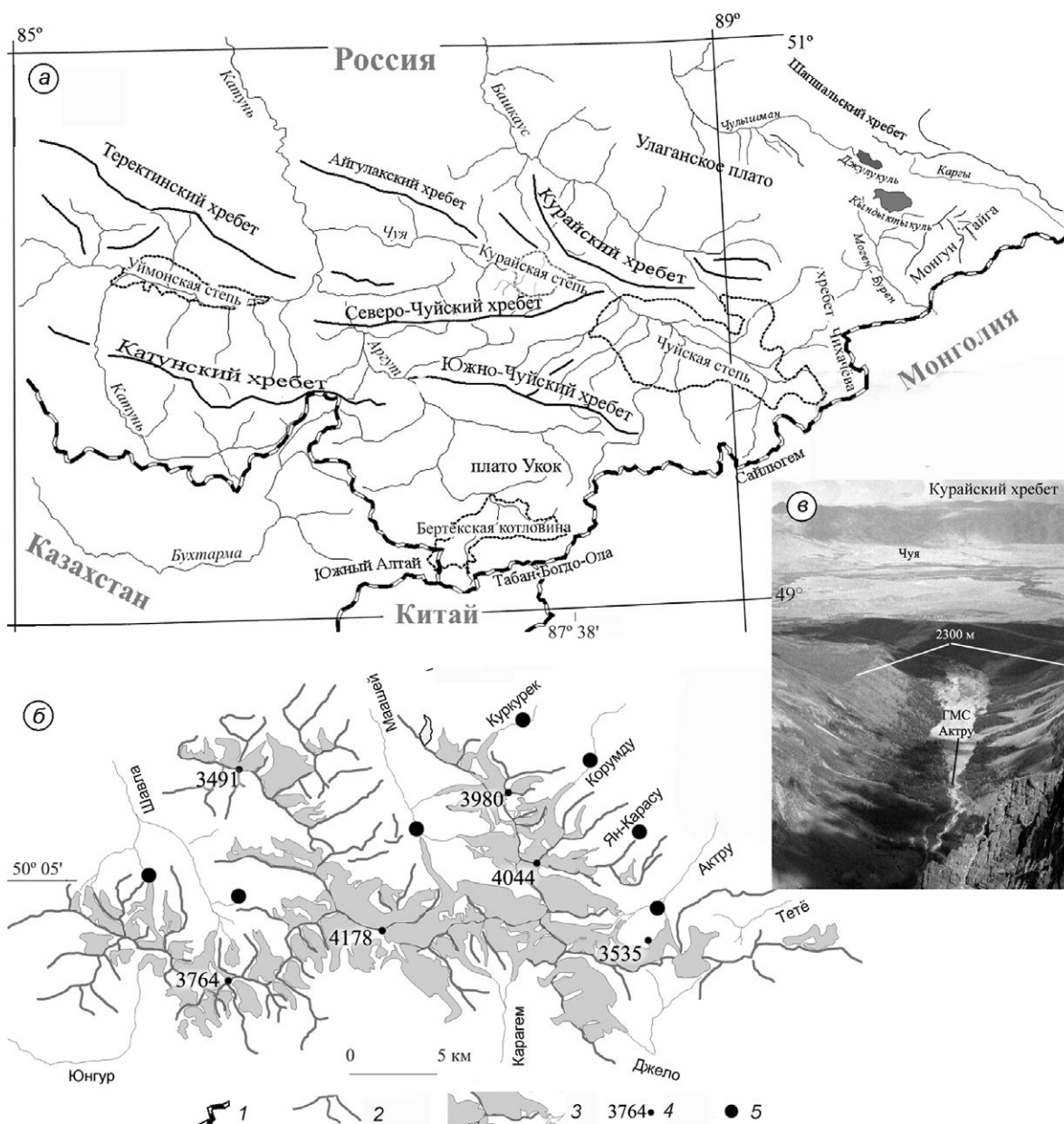


Рис. 1. Район исследований:

a – орографическая схема центральной и южной частей Русского Алтая; *б* – орографическая схема Северо-Чуйского хребта; *в* – фото с вершины Караташ (3535 м) в направлении Курайского хребта. Отмечены изолиния 2300 м и положение ГМС Актру (2120 м); 1 – государственная граница; 2 – осевые части хребтов и их отроги; 3 – современное оледенение; 4 – отметки абсолютных высот, м; 5 – места отбора образцов на дендрохронологический анализ

Fig. 1. Study area:

a – orographic scheme of central and southern parts of the Russian Altai; *б* – orographic scheme of the North-Chuisky ridge; *в* – photo from the top of Mt. Karataş (3535 m) in the direction of the Kuraisky mountain ridge. A contour line (2300 m) and the position of the Aktru weather station (2120 m) are marked; 1 – the state border; 2 – axial parts of ridges and their spurs; 3 – modern glaciation; 4 – marks of absolute elevation, m; 5 – sampling sites for dendrochronological analysis

Малый Актру присутствует последний форпост сомкнутого старовозрастного кедрового леса на Алтае (из обследованных нами районов), так называемая «кедровая площадка». Геоморфологически это размытый правобережный участок «историче-

ской» морены Большого Актру на высотах 2300–2325 м (см. рис. 2). Возраст живых кедров здесь достигает 500 лет, погибшие деревья появились здесь не позднее начала VIII в. (табл. 1). Сохранившийся участок морены «исторической стадии» имеет

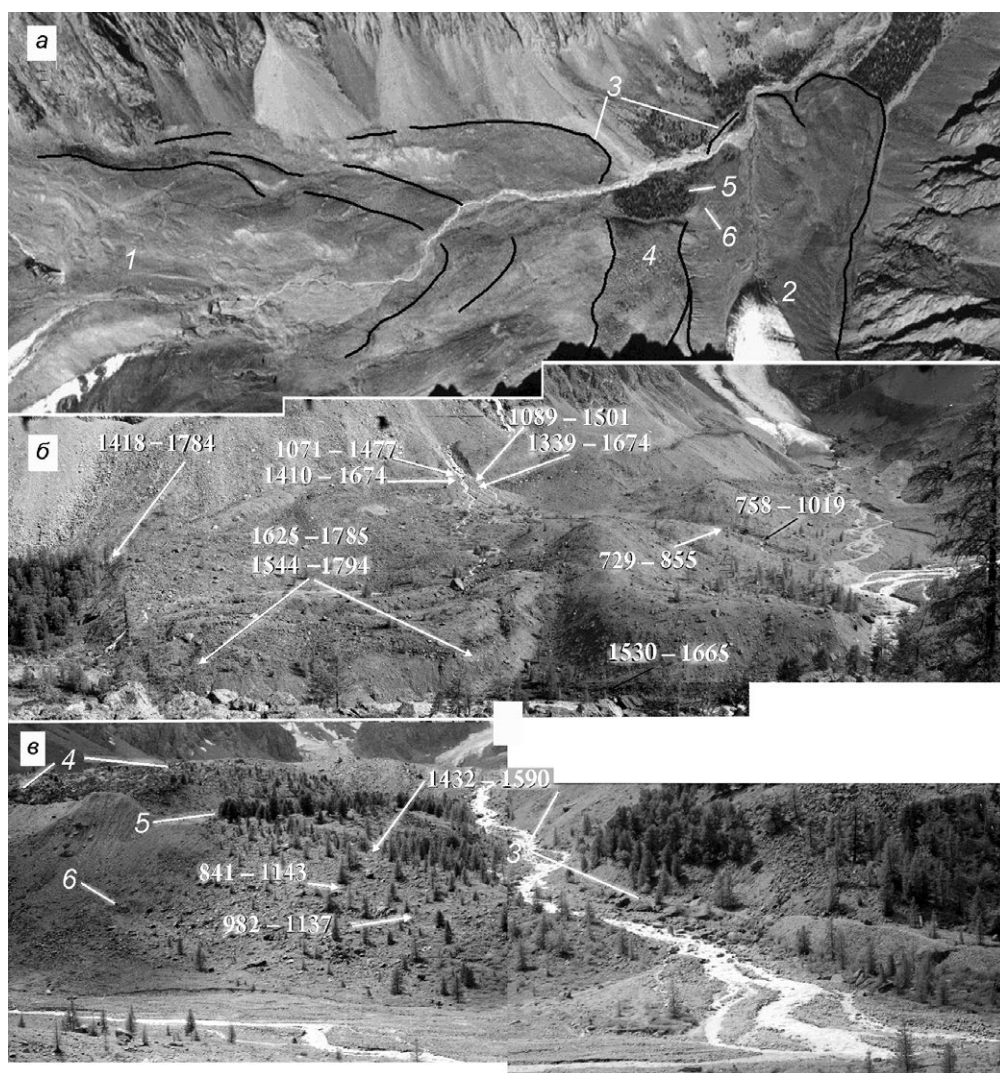


Рис. 2. Истоки р. Актру, места находок образцов и даты спилов древесных остатков:

a – фрагмент АФС 1970-х годов: 1 – предполя ледника Большой Актру; 2 – язык ледника Малый Актру; 3 – вал морены стадии Актру ледников Большой и Малый Актру; 4 – сохранившаяся часть морены «исторической стадии» ледника Большой Актру, место сбора образцов перед мореной Большой Актру; 5 – «кедровая площадка»; 6 – «камень Сапожникова», граница ледника в 1911 г.; *б* – правая часть моренного комплекса ледника Малый Актру, панорама с левого борта долины с обозначением мест находок и возраста спилов; на заднем плане язык ледника в 2004 г.; *в* – левая часть моренного комплекса ледника Малый Актру с обозначением мест находок и возраста спилов; обозначение цифр то же, что на фрагменте *a*. *Примечание.* Даты 1625–1785 и 1544–1794 (фрагмент *б*) получены М.Ф. Адаменко и А.А. Сюзаевым [1] и показаны согласно описанию обр. СОАН 1426 и СОАН 1616 [13], факт дендрохронологического датирования которых утверждается П.А. Окишевым [25, с. 139].

Fig. 2. The sources of Aktru river, the places of sample findings and the age of the cuts:

a – a fragment of the air-photo from the 70-ies of the XX century: 1 – forefields of the Bolshoy Aktru Glacier; 2 – the tongue of the Maly Aktru Glacier; 3 – dumped moraine in the Aktru stage of the Bolshoy and Maly glaciers; 4 – a preserved part of the moraine of the «Historical stage» of the Bolshoy Aktru Glacier, a sampling site in front of the Bolshoy Aktru moraine; 5 – a «cedar site»; 6 – a «Sapozhnikov stone», the glacier boundary in 1911; *b* – the right part of the Maly Aktru moraine complex, view from the left side of the valley with the designation of places of findings and the age of the cuts. In the background is the glacier tongue in 2004; *v* – the left part of the Maly Aktru moraine complex with the designation of places of findings and the age of the cuts; designation of numbers is the same as in fragment *a*. *Note.* the dates of 1625–1785 and 1544–1794 (fragment *b*) are obtained by M.F. Adamenko and A.A. Syubaev [1] and are shown as described by SOAN 1426 and SOAN 1616 [13], the fact of dendrochronological dating is argued by P.A. Okishev [25, p. 139].

ширину около 160 м. Именно столько не хватило леднику Большой Актру для слияния с ледником Малый Актру в период недавней активизации и полного вытеснения кедр с данного высотного

уровня. На левом, крутом берегу р. Актру также сохранился участок старовозрастного леса (см. рис. 2, *в*), но традиционно под кедровой площадкой подразумевают более выположенный правобе-

режный участок. Выше кедровой площадки широкие и выровненные пространства приледниковья Большого Актру также активно осваиваются древесным подростом; здесь его распространение лимитируется почти исключительно летней температурой. В настоящее время на предполях ледников как в пределах климатической границы, так и заведомо ниже неё доминирующий вид — лиственница.

Вопреки устоявшемуся мнению о повышении границы леса в направлении с севера на юг [28], маршрутными наблюдениями в Центральном и Восточном Алтае не выявлено никаких принципиальных различий в её высотном положении. По этой причине в работе без каких-либо поправок использованы данные, полученные в различных долинах Северо-Чуйского хребта: Шавла, Маашей, Куркурек, Корумду, Ян-Карасу (см. рис. 1). Повсеместно участки взрослого леса ограничены высотами 2220–2330 м, а отдельные деревья и подрост при благоприятных условиях встречаются до 2500 м. В южных и юго-восточных районах возрастающий дефицит осадков существенно влияет на развитие леса лишь через их локальное перераспределение, экспозицию склонов и наличие подтока грунтовых вод, часто связанное с очагами мерзлоты. Видимо, деревья не выдерживают одновременного воздействия двух лимитирующих факторов и гибнут на более сухих участках, что придаёт верхней границе леса на юге Алтая значительную пространственную мозаичность. Кедр исчезает из лесообразующих пород, и распространение получает исключительно лиственница (северный макросклон Южно-Чуйского хребта, северное обрамление плато Укок, массив Монгун-Тайга). В то же время в пределах Катунского и Северо-Чуйского хребтов кедр достигает верхних пределов наряду с лиственницей.

Материалы и методы

Источником информации о времени климатических событий служит древесина, поиск и сбор которой ведутся в местах либо полного отсутствия деревьев, либо среди разреженного древостоя и подростов, ещё не достигшего размеров и возраста находок. Это, как правило, переходная зона от леса к горной тундре и предполя ледников, которые часто соответствуют локальным понижениям границы леса. Образ-

цы имеют как поверхностное, так и ископаемое происхождение. Применялась стандартная в дендрохронологии методика предварительной обработки, измерений и кросскорреляционного анализа [32, 33, 36, 38]. Датирование кедра проводилось по хронологии Актру [22], лиственницы — по хронологии Монгун [18]. Положение на местности и высота находок определялись туристским GPS-приёмником, показания которого проверялись по точкам с известной высотой и положением на картах. Ошибка в плане и по высоте обычно не превышала ± 5 м.

При составлении хронологии Монгун, которая служит базой для расчёта палеотемпературных вариаций, в отличие от опубликованной работы [18] применялась аппроксимация серий по возрастной кривой. Только такой метод обработки свободен от субъективизма, экологически обоснован и позволяет проследить долгопериодные (низкочастотные) изменения климата, ответственные за колебания прироста деревьев-индикаторов. Данный метод широко апробирован [30, 34, 35, 37]. Калибровка радиоуглеродного возраста проводилась в программе Calib Rev 7.0.1. [31].

Результаты и обсуждение

Динамика ледника Малый Актру и рост леса в приледниковье по дендрохронологическим данным. Расхождение между дендрохронологическим и радиоуглеродным возрастом образцов. Практически в то же время, когда проводились исследования Л.Н. Ивановского и В.А. Панычева [13], получивших первые радиоуглеродные даты ледниковых отложений Актру, М.Ф. Адаменко и А.А. Сюзаевым [1] были рассмотрены особенности радиального прироста лиственницы на верхней границе леса в бассейне р. Актру. Кроме построения древесно-кольцевой хронологии, авторы провели датирование правой части моренного комплекса: «Возраст последней надёжно датируется по двум стволам лиственницы, извлечённой из моренных отложений... У спила № 1 от сердцевины к периферии измерено 160 годовых колец, у спила № 2 — 250. Возраст последнего годовичного кольца у спила № 1 — 1785 год, у спила № 2 — 1794 г. Возраст самого последнего кольца вследствие обопределённости заболони определить не удалось» [1, с. 198, 199]. По утверждению П.А. Окишева [25, с. 139], «спилы для дендрохроно-

Таблица 1. Дендрохронологические даты образцов с Северо-Чуйского хребта

Местоположение	Номер образца	Возраст спила, годы	Высота, м	Депрессии прироста, годы	Примечания
Правый край морены ледника Малый Актру	МА0802	1418–1784	2199	–	Лиственница
	Вд0805	1071–1477	2218	1238–1244	Кедр, ствол, часть колец стёрта
	Вд0808	1410–1674	2260	1480–1486	Кедр, комель, часть колец стёрта
	Вд0901	1089–1501	2231	–	Кедр, ствол
	Вд0902	1339–1674	2220	1346–1351 1602–1605	Ветка кедра
Подножие центральной лопасти, фронт морены ледника Малый Актру	МА0803	1530–1665	2207		Разорванный ледником ствол кедра
Левая боковая морена ледника Малый Актру	МА1001	1432–1590	2300		Шепки кедра в камнях
Центр морены ледника Малый Актру, бывшее русло ручья Водопадный	МА1201	758–1019	2213		Лиственница, кусок ствола, 160 см, сердцевина.
	МА1202	729–855	2213	–	Кедр, кусок ствола, сердцевина
Левая внутренняя часть морены ледника Малый Актру	МА1203	982–1137	2215		Фрагмент ствола, кедр
	МА1204	841–1143	2239		остатки кедра
	БА1105	1266–1413	2372		Кедр
	БА1106	1201–1587			
Правый берег, выше «кедровой площадки», пространство перед молодой мореной ледника Большой Актру, остатки морены «исторической стадии»	БА1107	1305–1571		1453–1487	
	БА1108	951–1131		–	Погибший кедровый лес, 50–100 м от молодой морены
	БА1110	1320–1624			
	БА1111	822–1123	2340	1050–1069	
	БА1112	1293–1590		–	
	БА1113	1258–1528		1367–1397 1452–1482	Подножие морены
	БА1114	918–1325			
	БА1115	919–1516			
	БА1201	781–1575			
	БА1202	1260–1539			
	БА1203	1537–1651			
	БА1204	1101–1285	2315–2337	–	Кедры, 50–100 м от молодой морены
	БА1205	1217–1446			
	БА1206	1478–1686			
	БА1207	1216–1430			
Остатки морены «исторической стадии» в непосредственной близости от контакта с левой боковой мореной ледника Малый Актру, кедры (если не указано дополнительно)	БА1208	1496–1634	2352		Кедр
	БА1210	924–1433			
	БА1211	1227–1623		1457–1481	Выпадает 1471 г.
	БА1212	1327–1651			Выпадают: 1371, 1422, 1495, 1577, 1581 гг., лиственница
	БА1213	1147–1579		–	Выпадают: 1194, 1247, 1310, 1482 гг., пять колец на периоде 1485–1523 гг., трава зимой 1336 г., лиственница
	БА1215	936–1393		1236–1247 1261–1267	Выпадают 1236, 1239, 1299 гг.
	БА1216	1092–1559	2336	–	Выпадают 1495 г., лиственница
	БА1217	1140–1629		1455–1481	Выпадает 1524 г.
	БА1218	1405–1482		–	–
	БА1219	1508–1646			
	БА1220	1119–1506		1452–1487	Выпадают 1391, 1450 гг.
	БА1221	1104–1581		1230–1247 1292–1298 1322–1333 1365–1415 1452–1481	Выпадают 1282, 1314, 1339 гг.
	БА1222	877–1357		–	Контакт с мореной Малого Актру

Левая боковая морена ледника Малый Актру в месте срезания морены «исторической стации», кедры	БА1403	1216–1686	2300	1241–1253 1320–1341 1432–1517 1537–1550 1597–1610	Есть центр	
	БА1404	864–1277				
	БА1405	1366–1628				
	БА1406	1477–1632	2292			
	БА1407	1423–1597	2295			
	БА1408	1396–1629				
	БА1409	1409–1664	2325			
	БА1410	1325–1428				
	БА1411	1045–по-сле 1273				
	Истоки р. Шавла, граница леса по правому борту долины	Sh1201	1522–1647			2278
Sh1202		1372–1639				
Sh1203		1638–1744				
Sh1204		1564–1699				
Sh1205		1555–1807	2291			
Sh1206		1613–1838	2312			
Sh1207		1514–1690				
Sh1208		1475–1563				
Sh1209		1539–1625	2327			
Sh1210		1362–1550				
Ледник притока р. Шавла перед фронтом морены	Sh1211	1571–1676	2371	1602–1606 1260–1264 1389–1417	Выпадает 1261 г. Кедр Кедр, высох на корню Лиственница Шепка кедра Остатки кедра Кедр Комель кедра и кусок ствола Лиственница, выпадает 951 г. Лиственница, выпадает 1402 г. Выпадают 1450, 1495, 1513 гг. Выпадают 1393, 1427, 1434 гг.	
	Sh1212	1229–1444				
	Sh0802	1187–1256				2374
	Sh0902	1637–1734				2165
	Подножие правой части фронта морены ледника Маашей	Ma0812	1206–1667	2182		1815–1823 1849–1853
		Ma1109	1616–1882	2264		
		Ma1110	1681–1779	2256		
		Ma1112	1601–1782	2240		
		Ma1113	1145–1337	2223		–
		Ma1114	1059–1470	2220		
Ma1115		1281–1575	2210			
Ma1116		1206–1406	2200			
Ma1117		1138–1650	2191			
Ma0804		867–1201	2399			
Долина Ян-Карасу	Yn1001	1125–1229	2441	–		
	Yn1104	1360–1477	2342			
	Ku1001	1416–1642	2310			
	Ku1002	1326–1478	2327			
Долина Куркурека, днище долины, остатки лиственниц 50–80 см диаметром	Ku1003	1340–1471	2327	–		
	Kr1001	995–1327	2228			
	Kr1002	1322–1529	2228			
	Kr1003	1160–1445	2228			
Долина Корумду, кедры перед молодой мореной	Kr1004	1361–1641	2228	–		

логического анализа были сделаны от тех же стволов, от которых взяты образцы СОАН 1616 и СОАН 1426 на радиоуглеродный анализ» (см. рис. 2, б).

В ранних работах, основываясь на результатах радиоуглеродного датирования, мы связывали начало активизации ледников Центрального Алтая с XIII–XIV вв., причём крупные ледники достигали максимума именно в этот период, а небольшие — в конце XV — начале XVI вв. [19, 20, 29]. Считалось, что правая часть моренного вала Малого Актру образовалась на столетие раньше, чем левая (середина — конец XIV в.). Таким образом, результаты, полученные М.Ф. Адаменко и А.А. Сюбаевым, считались ошибочными. Однако обширные дендрохронологические исследования позволили по-новому рассмотреть эту проблему.

Необходимо принимать во внимание, что при дендрохронологическом датировании определяется период между образованием первого и последнего кольца на спиле, при этом очень часто нельзя достоверно установить время появления и гибели дерева. Исследователь может лишь догадываться о количестве отсутствующих колец исходя из внешних повреждений и собственного опыта. Задача существенно упрощается с появлением нескольких образцов.

Определение возраста четырёх спилов из внутренней части правой лопасти морены (см. табл. 1 и рис. 2) убедительно показывает, что эта часть долины была заселена кедровым лесом не позднее XI в. Некоторые деревья в конце XV — начале XVI вв. погибли, но не по причине перекрытия ледником, поскольку лес здесь существовал до конца XVII в. В крайней правой части фронтального вала также была датирована полупогребённая, высохшая на корню лиственница, описанная М.Ф. Адаменко [1]. Результат почти совпал с датами, полученными ранее (см. рис. 2, б) — 1784 г. Это же дерево было датировано Н.И. Быковым [5] — 1780 г. Очевидно, что развитие правой части ледника Малый Актру необходимо связывать с концом XVIII в.

В центральной части морены сделаны не менее интересные находки. В одном из паводковых русел ручья Водопадный, на продолжении его в сторону р. Малый Актру, обнаружены несколько небольших фрагментов древесины и большой кусок ствола, по которым получен возраст двух спилов: 758–1019 и 729–855 гг. (соответственно обр. МА1201 и МА1202, см. табл. 1, см. рис. 2, б). Это — образцы ископаемого происхождения, без гнили и трухи,

очень хорошей сохранности, не считая потёртостей и изломов; в них присутствует первое кольцо. На противоположной стороне реки, текущей из ледника, также обнаружены остатки двух рассыпающихся полусопревших кедров, уцелевшие внешние части которых датированы 841–1143 и 982–1137 гг. (соответственно обр. МА1203 и МА1204, см. табл. 1 и рис. 2, в). Как видно из полученных датировок, все четыре дерева росли одновременно. Деревья, погибшие ранее, вскоре после гибели были перекрыты льдом, который и способствовал их консервации, а две более поздние даты маркируют соответствующее положение ледника. Очевидно, что в данном случае мы сталкиваемся с одним из средневековых наступаний. Примечательно, что справа от основного языка продолжал расти взрослый лес, погибший значительно позднее. Поэтому мы выделяем отмеченную активизацию как отдельную, по масштабу меньшую, чем последующая стадия Актру.

Максимум стадии Актру связывается с датой гибели кедров у подножия правого края центральной лопасти вала (обр. МА0803, 1530–1665 гг., см. рис. 2, б). Косвенно эту дату подтверждают остатки кедров на контакте Малого Актру и кедровой площадки (обр. МА1001, 1432–1590 гг.). Предположение об активном продвижении ледника Малый Актру хорошо объясняет факт гибели кедров справа от основного ледника. Отметим, что ни одно из исследованных деревьев на исторической морене Большого Актру, вероятно, не пережило рубеж XVII–XVIII вв. (см. табл. 1). По-видимому, достигнув максимума в начале XVIII в., ледник находился в таком состоянии вплоть до начала XIX в. (даты правой части вала), когда, судя по возрасту заселивших морену деревьев, началось его отступление [13] несмотря на наибольший термический минимум за тысячелетие.

Наши выводы косвенно подтверждаются анализом погибших деревьев в правой части фронтального вала ледника Маашей (см. табл. 1). Из полученных дат несколько практически совпадают с датами по леднику Малый Актру. Достоверно определить первоначальное положение деревьев невозможно. Древесные остатки, найденные среди глыб пологого фронта морены или среди зарослей кустарника перед фронтом, представляют собой фрагменты стволов, комлей и просто куски древесины. Некоторые из них несомненно находятся в положении, близком к *in situ*, многие выгружены

Таблица 2. Дендрохронологическое датирование образцов древесины известного радиоуглеродного возраста (радиоуглеродное датирование проводилось без выделения фракции целлюлозы)

Номер образца*	Радиоуглеродный возраст, лет	Интервал календарного возраста (последняя дата интервала), годы	Собственный возраст образца, использованного для датирования (дата последнего кольца на спиле), годы
СОАН 5634	670±85	1320±110(1430)	1478±50(1528)
СОАН 6037	1120±70	872±160(1030)	1151±50(1201)
СОАН 6038	665±35	1335±60(1395)	1437±50(1487)
СОАН 6039	645±35	1340±60(1400)	1592±50(1642)
СОАН 6458	470±60	1510±120(1630)	1875±50(1925)
СОАН 6459	480±90	1465±170(1635)	1878±50(1928)
СОАН 6462	485±60	1410±110(1520)	1842±50(1892)
СОАН 6466	385±35	1540±95(1635)	1875±50(1925)
СОАН 6471	465±70	1515±120(1635)	1610±50(1665)
СОАН 6911	460±40	1450±50(1500)	1587±50(1637)
СОАН 6914	535±40	1380±65(1445)	1548±50(1598)
СОАН 6917	400±40	1530±100(1630)	1786±50(1836)
СОАН 6918	1400±70	655±120(775)	965±50(1015)
СОАН 7380	700±50	1310±85(1395)	1427±50(1477)
СОАН 7382	690±45	1325±70(1395)	1624±50(1674)
ИГАН 3886	380±60(по целлюлозе)	1540±100(1640)	1617±50(1667)
СОАН 8750	1395±55	635±80(715)	969±50(1019)

*СОАН — лаборатория геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии СО РАН, Новосибирск; ИГАН — лаборатория географии и эволюции почв Институт географии РАН, Москва.

Таблица 3. Радиоуглеродное датирование образцов древесины известного возраста по фракции целлюлозы

Номер образца	Дендрохронологический возраст, гг. н.э.	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, годы
СОАН 8531	981–1031, 983–1029	1055±30	962±63
СОАН 8533	1070–1109	930±25	1096±64
СОАН 8534	1083–1157	940±30	1090±65
СОАН 8535	1226–1258, 1258–1288	760±30	1250±30

на фронт ледником. Вместе с тем по полученному набору дат нельзя провести однозначное датирование. Древесные остатки в левой части вала в положении *in situ*, описанные нами ранее [20, 29], датированию дендрохронологическими методами не подлежат. Тем не менее, если не принимать во внимание явно случайную дату (обр. Мал109), то ледник достиг максимума в начале — конце XVIII в. аналогично Малому Актуру. Обратим внимание также на очень показательный обр. Sh0902 (1734 г.). В этой связи не подтверждаются наши выводы о разнице во времени развития больших и малых ледников Алтая [19]. Расхождение между радиоуглеродными и дендрохронологическими датами, которое мы отмечали ранее, впоследствии подтвердилось при уточнении возраста ряда образцов, датированных по радиоуглероду. Результаты сравнения приведены в табл. 2. Для датирования использовалось не более 100 внешних колец, поэтому погрешность радиоуглеродного возраста должна перекрывать среднюю дату фактического возраста образца (колонка 4, см. табл. 2). В действительности, разница между этими величинами колеблется

от 48 до 254 лет. В пределах погрешности оказался возраст только двух образцов: СОАН 6471 и ИГАН 3886. Четыре современных образца закономерно показали проявление эффекта Зюсса, вызванного разбавлением атмосферной углекислоты антропогенными выбросами [6]. Во всех случаях по радиоуглеродному датированию сложно сделать правильные выводы о времени гибели деревьев.

Для выяснения причин возникшей систематической ошибки были датированы по целлюлозе древесные кольца, находящиеся в узком временном диапазоне (табл. 3). Результаты датирования отражают реальное время роста древесины. Это означает, что ошибка определения возраста — не результат погрешности обработки или расчёта, она связана только с содержимым образца. Таким образом, определяя время формирования какой-либо формы рельефа по древесине, мы сталкиваемся со следующими условиями: 1) неизвестно, насколько дата гибели дерева отражает процесс, вызвавший перестройку рельефа; 2) действительно ли мы датировем последние кольца дерева; 3) количество древесных колец, подвергаемых анализу, должно быть точно

Таблица 4. Образцы древесины, датированные в двух лабораториях

Номер образца	Радиоуглеродный возраст, лет
<i>Лаборатория ИГАН</i>	
3645	4640±100
3651	3470±70
3650	3340±110
3647	2640±60
3644	5380±80
<i>Лаборатория СОАН</i>	
6041	4315±85
6915	3525±70
6916	3365±95
6931	2490±75
6927	5315±75

известно; 4) радиоуглеродный анализ должен проводиться только по фракции целлюлозы.

Несколько ископаемых образцов ввиду их ключевого положения были датированы в разных лабораториях. Полученные результаты практически совпадают (табл. 4). При датировании более древних образцов, даже если в том же виде сохраняется погрешность, она не вносит существенных ошибок в реконструкции главным образом по причине масштаба процессов, а также низкого разрешения самих построений. Основные ошибки, допущенные нами в более ранних работах [19, 20] при определении активности ледников, — большой собственный возраст образцов и недоучёт влияния содержимого древесных клеток на возраст. Радиоуглеродному датированию должен предшествовать дендрохронологический анализ. Лучше всего сочетать оба метода, когда определяется изотопный возраст отдельных колец или их групп известного относительного возраста, например, датирование палеохронологий скифских курганов [39]. При невозможности подсчёта и измерения годовых колец радиоуглеродные даты можно использовать для реконструкции недавнего прошлого лишь в качестве оценки возраста в первом приближении.

Расчёт изменения верхней границы леса в долине р. Актру. Создание 2367-летней древесно-кольцевой хронологии лиственницы сибирской по северному подножию массива Монгун-Тайга [18] позволило реконструировать термический режим бассейна Актру, а следовательно с некоторыми допущениями, и всего Центрального Алтая (рис. 3). Индексы прироста годовых колец древесно-кольцевой хронологии Монгун-Тайги имеют тесную связь с июньской и июльской температура-

ми ГМС Актру ($r = 0,65$, рис. 4). Как ни странно, но с хронологией Джелю аналогичный показатель значительно слабее ($r = 0,47$). Уравнения зависимости температуры от индексов прироста, а также пределы отклонений представлены на рис. 5. Однако ход температуры даже за 2000 лет не представляет в наших исследованиях столь большого интереса, как термический потенциал границы леса, выраженный в вертикальной миграции июнь-июльской изотермы, соответствующей верхнему пределу роста деревьев и ответственной за прирост.

Благодаря созданию региональных древесно-кольцевых хронологий по обоим лесообразующим породам проведено массовое датирование древесных остатков выше пределов сомкнутого древостоя, где среди одиночного подроста и редких лиственниц, растущих тесными группами (крон-хольдов), встречаются фрагменты достаточно массивных стволов. Сложилось мнение, что все погибшие к настоящему времени деревья появились во время средневекового оптимума, который был не менее тёплым, чем современный период, но гораздо более продолжительным и закончился с началом недавней активизации ледников (стадия Актру на Алтае). Действительно, первые кольца многих спилов датируются ранним средневековьем (фрагмент морены исторической стадии перед ледником Большой Актру), XII–XIII вв. (исток р. Шавла). Несколько не вписываются в эту картину развитие ледника Малый Актру в XII в., а также наличие множества депрессий прироста и выпадающих колец не только в XV–XIX вв., но и на протяжении всего периода жизни деревьев (например, обр. БА1221 и БА1213), что плохо соответствует понятию «тёплый продолжительный период». Подобные явления, как правило, не характерны для сомкнутого древостоя, но очень ярко проявляются в зоне разреженного, представляя собой сильные сжатия годовых колец, когда их ширина не превышает 0,02–0,08 мм. Выпадающие кольца — обычное явление для лиственницы, но редко встречаются у кедра. Поэтому наличие депрессий и выпадающих колец — крайне важный источник информации, указывающий на неблагоприятные условия. Анализ высотного положения деревьев, дат их гибели и вертикального смещения июнь-июльской изотермы помогли получить более чёткую картину истории климата и разрешить возникшую неопределённость.

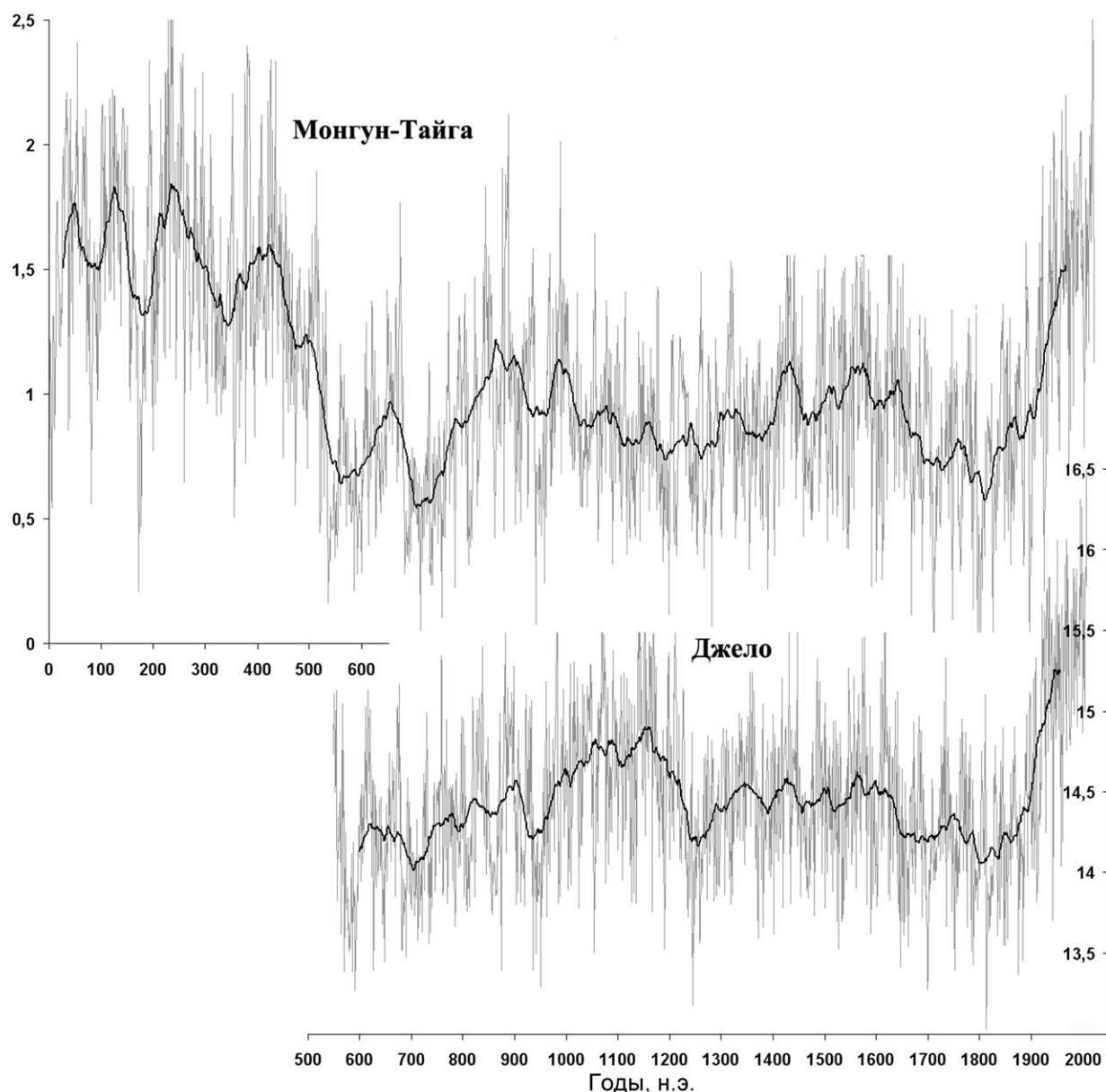


Рис. 3. Индексы прироста древесно-кольцевых хронологий Монгун [18] и Джело [17].

Тёмная линия на графиках – скользящее осреднение по пятидесятилетиям, серая – ежегодные значения

Fig. 3. Indices of growth of the Mongun [18] and Dzhelo [17] tree-ring chronologies.

The dark line is a moving average over 50 years; the grey line is the annual data

Достаточно условно положение верхней границы леса принято проходящим вдоль отметки 2365 м. Эти пространства начали осваиваться относительно недавно, в отдельные периоды второй половины XX в. [26], поэтому температурные условия на данной высоте хорошо отражают минимально необходимое для роста леса количество тепла.

Для бассейна Актру существует длительный ряд метеонаблюдений в различных его частях и

на разных высотах [14]. Для расчёта июньской и июльской температуры на высоте границы леса выбран склон юго-восточной экспозиции с уклоном 15–20°, без скальных обнажений, непосредственно над ГМС Актру (см. рис. 1). Температура июня и июля на ГМС Актру (2120 м, наши измерения) составила 8,95 °С [9], на посту «Склон» (2600 м) – 7,25 °С [14, табл. 10]. Таким образом, высотный градиент в данном месте долины составляет 0,3551 °С/100 м; на средней вы-

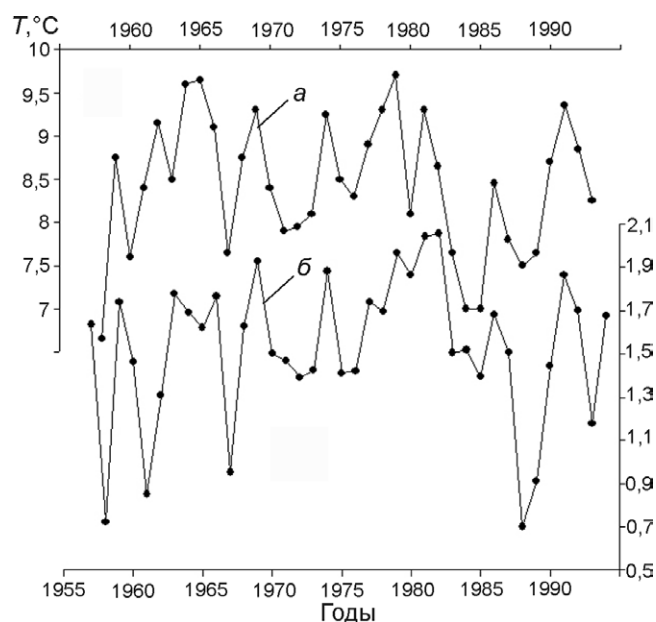


Рис. 4. Сравнение хода температуры в июне и июле на ГМС Актру за период наблюдений (а) и индексов прироста лиственницы сибирской хронологии Монгун-Тайги (б)

Fig. 4. Comparison of temperature in June and July at the Aktru weather station during the observation period (a) and indices of Siberian larch growth of Mongun-Taiga chronology (b)

соте границы леса (2365 м) температура июня и июля равна 8,085 °С. Для расчёта высоты данной изотермы в каждый конкретный год составлено следующее уравнение:

$$Y = ((Tm - 8,085)/0,003551) + 2120,$$

где Tm — июнь-июльская температура на уровне ГМС; 8,085 — июнь-июльская температура на высоте современной границы леса; 0,003551 — высотный градиент, °С/м; 2120 — абсолютная высота ГМС Актру. Полученные реконструкции представлены на рис. 6.

Таким образом, на юго-востоке Алтая средневековый оптимум как таковой выделяется лишь на фоне мощных температурных депрессий, отделяющих его от античности и современности. В соседней с Актру долине Джело колебания климата имеют те же особенности, хотя отличны в деталях (см. рис. 3). Современное потепление превосходит по амплитуде средневековое, но выглядит лишь незначительным эпизодом на фоне продолжительного римского оптимума. Сам факт прохладного средневековья

хорошо объясняет температурные депрессии, наличие у кедра выпадающих колец, активность ледника Малый Актру и непрерывную гибель деревьев на своём верхнем пределе и перед ледниками (см. рис. 6), но в этом случае их появление могло происходить только под пологом леса, являющегося наследием тёплой римской эпохи. Факт существования леса в условиях худших, чем потенциально необходимо для его возобновления и выживания, указывает на постепенное отступление с более высоких уровней, которые при современном климате могут быть освоены лишь через 2–3 столетия.

Выводы

Определяя время формирования какой-либо формы рельефа по древесине, необходимо учитывать следующие условия: 1) гибель дерева должна быть вызвана именно перестройкой рельефа; 2) следует принимать во внимание возможность потери части внешних колец; 3) обязательно должны учитываться особенности развития ледника и положение дерева в момент гибели; 4) при радиоуглеродном датировании важен подсчёт количества годовичных колец (если есть возможность, то необходима и точная дата); 5) датирование должно проводиться по фракции целлюлозы.

Совершенно определённо, что в VIII в. предполья ледника Малый Актру были залесены. В центральной части долины к XII в. ледник достиг значительных размеров, что вызвало гибель и захоронение леса, при этом справа от ледника продолжали расти деревья вплоть до конца XVII в. Максимального развития ледник достигает с конца XVII до начала XIX в. В середине XIX в. внутренняя часть морены ледника уже заселяется лиственницей.

В настоящее время термическая граница леса достигла самого высокого за ближайшие 1500 лет уровня, однако массовое датирование деревьев, появившихся в раннем и среднем средневековье, указывает на её более высокое положение в I–IV вв. Наблюдаются два сильных термических минимума, аналогичных по амплитуде началу XIX в.: около 536 г. и около 720 г. Темпы падения температуры в V в. совпадают с темпами подъёма в XX в. В течение всего средневеко-

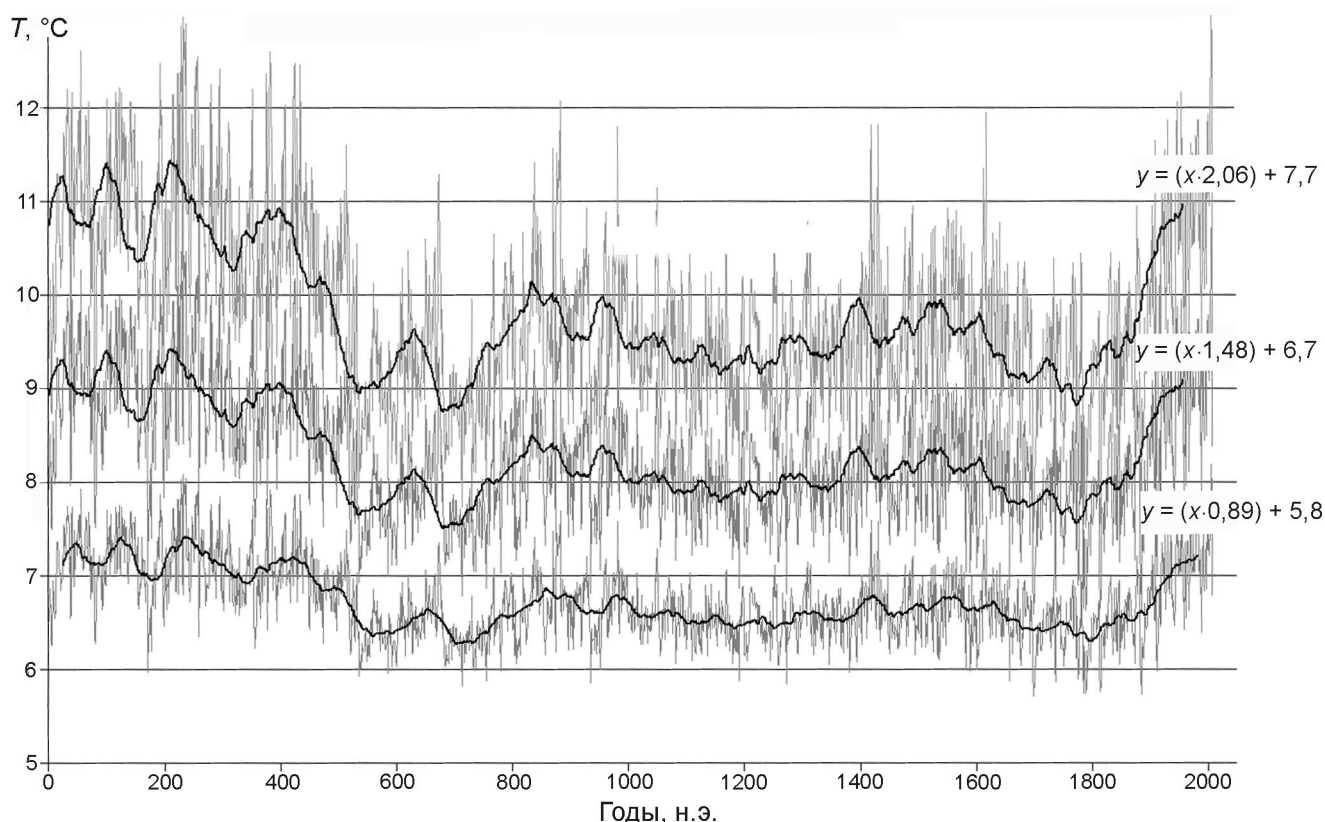


Рис. 5. Реконструкция температуры в июне и июле на ГМС Актру за 2000 лет и пределы её отклонений. Тёмная линия на графиках — скользящее осреднение по пятидесятилетиям, серая — ежегодные значения

Fig. 5. Reconstruction of temperature in June and July and its deviation at the Aktru weather station for 2000 years. The dark line is a moving average over 50 years; the grey line is the annual data

вья термический потенциал границы леса был на 150–250 м ниже её фактического положения, что приводило к непрерывной гибели деревьев и постепенному снижению границы сомкнутого леса до уровня 2320–2250 м к началу XIX в. В настоящее время для достижения лесом высотных отметок начала новой эры требуется около 200–300 лет стабильного состояния климата.

В качестве заключения

Как следует из пятого оценочного доклада МГЭИК (свободный перевод из «Summary for policymakers» [15]: «*Чрезвычайно вероятно (95–100%), что более половины наблюдаемого повышения средней глобальной температуры приповерхностного слоя воздуха в 1951–2010 гг. обусловлено антропогенным повышением концентраций парниковых газов и другими антропогенными воздействиями.*

Факт доминирующего воздействия человека на климат в очередной раз признан неоспоримым, по этой причине реальность такова, что *история климата не имеет значения для лиц, принимающих решения.*

Рассмотрение хода естественной климатической истории приводит к выводу, что потепление не обязательно есть следствие изменения концентрации парниковых газов. Современные климатические флуктуации не выходят за рамки естественных отклонений, более того, в ближайшем прошлом неоднократно возникали тёплые продолжительные периоды, и даже если выводы экспертов МГЭИК отвечают действительности, то противоречие ситуации состоит в том, что глобальное потепление усиленно превращается в своего рода «глобальный психоз», от которого нет лекарств по той причине, что предлагаемые методы, кроме депопуляции, не в состоянии ограничить потребление ресурсов, снизить выбросы

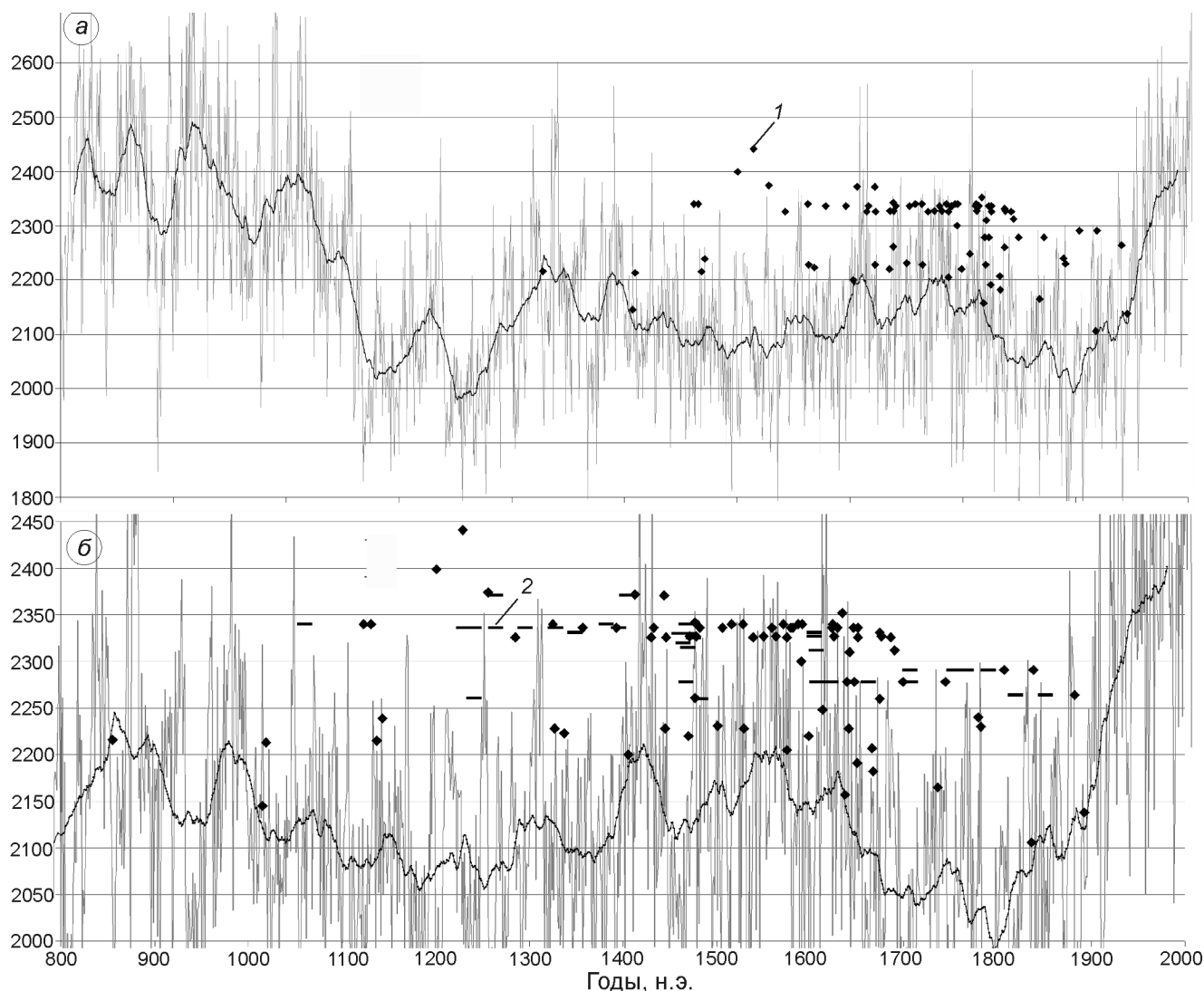


Рис. 6. Высотная изменчивость термического потенциала верхней границы леса в долине Актру за 2000 лет. *а* – высотное изменение изотермы июня–июля (8,05 °C) на склоне юго-восточной экспозиции в бассейне Актру; *б* – то же, что вверх, с 750 по 2007 г.; 1 – даты последних колец на спилах деревьев; 2 – средние даты депрессий прироста без указания на их продолжительность; тёмная линия – скользящее осреднение по пятидесятилетиям, серая – ежегодные значения

Fig. 6. Altitude dynamics of thermal capacity of the tree line in the Aktru valley for 2000 years. *a* – altitude variation of June–July isotherm (8.05 °C) on the south-eastern side of the Aktru basin; *b* – the same as above, from 750 to 2007; 1 – the date of the recent rings on the tree cuts; 2 – the mean date of the growth depression, not pointing to their duration; the dark line is a moving average over 50 years; the grey line is the annual data

парниковых газов и загрязнение окружающей среды. Природоохранные мероприятия неэффективны, так как лечат симптомы, но не причину, а потребление неизбежно растёт быстрее. Действительная проблема состоит в дистанцировании человечества от природы, в создании искусственной среды обитания и восприятия, в культивировании образа «человек-потребитель». При этом рост числа катастрофических прогнозов воспринимается не как поиск вы-

хода из неизбежного коллапса цивилизации, а как банальные спекуляции на интересе человечества к среде собственного обитания и прямое лоббирование промышленными, политическими и научными кругами собственных интересов (см. статьи С. Бомер-Кристиансен [3, 4]).

По сути, постулат «опасное антропогенное потепление» уже не имеет значения и лишь отвлекает от действительно серьёзных разработок с целью решения глобальных экологических

проблем. Вне всякого сомнения, коэволюция общества и природы невозможна, поскольку цивилизация развивается несоизмеримо быстрее. Неизбежно переустройство биосферы, но происходить это должно на основе осознания полноты ответственности и построения морально-этических принципов её преобразования. Однако реализация этого тезиса возможна лишь с возникновением нового мировоззрения. Другой альтернативы не существует.

Благодарности. Авторы благодарят Светлану Александровну Николаеву и Дмитрия Валентиновича Овчинникова за подробное критическое рассмотрение статьи, которое способствовало её улучшению.

Работа поддержана в рамках проекта РФФИ № 12-06-33040, государственного задания Министерства образования России ФГАОУ ВПО СФУ на 2014 г. (ГВ-1).

Литература

1. Адаменко М.Ф. Реконструкция динамики термического режима летних месяцев и оледенения на территории Горного Алтая в XIV – XX века: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Новосибирск, Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, 1985. 16 с.
2. Адаменко М.Ф., Сябаев А.А. Динамика климата на территории Горного Алтая в XV – XX веках по данным дендрохронологии // Вопросы горной гляциологии. Томск: Изд-во ТГУ, 1977. С. 196–202.
3. Бомер-Кристиансен С. Кто и каким образом определяет политику, касающуюся изменений глобального климата? // Изв. РГО. 2000. Т. 132. Вып. 3. С. 8–21.
4. Бомер-Кристиансен С. Что движет процессом Киото: наука или интересы? // Изв. РГО. 2004. Т. 136. Вып. 2. С. 26–31.
5. Быков Н.И. Дендрогейоморфология Алтая // Геоморфология гор и предгорий. Барнаул: Изд-во АГУ, 2002. С. 41–48.
6. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 538 с.
7. Галахов В.П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения. Новосибирск: Наука, 2001. 136 с.
8. Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. Новосибирск: Наука, 1999. 136 с.
9. Галахов В.П., Назаров А.Н., Харламова Н.Ф. Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). Барнаул: Изд-во АГУ, 2005. 132 с.
10. Галахов В.П., Назаров А.Н., Ловцкая О.В., Агапова А.Р. Хронология тёплого периода второй половины голоцена Юго-восточного Алтая (по датированию ледниковых отложений). Барнаул: Изд-во Азбука, 2008. 58 с.
11. Душкин М.А. Многолетние колебания ледников Актру и условия развития молодых морен // Гляциология Алтая. Вып. 4. Томск: Изд-во ТГУ, 1965. С. 83–101.
12. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 263 с.
13. Ивановский Л.Н., Панычев В.А., Орлова Л.А. Возраст конечных морен стадий «Актру» и «Исторической» ледников Алтая // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 57–64.
14. Ледники Актру (Алтай) / В.П. Галахов, Ю.К. Нарожный, С.А. Никитин. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 118 с.
15. МГЭИК, IPCC5ARWG1, Summary for policymakers <http://www.climatechange2013.org>
16. Мыглан В.С., Овчинников Д.В., Ваганов Е.А., Быков Н.И., Герасимова О.В., Сидорова О.В., Силкин П.П. Построение 1772-летней древесно-кольцевой хронологии для территории Республики Алтай // Изв. РАН. Сер. геогр. 2009. № 6. С. 70–77.
17. Мыглан В.С., Жарникова О.А., Малышева Н.В., Герасимова О.В., Ваганов Е.А. Построение древесно-кольцевой хронологии и реконструкция летней температуры юга Алтая за последние 1500 лет // География и прир. ресурсы. 2012. № 3. С. 22–30.
18. Мыглан В.С., Ойдунаа О.Ч., Ваганов Е.А. Построение 2367-летней древесно-кольцевой хронологии для Алтае-Саянского региона (горный массив Монгун-Тайга) // Археология, этнография и антропология Евразии: № 3 (51). Новосибирск: Изд-во ИАиЭ СО РАН, 2012. С. 76–83.
19. Назаров А.Н. Динамика нивально-гляциального комплекса бассейна Актру во второй половине голоцена (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Барнаул, Алтайский гос. ун-т, 2006. 25 с.
20. Назаров А.Н., Агапова А.Р. Динамика ледников Северо-Чуйского хребта на Центральном Алтае во второй половине голоцена // МГИ. 2008. Вып. 105. С. 73–86.
21. Назаров А.Н., Соломина О.Н., Мыглан В.С. Динамика верхней границы леса и ледников Централь-

- ного и Восточного Алтая в голоцене // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 671–675.
22. Назаров А.Н., Мыглан В.С. Применение кедра сибирского с целью реконструкции климата и геоморфологических событий в горах // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 2. С. 43–51.
 23. Овчинников Д.В. Реконструкция летней температуры воздуха и абляции ледника Малый Актру // Изв. РАН. Сер. геогр. 2002. № 5. С. 91–96.
 24. Овчинников Д.В., Панюшкина И.П., Адаменко М.Ф. Тысячелетняя древесно-кольцевая хронология лиственницы Горного Алтая и ее использование для реконструкции летней температуры // География и прир. ресурсы. 2002. № 1. С. 102–108.
 25. Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во ТГУ, 1982. 210 с.
 26. Пропастилова О.Ю., Тимошок Е.Е. Возобновление хвойных в экотоне верхней границы древесной растительности (Северо-Чуйский хребет) // Вест. Томского гос. ун-та. 2009. № 318. С. 220–223.
 27. Рельеф Алтае-Саянской горной области / Г.А. Чернов, В.В. Вдовин, П.А. Окишев, М.В. Петкевич, А.А. Мистрюков, Л.К. Зятькова., Л.С. Милыева. Новосибирск: Наука, 1988. 207 с.
 28. Тронов М.В., Лупина Н.Х., Тронова Л.Б. О совместных исследованиях снеговой линии и границы леса в горно-ледниковых бассейнах // Проблемы гляциологии Алтая. Вып. 2. Томск: Изд-во ТГУ, 1974. С. 3–21.
 29. Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepov R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 43. P. 74–93.
 30. Briffa K.R., Melvin T.M., Osborn T.J., Hantemirov R.M., Kirdyanov A.V., Mazepa V.S., Shiyatov S.G., Esper J. Reassessing the evidence for tree-growth and inferred temperature change during the Common Era in Yamalia, Northwest Siberia // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 72. P. 83–107.
 31. Calib. Radiocarbon calibration program. Copyright 1986–2013. M. Stuiver and P.J. Reimer. <http://www.calib.org>. Stuiver M., Reimer P.J. Radiocarbon. 1993. V. 35. P. 215–230.
 32. Cook E.R., Kairiukstis L. Methods of Dendrochronology: applications in environmental sciences. Dordrecht. Boston. L.: Kluwer Acad. Publ., 1990. 394 p.
 33. Cook E.R., Krusic P.J. A Tree-Ring Standardization Program Based on Detrending and Autoregressive time Series Modeling, with Interactive Graphics (ARSTAN). 2008. <http://www.ldeo.columbia.edu/res/fac/trl/public/publicSoftware.html>.
 34. Esper J., Cook E.R., Schweingruber F.H. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies and the reconstruction of past temperature variability // Science. 2002. V. 295. P. 2250–2253.
 35. Esper J., Cook E.R., Krusic P.J., Peters K., Schweingruber F.H. Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies // Tree-Ring Research. 2003. V. 59. 81–98.
 36. Holmes R.L. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement // Tree-ring bulletin. 1983. V. 44. P. 69–75.
 37. Melvin T.M., Grudd H., Briffa K.R. A 1200-year multiproxy record of tree growth and summer temperature at the northern pine forest limit of Europe // Holocene. 2013. V. 23. P. 471–484.
 38. Rinn F. TSAP V3.5. Computer program for tree-ring analysis and presentation. Heidelberg: Frank Rinn Distribution, 1996. 264 p.
 39. Slyusarenko I.Y., Kristen Dzh., Orlova L.A., Kuzmin Y.V., Burr Dzh. ¹⁴C Wiggle Matching of the Floating Tree-Ring Chronology from the Altai Mountains, Southwestern Siberia: the Ulandryk 4 Case Study // 17th Intern. Radiocarbon Conf: Program and Abstracts. Jerusalem, 2000. P. 177.

Путешествия, открытия

УДК 629.12:551.467

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-119-127

Пайкерит — льдокомпозит Второй мировой войны

© 2016 г. О.В. Ковалев, М.Н. Андреев, В.В. Райс*

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург

*victorrv@mail.ru

Pykrete is the frozen composite material of the World War II

O.V. Kovalev, M.N. Andreev, V.V. Rice*

National Mineral Resources University (Mining University), St. Petersburg, Russia

*victorrv@mail.ru

Article accepted for publication on October 14, 2015

Keywords: *frozen composite, pykrete, the ship of ice, use of the reinforced ice.*

Summary

During the war, government of the allies considered the construction of ice structures converted from artificial icebergs into aircraft carriers. The idea to use ice for construction of floating aerodromes, or giant aircraft carriers, was launched by Geoffrey Pyke, and then was developed in a project called «Habbakuk». Aircraft carriers, made of ice, had to work for a long period of time at temperatures of water and air, resulting in rapid destruction of the structure of ordinary ice. The ice in its pure form is unsuitable for any engineering form therefore the experiments on reinforcement of ice were undertaken. New form of ice engineering was based on the type of reinforcement patterns of ice and coating it with an insulating material, which would greatly reduce the influence of melting due to the temperature of the ambient air. After tests with different substances and proportions, it was found that the mixture of ice with wood pulp, amounting to about 14%, gives the best result of reinforcement. Proposed dimensions of «Habbakuk» were 610 m (2000 ft) long, 90 m (300 feet) in width and a height of 60 m (200 ft). In 1943, on the surface of the lake Patricia a reduced model to test the viability of the project was constructed. Development of improved long-range aviation, the airbase in Iceland and other technological advances contributed to the successful elimination of the threat from submarines, so the project had been suspended. The technology of strong ice structures invented during the World War II time can still have practical applications today.

Статья принята к печати 14 октября 2015 г.

Ключевые слова: *использование упрочнённого льда, корабль из льда, льдокомпозит, пайкерит.*

Приведён исторический опыт по созданию авианосца из композиционного материала – сверхпрочного льда, представляющего собой замороженную смесь хлопковой ваты или целлюлозы с водой. Указаны причины, по которым чистый лёд не пригоден для ледового инжиниринга. Рассмотрены физико-механические свойства льдокомпозитного материала пайкерита, проблемы при его создании и использовании, а также размеры предполагаемого авианосца. Даны выводы относительно идеи осуществления оригинального проекта и возможности современного использования пайкерита в районах Крайнего Севера и приравненных к ним местностях.

Введение

В период Второй мировой войны подводные лодки немцев фактически блокировали Великобританию от остального мира. Наиболее значимые поставки в Соединённое Королевство США осуществляли через Атлантический океан. Защищать суда на этом маршруте могла бы авиация, однако тактическая дальность полёта штурмовиков и бомбардировщиков не позволяла им прикрывать караваны во всех уголках Атлантики, поэтому самые тяжёлые потери на море были

в центральных районах, где конвой оставался под охраной лишь ограниченного числа военно-морских судов эскорта. Только в ноябре 1942 г., как свидетельствует информационно-политический журнал «Шпигель» [5], от атак немецких подводников американцы и англичане потеряли 134 судна или 860 тыс. брутто-регистрационных тонн (до 1969 г. — единица объёма полезного груза, что соответствует 2435 тыс. м³). Именно в это время Англия несла самые большие ежегодные потери. Решить данную проблему помогло бы создание авианосцев, однако острая нехватка

ресурсов в стране, особенно стали, необходимой для постройки кораблей, заставила учёных и инженеров искать доступные материалы.

Идея

Согласно архивным источникам [7], правительства союзников ещё во время войны изучали возможность строительства военных кораблей из льда. Лорд Луис Маунтбеттен, глава «Объединённых операций» британской организации, отвечающей за развитие наступательного вооружения, смог добиться рассмотрения данной идеи на межгосударственном уровне. За год до этого британский инженер Джеффри Пайк (фото) предложил возвести авианосец из льда вместо стали, который можно было бы использовать в качестве транспортного средства. Основа идеи была высказана начальнику, лорду Маунтбеттену, и состояла в использовании льда как стратегического материала. Было предложено отбуксировать в Центральную Атлантику какой-нибудь айсберг или большие льдины для использования их в качестве авиабазы. «В конце 1942 года британское адмиралтейство выдало заказ на разработку эскизного проекта авианосца для противовоздушного и противолодочного прикрытия союзнических атлантических конвоев» [3]. После того, как морское ведомство Великобритании выделило финансовые средства, Пайк приступил к воплощению идеи.

Первоначально речь шла о простом «спиливании» вершущек айсбергов, оснащении их двигателями, системами связи и направлении в зону боевых действий с группой самолётов на борту. Новая идея проверялась Национальным исследовательским советом (НИС) Канады и британским правительством, которые начали совместный секретный проект.

Первая цель практических исследований — определение прочности плавучих льдин и длительности их нахождения в Атлантике. Установили, что природные айсберги непригодны, так как основная их часть находится под водой, а для устройства взлётно-посадочной полосы необходима значительная открытая поверхность. Известно, что осадка (погружённость) для плавучих «пресных льдов составляет около 9/10, а для морских — до 5/6 их толщины» [1]. Столовые



Джеффри Пайк, предложивший построить авианосец из льда [8]
Geoffrey Pyke who proposed to build an aircraft carrier from ice [8]

ледяные горы подходящей конфигурации — исключительная редкость, к тому же их транспортировка представляет собой довольно трудоёмкий процесс. Льдины из Северного Ледовитого океана, как правило, слишком тонкие, отличаются высокой скоростью таяния и недостаточной прочностью.

Исследования доказали, что «обычный» лёд очень непрочен при растяжении, в нём легко распространяются трещины и — что хуже всего — его прочность очень непостоянна, поэтому разбомбить или торпедировать айсберг не составило бы никакого труда. Чтобы создать на айсберге авиабазу, он должен быть настолько большим, чтобы по длине на нём вместились, по крайней мере, две атлантические волны; во время шторма их бывает примерно 5–6 на милю. В этом случае, как показывали результаты расчётов, он сломается как балка при изгибе [2]. Таким образом, лёд в его естественном виде был абсолютно непригоден для реализации в любой форме инженерии, поэтому от проекта почти отказались, пока не усовершенствовали идею использования упрочнённого льда. По обе стороны Атлантики проводили различные эксперименты с целью увеличения прочности льда, а также уменьшения его хрупкости и улучшения пластических свойств. С инженерной точки зрения научных знаний о свойствах льда было совершенно недостаточно.

Эксперименты

Продолжение дальнейших исследований потребовало объединения учёных и инженеров в консультативную группу, которая установила, что эксперименты невозможно провести в необходимых масштабах в условиях умеренного климата. Помощь в решении этого вопроса оказало правительство Канады, способствовавшее развитию исследований в течение нескольких зимних месяцев на своей территории под руководством д-ра Ч.Дж. Маккензи — президента Национального научно-исследовательского совета Канады.

Первый этап экспериментов по армированию льда был аналогичен изготовлению железобетона. Испытания проводились на оз. Луиза с использованием деревянных балок до 12 м в длину (40 футов), однако удовлетворительных результатов получено не было. Установлено, что данный тип армирования значительно уменьшал склонность льда к образованию трещин под действием напряжений, но, несмотря на это, предел прочности в армирующем материале оставался значительно больше, чем у льда.

Затем последовали испытания, известные как «микроармирование», представляющие собой замораживание воды с каким-нибудь твёрдым наполнителем [6]. Прорыв наступил после того, как в начале 1943 г. два американских учёных Герман Фрэнсис Марк (Herman Francis Mark) (его ученик, также участвовавший в проекте, биохимик М.Ф. Перуц, стал в 1962 г. Нобелевским лауреатом по химии) и его помощник Вальтер Хоэнштайн (Walter P. Hohenstein) изобрели сверхпрочный лёд. Они обнаружили, что самый лучший результат даёт смесь пресной воды с хлопковой ватой или целлюлозой (т.е. сырьё для изготовления газетной бумаги), составляющей около 14%. Полученную массу замораживали в единый блок. Этот льдокомпонитный материал получил название пайкерит (rykrete) (в России известен также как пайкрит, пикрит). Лёд, упрочнённый такими волокнами, был похож на бетон, усиленный стальной проволокой, и соответствовал необходимым требованиям по твёрдости для осуществления проекта под названием «Habbakuk» (вместо «Habakkuk» — неправильное написание библейского имени, что на русском языке соответствовало бы «Авак-кум», вместо правильного «Аввакум»).

Открытие ингредиентов строительной смеси стало основой разработки надёжной конструкции, способной противостоять волне длиной 300 м и высотой 15 м. Предложенные параметры волн — редкие в естественных условиях океана. Также на основании опытов были рассмотрены возможности запаса прочности и высоты надводной части льда, позволяющие совершать полёты в любую погоду. Выполненные эксперименты и расчёты показали, что требования могут быть удовлетворены только в случае строительства корабля-айсберга по принципу полой балки со стороны палубы и киля толщиной 15 м, способного выдержать повреждения от бомб и торпед. Ещё одно условие — разделение полой балки с помощью поперечных перегородок. Внутренняя конструкция представляла собой определённое пространство, отведённое под самолётные ангары, склады, мастерские, машинные, производственные и жилые помещения.

Одной из первых проблем при создании проекта «Аваккум» стал поиск территории, способной разместить огромную конструкцию. При этом местность должна была удовлетворять климатическим (наличию сильного холода), геологическим (глубина вблизи берега — 46 м), а также экономическим (легкодоступные поставки пульпы и энергии) условиям. С учётом всех перечисленных требований были выбраны следующие объекты: Корнер-Брук (Corner Brook) на о. Ньюфаундленд (Newfoundland) и порт Сеуен-Айлендс (Seven Islands Bay) в провинции Квебек, находящиеся вблизи крупных целлюлозных заводов субарктической области. Строительство планировали вести на больших деревянных плотках, заполненных 12 м твёрдого пайкерита, а затем объединённых для создания киля судна. Такую работу можно было вести на мелководье, в закрытой акватории. Для продвижения в более глубокие воды требовалось сконструировать борт и палубу, позволяющие держаться на поверхности воды [6].

На втором этапе планировалось создать модели для оценки дальнейшей работы над проектом. Проектируемая модель была построена на оз. Патриция (Patricia Lake) в провинции Альберта, Канада. Плиты льда и пайкерита расположили в деревянном каркасе (рис. 1). Конструкция предусматривала подачу холодного воздуха из морозильных аппаратов, проведённых вокруг плит



Рис. 1. Строительство опытной модели на оз. Патриция (Канада), 1943 г.
Фотография предоставлена Jasper Yellowhead Museum & Archives for the photograph
Fig. 1. Construction of the experimental model at Patricia Lake (Canada), 1943.
Photograph courtesy of Jasper Yellowhead Museum & Archives for the photograph

по трубам, что позволило успешно сохранить её замороженной в течение лета 1943 г. Корабль с остовом из деревянных балок, наполненный ледяными блоками пайкерита (стабилизированных небольшой холодильной установкой мощностью в одну лошадиную силу и сетью трубок, игравших роль несущего каркаса) «насчитывал 18,3 метра в длину, 9 с лишним метров в ширину и весил 1,1 тыс. тонн» [3]. Его создание заняло два месяца, участвовали 15 человек. Макет прошёл все испытания, и идея строительства подобных кораблей была признана состоятельной.

Конференция в г. Квебек

В августе 1943 г. высшие начальники генштабов собрались на свою первую встречу в канадском г. Квебек. На этой конференции Лорд Маунтбеттен продемонстрировал пайкерит и заявил, что данный материал позволит выиграть войну. В качестве доказательства в зал заседаний доставили два больших бруска, один был кристально прозрачным, другой — мутным. После этого он произвёл два выстрела из пистолета по каждому из них. «Обычный ледяной куб разлетелся на мел-

кие кусочки, а от пайкерита пуля ricochetировала (куб остался цел), ранив одного из присутствующих. После такой наглядной демонстрации американцы согласились участвовать в проекте» [3].

Свойства пайкерита

«В то время как сама идея возникла в Англии, канадцы отвечали за проверку осуществимости и целесообразности использования льда в качестве кораблестроительного материала. Западная Канада была выбрана для испытаний по причине погодных условий и достаточного запаса холодного строительного материала. Амбициозное сотрудничество включало британское правительство и учёных; национальные парки Джаспер и Банф; университеты Альберты и Саскачевана; и персонал НИС на западе и в Оттаве» [9].

Была разработана концепция, которая заключалась в использовании армированного льда для постройки «кораблей-айсбергов»: дешёвых, практически непотопляемых и устойчивых к атакам. Добавление обычной сырой бумажной массы к воде перед замораживанием резко улучшало свойства льда и делало его более стабильным.

Лёд, полученный из этого «коктейля», оказался намного прочнее обычного. Замёрзшая вода представляла собой дешёвый и неограниченный ресурс. Смесь воды и целлюлозы замерзала быстрее, чем обычный лёд, медленнее таяла и имела большую плавучесть. Пайкерит можно было легко производить и обрабатывать, он был невероятно дешёв в производстве. В результате образовывалось жёсткое, слегка пластичное твёрдое тело, которое можно было обрабатывать как дерево, но при этом была возможность плавить его, подобно металлу, «отливая» любую необходимую форму. При погружении в воду опилки разбухали и образовывали изолирующую оболочку, которая защищала конструкцию от дальнейшего таяния.

При атаке противника авианосец можно было легко отремонтировать прямо в море при помощи заморозки забортной воды. Ремонт и заправка авианосца должны были проходить в металлических многоэтажных ангарах, вмороженных в ледовый массив. Создание армированной структуры льда и покрытие его изолирующим слоем способствовали значительному уменьшению эффекта плавления от длительного нахождения при положительных температурах атмосферного воздуха и воды. Кроме того, с помощью средств армирования достигались уменьшение хрупкости льда (особенно при внезапном ударе) и улучшение пластических свойств при длительных устойчивых напряжениях.

Тестовые испытания многослойного пайкерита показали, что он весьма устойчив к поражениям, которые можно ожидать от воздействия современных вооружений. Предполагали, что такой авианосец станет практически непотопляемым, так как целый град бомб и торпед не сможет разбить крупный айсберг на куски, а лишь оставит на нём выбоины. Многочисленные опыты доказали, что свойство бомбоустойчивости в 2,5 раза меньше, чем у самого прочного железобетона, в то время как торпеда, могла бы, вероятно, сделать в конструкции кратер диаметром 6 м, но глубиной не более 1 м. На стадии проектирования стало очевидно, что такие повреждения можно легко исправить путём повторного замораживания, если включить в проект достаточное количество холодильного оборудования. Таяние такого «корпуса» не стало бы проблемой в операции, которая могла занять считанные дни или недели, к тому же — замед-

Характеристики различных материалов

Механические свойства	Бетон	Лёд	Пайкерит*
		при –15 °С	
Предел прочности на сжатие, МПа	17,240	3,447	7,584
Предел прочности на разрыв, МПа	1,724	1,103	4,826
Плотность, кг/м ³	2500	910	980

* 14% сухой древесной пульпы и 86% пресной воды (соотношение 6/1 по массе).

лить его можно было с помощью мощных холодильных установок.

Требования проекта предусматривали способность работать значительное время не только в зонах с умеренным климатом, но и в тёплом морском течении Гольфстрима. Слой древесной пульпы выступал в качестве внешней оболочки ледяного блока, который мешал тёплой воде достигать поверхности льда; кроме того, в структуре пайкерита были установлены холодильные трубы большой ёмкости. В сентябре 1943 г. существовала следующая таблица характеристик для изготовления небольших судов из пайкерита (таблица) [7]. «Хотя пайкерит обладает общеизвестными свойствами для ледового инжиниринга, его нелегко производить даже в арктических условиях. Древесную массу и воду смешивают до однородной консистенции, прокатывая на твёрдой поверхности до получения слоя толщиной 0,95 см, затем полученный состав замораживают холодным воздухом» [6].

Проблемы и трудности проекта

Противники проекта утверждали, что для удерживания такого огромного судна на курсе необходимы рулевое устройство огромных размеров и судовые машины невиданной мощности. Не ясно было, как ко льду будут крепиться турбины и руль. Специалисты посчитали, что трудовые и денежные затраты делали такие корабли нерентабельными, несмотря на кажущуюся бесплатность льда. К тому же, для целлюлозного наполнения блоков пайкерита, в случае строительства целого флота подобных авианосцев, о чём военные так увлечённо говорили вначале, требовалось срубить очень много канадского леса.

Как и любая конструкция из льда, пайкерит выглядел твёрдым, но фактически по-

степенно терял прочность. Характеризуясь определённой текучестью, он начинал медленно прогибаться под действием собственной массы, если не выдерживалась температура -16°C (3°F), необходимая для прекращения этого процесса. Говоря о долговечности материала, отметим, что «пайкерит имел скорость ползучести при статической нагрузке 0,69 МПа (100 фунтов на квадратный дюйм (psi)) 2% в год при температуре -15°C (5°F) и 7% в год при $-2,8^{\circ}\text{C}$ (27°F)» [6]. Помимо того, что корабль должен был иметь собственную холодильную установку со сложной системой каналов, для компенсации пластических свойств и текучести требовались стальная арматура и увеличение изолирующей оболочки вокруг поверхности ледового судна, «его корпус надо было намораживать на мощный стальной каркас, пронизанный тысячами километров трубок холодильных машин. Работы такого масштаба требовали тщательной многолетней подготовки» [4].

После решения данных проблем масса, размер и стоимость корабля также выросли. И хотя учёные НИС спешили завершить свои исследования до конца зимы 1943 г., выполнив крупномасштабные испытания, канадские инженеры-судостроители и руководство проекта сделали заключение, что ни одно судно проекта «Аваккум» не будет готово в 1944 г.

Окончательные размеры

Согласно инженерным расчётам Д. Пайка, авианосец проекта «Аваккум» должен быть примерно 610 м длиной (2000 футов), 90 м шириной (300 футов) и 60 м высотой (200 футов) с водоизмещением приблизительно 2 млн т (рис. 2), что почти в 40 раз превышало массу знаменитого «Титаника». Самолеты планировали разместить в металлических ангарах по типу этажерки во внутренних помещениях. В случае необходимости они поднимались на взлётно-посадочную полосу с помощью специальных лифтов. Для создания «Аваккума» требовалось более 280 тыс. блоков пайкерита толщиной 12,2 м (40 футов) и общей массой 1 млн 700 тыс. т. В эту конструкцию входили ангара для мастерских, самолётов и машинных отделений, а также взлётно-посадочная полоса необходимой длины, обеспе-

чивающая работу разных видов морской авиации и средних бомбардировщиков, которые предназначены для работы с береговых баз. Это судно изо льда было разработано, чтобы на нём действовало 200 истребителей «Спитфайр» («Spitfire») или 100 бомбардировщиков «Москит» («Mosquito»). Предположительно штатный состав — 374 офицера и более 3200 унтер-офицеров и рядовых.

Движение винтовых установок обеспечивали приводы электродвигателя. 26 отдельных внешних моторных гондол, вмороженных в борта «Аваккума», должны были давать скорость семь узлов всему этому сооружению. Обычная силовая установка могла выделить слишком много тепла, поэтому от неё отказались. В десяти водонепроницаемых отсеках могли разместиться самолёты, топливо, силовые установки, боеприпасы и экипаж. По бортам уникального авианосца-айсберга планировалось разместить тридцать два 114-миллиметровых универсальных орудия в двухорудийных башнях и двенадцать 40-миллиметровых многоствольных зенитных автоматов «Бофорс» [3].

В начале лета 1943 г. требования к судну повысились: оно должно было иметь возможность плыть больше 10 тыс. км и выдерживать самые большие океанские волны. Адмиралтейство потребовало, чтобы корабль имел противоторпедную защиту, т.е. толщина корпуса должна быть не менее 12 м. Флотские авиаторы считали, что корабль должен принимать тяжёлые бомбардировщики, для которых требовалось создание палубы длиной 610 м. Первоначально предполагали, что судно будет управляться путём изменения скорости электродвигателей, расположенных с обеих сторон, но Королевский флот решил, что необходим именно руль. Однако проблема установки и управления рулём высотой более 30 м так и не была решена. Морские инженеры предложили три альтернативных версии оригинальной концепции. Проекты обсуждались на встрече с начальниками штабов в августе 1943 г.

Окончательный вариант авианосца проекта «Аваккум» предлагал его массу в 2,2 млн т. Бортовая система охлаждения должна была поддерживать корпус замороженным за счёт ряда охлаждающих каналов в ледяных глыбах (рис. 3). Корабль проекта «Аваккум» мог быть гораздо

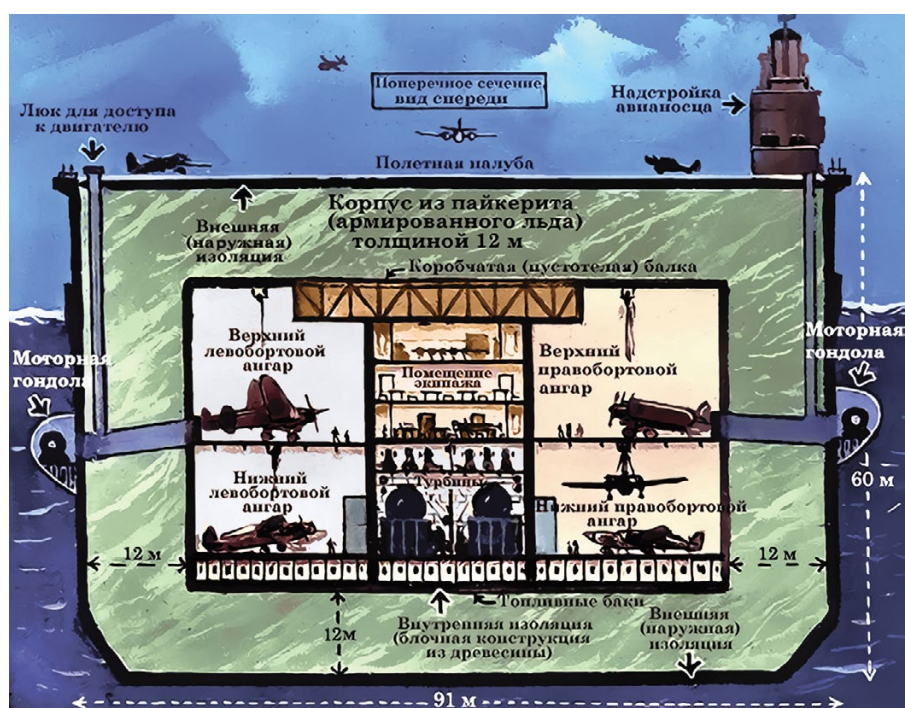


Рис. 2. Поперечное сечение корабля проекта «Аваккум».
Изображение создано авторами на основе чертежа, представленного в [8]
Fig. 2. The cross section of the ship project «Habbakuk».
The image created by the authors based on the drawing presented in [8]

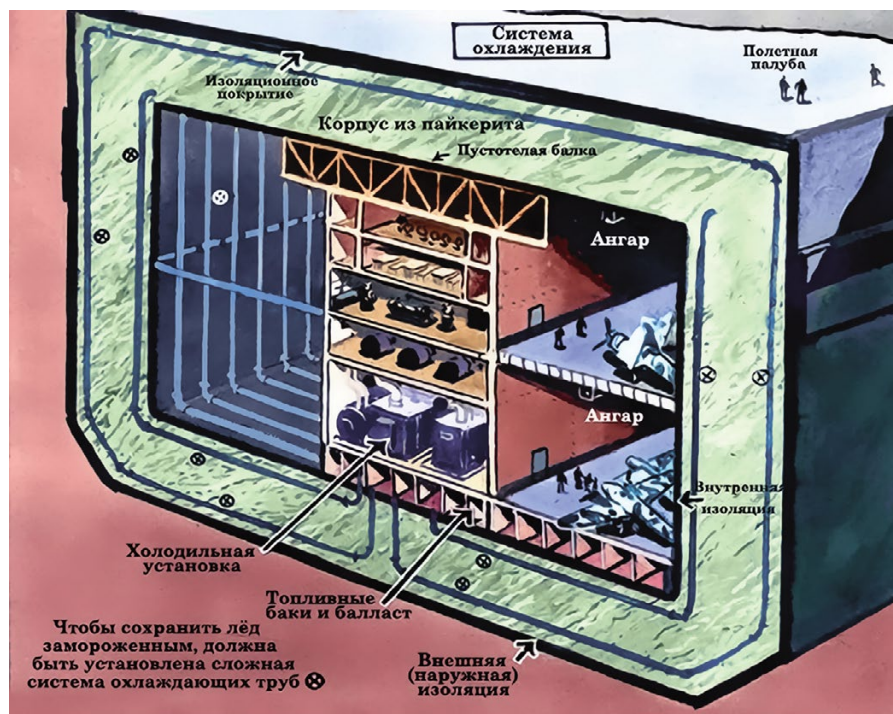


Рис. 3. Поперечное сечение корабля проекта «Аваккум» с указанием системы охлаждения.
Изображение создано авторами на основе чертежа, представленного в [8]
Fig. 3. The cross section of the ship project «Habbakuk» with indication system of refrigeration.
The image created by the authors based on the drawing presented in [8]



Рис. 4. Примерно так мог бы выглядеть авианосец из льда [8]

Fig. 4. Ice Aircraft carrier may have looked something like this [8]

больше, чем любой другой военный корабль Второй мировой войны, и даже больше, чем авианосцы типа «Нимиц» — крупнейшие военные корабли из существующих на сегодняшний день. Приведём основные характеристики авианосца проекта «Аваккум».

Размеры (длина × ширина × высота), м	610 × 90 × 60
Водоизмещение (количество воды, Вытесненной подводной частью корпуса корабля)	1,8÷2 млн т
Мощность	33 тыс. л.с. (25 тыс. кВт)
Скорость хода	7 узлов (13 км/ч)
Экипаж	3590 человек
Двигатели	26 электродвигателей (по 13 с каждой стороны)
Расход топлива	120 т/сутки
Запас хода	11 тыс. км (7000 миль)

Прекращение проекта

К сожалению, огромный корабль-айсберг проекта «Аваккум» (рис. 4) так и не был построен. К тому времени, когда все тестовые проекты были проведены и усовершенствованы с учётом всех имеющихся знаний, произошёл исторический поворот событий. Подводные лодки по-

терпели поражение, от которого они никогда не смогли бы полностью восстановиться. После успешного вторжения в Северную Африку было решено, что окончательное наступление на европейские крепости следует вести через Английский Канал (Ла-Манш) с Соединенного Королевства, выступающего в качестве «гигантского авианосца ВВС», который в течение уже нескольких месяцев использовали для поддержания возрастающего перевеса над Люфтваффе.

В том же 1943 г. проект «Аваккум» начал терять приоритет, и причин этому было несколько. Во-первых, существовал дефицит стали, которая требовалась, как минимум, для труб холодильных установок. Во-вторых, 24 марта 1943 г. американскими войсками была построена и открыта авиабаза Микс Филд (Meeks Field) в Исландии, а в октябре 1943 г. Португалия разрешила западным державам развернуть морскую и воздушную базы на Азорских островах, что позволило решить вопрос о безопасности передвижения в Атлантике. В-третьих, промышленность союзников освоила выпуск недорогих эскортных авианосцев, которые также отправляли в воды Атлантики (до марта 1943 г. союзники ещё не имели ни одного эскортного авианосца для действий в центре Атлантики). В-четвёртых, над Атлантикой начала патрулировать британ-

ская палубная авиация, которая получила на вооружение топливные баки с большей ёмкостью, позволяющей значительно увеличить радиус и время действия противолодочной авиации. В это же время стали успешно проводить проекты перехвата и декодирования связи между подводными лодками. Необходимость в использовании ледовых судов отпадала. Есть сведения, что построенный в Канаде прототип авианосца растаял в течение трёх лет. Деревянные и металлические останки «Аваккума» опустились на дно оз. Патриция, где в 1970-х годах их нашли и изучили аквалангисты.

В декабре 1943 — январе 1944 г. в связи с историческими событиями, экономическими и техническими сложностями, а также из-за большой трудоёмкости от проекта «Аваккум» окончательно отказались.

Выводы

Сегодня многие специалисты полагают, что эта затея была безумием, но есть и немало тех, кто считает её не только оригинальной, но и вполне разумной технической идеей. Ледяной авианосец не был построен, выполненным работам и исследованиям не нашлось места во время войны, а после неё о чудо-материале, как и о многих других альтернативных разработках военного времени, забыли, отдав предпочтение традиционным технологиям. Изобретение Джеффри Пайка и весь проект «Аваккум» подтвердили свою пригодность и боеспособность во множестве испытаний, но всё же не нашли применения. Итог — выполнены важные исследования (свойств льда и разработки пайкерита), которые полезны и сегодня. Возможно, когда-нибудь в акваториях, расположенных южнее Полярного круга, будут плыть корабли, построенные из льда и опилок.

Никто не пытался построить корабль из льда со времён «Аваккума», так как в мирное время построение таких кораблей не может быть конкурентноспособной идеей, в частности из-за

технических возможностей современных самолётов. Однако это не означает, что у ледового инжиниринга нет будущего в тех частях мира, где природа сама служит средством, обеспечивающим замораживание несколько месяцев в год. Дальнейшее изучение и использование известных технологий может привести к революции в инженерной практике в арктических и субарктических регионах. Иногда идеи, которые ранее оканчивались ничем, воплощаются позже с большим успехом, и примером здесь может быть проект «Дом из пайкерита» [10].

Лёд представляет собой прочный, дешёвый и весьма распространённый в природе материал. Можно полагать, что при дальнейшем освоении ресурсов Севера нашей страны этот материал найдёт широкое применение в строительстве, горном деле и нефтегазовой отрасли, ведь всего лишь заморозив опилки или бумагу с водой, можно получить материал с прочностью бетона, который не тонет в воде и при этом очень медленно тает.

Литература

1. Безруков Ю.Ф. Океанология: Ч. I. Симферополь: Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского, 2006. 136 с.
2. Гордон Дж. Почему мы не проваливаемся сквозь пол. М.: Мир, 1971. 174 с.
3. Кириленко О. «Аввакум» британский авианосец из льда и опилок // Волонтер. 2005. № 4 (36). С. 50—51.
4. Санников В. Айсберг для Черчилля // Дискавери. 2014. № 4 (63). С. 114—117.
5. Falscher Prophet // Der Spiegel. 1989. № 19. P. 240.
6. Icebergs as Ships // The Engineer. 1946. June 7. P. 517—518.
7. Inventions and Suggestions (59): Proposals and inventions of Mr Geoffrey Pyke; gravity propelled ball bomb, pykrete and power driven rivers; ADM 1/15677, The National Archives (United Kingdom), Kew.
8. <http://www.dailymail.co.uk/news/article-2725467/Mad-genius-tried-beat-Hitler-warships-ice.html>
9. <http://www.nrc-cnrc.gc.ca/eng/achievements/highlights/2005/alberta.html> (информация с сайта Национального исследовательского совета Канады)
10. <http://www.pykretedome.com/#!/information-ru/>

Критика и библиография

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-128-130

Ледниковая трагедия

О книге В.М. Котлякова, О.В. Рототаевой, Г.А. Носенко, Л.В. Десинова, Н.И. Осокина, Р.А. Чернова «Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше». М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с.

Glacial tragedy

Review by Yu.V. Efremov on the book written by V.M. Kotlyakov, O.V. Rototaeva, G.A. Nosenko, L.V. Desinov, N.I. Osokin, R.A. Chernov «Karmadon catastrophe: what happened and what we should wait for in future». Moscow: Publishing House «Kodeks», 2014. 184 p.

О Кармадонской катастрофе 2002 г. в Северной Осетии, унёсшей жизни более ста двадцати человек и вызвавшей значительные разрушения в долине р. Геналдон, известно не только в России, но и во всём мире. Однако до сих пор самые разные специалисты обсуждают не только причины и механизмы уникального природного явления, но и возможности новых катастрофических проявлений в районе ледника Колка. Было высказано немало гипотез о причинах катастрофы невиданных масштабов — выбросе ледника целиком из своего ложа и образовании гигантского ледово-каменного селя, пронёсшегося по долине на 16 км. За последние годы опубликовано много работ и проведено более десятка конференций, посвящённых Кармадонской катастрофе.

Логическим завершением многолетних дискуссий стала новая коллективная работа, посвящённая грозным событиям 2002 г. Эта книга была создана при финансовой поддержке Русского географического общества. Необходимость её издания авторы обосновывают во Введении, аргументируя коварность и непредсказуемую природную опасность высокогорной нивально-гляциальной зоны Кавказа, изобилующей активными ледниками, некоторые из которых способны к внезапным продвижениям своих концов. Авторы книги, в разные годы участвовавшие в исследованиях ледника Колка, рассказывают обо всех необычных событиях на этом леднике с начала XX в. до настоящего времени.

В главе «Взгляд в прошлое ледника Колка» подробно описаны строение этого ледника и

его географическое положение. Такие сведения дают представление о сложной морфологии ледника и его предрасположенности к внезапным подвижкам. Анализируются последствия подвижки ледника Колка в 1902 г. — Геналдонской катастрофы, а также приводятся сведения о более ранних событиях. Этот ледник посещали многие известные исследователи Кавказа. Окрестности ледника популярны среди местных жителей ещё с конца XIX в., поскольку здесь находятся горячие минеральные источники.

Сведения о буйном характере ледника Колка приводили пастухи и горцы, жившие в долине р. Геналдон. Они, как и многие учёные, анализировавшие причины катастрофы 1902 г., считали, что она была результатом обвала висячих ледников на крутом северном склоне ущелья Колка. Тогда, одни исследователи полагали, что первопричина обвалов — Шемахинское землетрясение 13 февраля 1902 г., другие выдвигали чисто метеорологическую причину — сильное таяние ледника в июне 1902 г. По мнению авторов книги, наиболее вероятно, что событие 1902 г. началось с подвижки пульсирующего ледника, затем произошёл резкий переход к катастрофическому выбросу льда, который был вызван, вероятно, другими причинами, сходными с 2002 г.

В этой главе подробно анализируется работа экспедиции Института географии АН СССР по изучению подвижки ледника Колка в 1969 г., который продвинулся вниз по долине на 4800 м. Экспедиция работала здесь почти 10 лет, исследованиями успешно руководил К.П. Рототаев.

Большое внимание тогда было уделено не только леднику, но и долине р. Геналдон, в которой по геоморфологическим признакам обнаружены следы старого и очень крупного выброса льда, сохранившиеся перед выходом долины в Кармадонскую котловину, а также остатки мощного селя, прорвавшего эту плотину.

Центральное место в монографии занимает обширная глава «Кармадонская катастрофа 2002 г.». В ней детально описываются события, связанные с ледниковой трагедией, и даётся оценка масштабов случившейся катастрофы. Особый акцент делается на выяснение ряда факторов, сочетание которых привело к катастрофическому нарушению равновесия в цирке ледника Колка осенью 2002 г. Рассматриваются несколько версий трагических природных событий. Одна из них связана с накоплением больших масс воды под ледником. В результате полевых работ гляциологического отряда Института географии РАН в июне 2003 г. были найдены доказательства большого количества воды в сошедшем ледово-каменном селе. Об этом говорил характер нарушений и отложений, оставленных на бортах цирка и на разделяющем ледники моренном массиве. Следы выплеска воды хорошо заметны также на языке ледника Майли и правом борту его долины.

Большой интерес у исследователей вызывает роль климатического фактора в накоплении воды. В этом разделе авторы монографии пытаются понять, почему под телом ледника образовалось так много воды. Было высказано мнение, что одна из причин накопления воды в ледниковом бассейне связана с климатическими условиями — увеличением осадков, а также аномальным таянием льда и снега в высокогорной зоне Кавказа в последние годы, что вызвано высокими температурами воздуха. Анализ основных метеорологических показателей в Казбек-Джигарайском районе за вековой период и за последние восемь лет перед катастрофой 2002 г. подтвердил предположение о значительном накоплении воды в теле ледника. Однако, по мнению авторов, всего этого недостаточно для подобной резкой реакции ледника. Поэтому рассматривалась другая причина — проявление вулканической деятельности в рассматриваемом районе Казбека. В пробах воды и остатков льда, отобранных авторами книги весной 2003 г. на

днище опустевшего цирка, содержание сульфатов было в 10–15 раз больше фоновых значений в находящемся рядом свежем лавинном снеге.

Яркое свидетельство проявления вулканической активности — наличие горячих Кармадонских источников близ ледника, температура в которых достигает 42–51 °С. На основе целого ряда признаков, обнаруженных геологами и геофизиками в районе ледника Колка, в том числе тепловой аномалии под ледником, авторы делают вывод, что проявление новой активности Казбекского вулканического центра — один из решающих факторов, подготовивших катастрофический сход ледника Колка.

В следующем разделе рассказывается об активизации тектонических процессов в последние годы и землетрясений летом 2002 г. Некоторые исследователи (В.Д. Панов, Э.В. Запороженко, В.В. Поповнин и др.) считали крупный обвал на северном склоне горы Джигарай-Хох «вполне достоверно установленной причиной произошедшей катастрофы». Однако на фотоснимках гребня в зоне обвалов до катастрофы и после неё хорошо видны выходы фумарол, что также указывает на тепловое воздействие на склон с висячими полями льда. Вулканический фактор, как и землетрясения, спровоцировал длительные обвалы льда и камней на ледник. Вместе с тем авторы рецензируемой книги считают, что не следует переоценивать роль тектонических процессов и землетрясений. Тектонический фактор и сейсмические процессы в этом районе существовали и ранее, но их активизация, вероятно, сыграла свою роль в событии 2002 г. Таким образом, причина катастрофы — многоплановая и возможно сочетание ряда факторов, которые вызвали сначала обвалы льда, но решающим было накопление в недрах под ледником вулканических газов, что привело к взрыву огромной силы, разрушившему ледник, с высвобождением большой массы воды, содержащейся под ним.

Глава «Изменения в районе катастрофы в 2003–2014 гг.» содержит несколько разделов: «Процессы восстановления ледника Колка», «Вулканические проявления после катастрофы», «Состояние фронта ледника Майли» и «Изменения в районе Кармадонской котловины». Каждый из этих разделов содержит интересные факты деградации ледниковой массы в долине р. Геналдон, а также формирования но-

вого ледника Колка, который быстро накапливает ледовую массу.

Отметим хорошо организованные полевые работы — гляциологические экспедиции Института географии РАН. Усилиями гляциологов восстановлены события с момента образования ледниковой лавины, обрушившейся в долину р. Геналдон, и установлены причины обвалов льда со склонов цирка, т.е. вполне очевидно-го разогрева скального основания висячих ледников в результате фумарольной деятельности. В течение 12 лет сотрудники экспедиций следили за возрождением нового ледника в пустом цирке. В наше время это такое же уникальное явление, как и сама катастрофа.

Значительное место занимает анализ современного состояния ледника Майли, а также Кармадонской котловины, где за эти годы практически растаял гигантский завал, образованный перемещённой сюда массой ледника Колка, выброшенной из цирка.

Логическим завершением монографии служит глава «Подвижки ледников на Северном Кавказе». Здесь авторы книги рассматривают опасность ледников с неустойчивым динамическим режимом. Они отмечают, что систематические наблюдения за пульсирующими ледниками не проводились, хотя в литературе сведения о них есть. Таких ледников на Большом Кавказе немного, но каждый из них в определённый промежуток времени проявлял свой «буйный характер». И самый активный среди них — пуль-

сирующий ледник Колка. Активизация вулканогенных процессов проявилась совсем недавно и в другом районе — в верховьях р. Терек. В книге описывается обвал в области питания правой ветви Девдоракского ледника, произошедший 17 мая 2014 г. Главная причина этого необычного явления — тепловые аномалии на вулкане Казбек, вызвавшие повышение температуры горных пород на высотах более 4000 м.

В Заключении отмечаются основные результаты многочисленных исследований, связанных с трагическими событиями в Северной Осетии. Говорится и о возможности новой катастрофы в случае активизации вулкана Казбек. Как считают авторы книги, для смягчения риска и ущерба от нового природного катаклизма необходимо организовать постоянный мониторинг ледников, расположенных на склонах вулканического массива.

Книга «Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше» вызвала большой интерес не только среди специалистов, но и у широкого круга читателей, интересующихся горными опасностями на Большом Кавказе. Монография проиллюстрирована многочисленными яркими фотографиями и хорошо читаемыми схемами. Следует поблагодарить авторский коллектив за такую интересную книгу и особо отметить роль Русского географического общества, вносящего важный и зримый вклад в познание природы нашего Отечества.

Доктор географических наук, профессор Ю.В. Ефремов

Обзоры и хроника

doi:10.15356/2076-6734-2016-1-131-134

Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований: 11-я конференция в Сочи

М.Ю. Москалевский
Институт географии РАН, Москва

Current trends of natural processes in Polar Regions of the Earth and prospects for the Russian polar research: The 11th conference in Sochi

M.Yu. Moskalevsky
Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

On 5–7 October 2015 the All-Russian scientific conference «Results and prospects of studying natural environment in the Russian Arctic and other polar regions» was held in Sochi (south Russia). The conference was attended by about 80 scientists from different organizations of Russia. The reports presented the results of investigations performed during the last years. This review summarizes the main ideas and results of research in the field of glaciology and permafrost studies of the Arctic.

5–7 октября 2015 г. в Сочи была проведена Всероссийская научная конференция «Итоги и перспективы изучения природной среды Российской Арктики и других полярных областей». В конференции приняли участие около 80 учёных из разных организаций России. В докладах были представлены результаты работ последних лет. В настоящем обзоре кратко излагаются основные идеи и результаты исследований в области гляциологии и геокриологии Арктики.

Полярные океаны и морские льды. Палеоклиматические данные свидетельствуют, что во время тёплых интервалов плейстоцена (межледниковий и межстадиалов) площадь морских льдов и их толщина в Арктическом бассейне могли существенно сокращаться. История образования устойчивого ледяного покрова в Арктическом бассейне непосредственно связана с кайнозойским похолоданием. Вопрос о начале его образования остаётся предметом дискуссии, существует мнение, что морские льды в Арктике могли образоваться уже около 10 млн лет назад, практически одновременно с началом горного оледенения в Северном полушарии. В связи с быстрым сокращением морского льда в Арктическом бассейне и оледенения Гренландии вопрос об устойчивом состоянии морских льдов становится ключевым для прогноза будущего глобального климата (*И.И. Борзенкова, Государственный гидрологический институт*).

На основе спутниковых данных о концентрации морских льдов в Арктическом бассейне с 1980 г. получены оценки продолжительно-

сти навигационного периода Северного морского пути. В сопоставлении со спутниковыми данными рассмотрены возможности современных климатических моделей воспроизводить современный режим морских льдов в Арктике. Оценены перспективы Северного морского пути в XXI в. на основе ансамблевых модельных расчётов в рамках международного проекта CMIP5 (*И.И. Мохов, Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН*).

Современные климатические модели воспроизводят наблюдаемое сокращение площади арктических морских льдов в последние десятилетия в экспериментах с антропогенным воздействием на климат, что указывает на возможность прогнозирования будущих изменений. При этом модельные результаты характеризуются существенной неопределённостью и ошибками воспроизведения региональных особенностей как среднего состояния, так и эволюции морских льдов (*В.А. Семенов, Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Институт географии РАН*).

Практика работ на шельфе арктических морей сталкивается с необходимостью создания методов управления движениями и структурой ледяного покрова в локальном и региональном масштабах. При движении ледяного покрова в сходящемся канале (проливе) сопротивление смещению льда возникает вследствие арокного эффекта при опоре массы льда на берега канала. Другой пример относится к модели возникновения заторов в протяжённом канале при движении плавучего льда. Приведённые примеры показывают изменчивость структуры, напряжённого состояния и параметров движения ледяного покрова при вариации граничных условий и нагрузок. Создавая необходимую комбинацию этих факторов искусственно, можно корректировать состояние ледяного покрова, уменьшая опасность его влияния на инженерные сооружения на шельфе (*Н.М. Осипенко, Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН*).

Ледники и снежный покров. Изменение высот поверхности центральной части Антарктического ледникового покрова при скорости его движения порядка 20 см/год определяется главным образом метелевым переносом снега. Этот нестационарный процесс характеризуется широким спектром пространственных частот в диапазоне $1,4\text{--}22,5\text{ км}^{-1}$. Изменения высот вертикального профиля проявляют фрактальные свойства с масштабным самоподобием на отдельных участках длиной до 70 км. Вейвлетное преобразование пространственных частот, характеризующих метелевый перенос, показало, что фрактальный процесс не имеет характерных размеров и его поведение может рассматриваться как присущее Антарктическому ледниковому покрову (*Л.Н. Васильев, Институт географии РАН*).

По данным об изотопном составе ледяных кернов, добытых в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, расположенном между трассами Мирный – Восток и Прогресс – Восток, восстановлен ход изменения температуры воздуха и скорости снегонакопления за последние 350 лет. Установлено проявление малого ледникового периода, а также так называемого климатического сдвига 1970-х годов в исследуемом секторе Антарктиды. Проведённое исследование и применённый метод восстановления ряда температур по данным геохимических

анализов ледяных кернов показывают важность изучения нескольких кернов одновременно для получения достоверного регионального климатического сигнала по результатам анализа изотопного состава осадков с годовым разрешением (*А.А. Екайкин, ААН ИИ*).

Выполнены комплексные гляцио-георадарные исследования на морском льду у станции Молодёжная, а также в зоне трещин станций Мирный и Прогресс. Проводились инженерные изыскания для выбора места под строительство снежно-ледовой взлётно-посадочной полосы. Их цель состояла в выяснении возможностей георадарного профилирования, особенно применительно к вопросам изучения строения морского льда (*С.П. Поляков, ААН ИИ*).

Исследования химического состава образцов из шурфов и кернов мелких скважин вдоль линий тока льда, проходящих через южную и северную части оз. Восток, позволили выяснить, что максимумы скорости аккумуляции снега приходятся на северную и среднюю части озера, а минимум – на южную (район станции Восток) (*Л.П. Голобокова, Лимнологический институт СО РАН*).

По ледяным кернам из скважины со станции Восток выполнен анализ изменчивости общего газосодержания полярного льда, завершены изотопные, газовые и петроструктурные исследования кернов озёрного льда. Установлены причины высокого подъёма воды в скважине после первого вскрытия озера и определены меры, которые позволили обеспечить контролируемый подъём воды во время повторного вскрытия озера (*И.А. Алехина, ААН ИИ*).

В изотопном составе ледяных кернов, полученных в высокогорных областях Эльбруса и Казбека в 2004–2014 гг., ярко выражен сезонный сигнал, позволяющий выполнить их датировку путём подсчёта годовых слоёв. Рассчитаны среднегодовые и среднесезонные значения изотопного состава и скорости снегонакопления за период с 1870 по 2012 г. На изотопный состав осадков в тёплый период года влияет местная температура воздуха, а в холодный период – характер атмосферной циркуляции. Скорость снегонакопления коррелирует с количеством осадков во все сезоны, что позволило реконструировать количество осадков с 1870 г. (*А.В. Козачек, ААН ИИ*).

ААНИИ продолжал гляциологические наблюдения на «Ледовой базе мыс Баранова», расположенной в северо-западной части о. Большевик на Северной Земле. Весной и осенью 2014 и 2015 г. проведены снегомерные наблюдения, позволившие рассчитать баланс массы ледника Мушкетова. Оледенение малого ледникового периода широко распространено в пределах верхнего денудационного уровня о. Большевик, выводные ледники достигали подножия верхней поверхности выравнивания и оставили много следов в рельефе долин внутренней части острова. Наиболее активно ледники наступали с XVII в. до начала XX столетия (Д.Ю. Большаков, ААНИИ).

Представлены результаты изучения моренных комплексов ледников Авачинской группы вулканов и реконструкция масштабов оледенения в малом ледниковом периоде. На основе данных лихенометрии и тефрохронологии на предпольях ледников обнаружены три разновозрастные генерации морен. Самая древняя из них, на предполье ледника Дитмара, относится к максимальной голоценовой стадии распространения оледенения, возраст которой для Восточной Камчатки составляет около 2000 лет (Т.М. Маневич, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН).

Проблема криосферы в изменяющемся климате вошла в число шести главных вызовов, определённых Всемирной программой исследования климата (ВПИК). Ключевые аспекты этих вызовов следующие: сезонные, межгодовые, внутривековые прогнозы и перспективные оценки полярного климата, а также роль криосферы в предсказуемости климата; понимание и установление причин модельных погрешностей, относящихся к криосфере; улучшение модельных описаний многолетней мерзлоты и поверхности суши в высоких широтах с особым вниманием к их роли в глобальном углеродном цикле; развитие моделирования ледниковых щитов с особым вниманием к роли их динамики в подъёме уровня Мирового океана (Т.В. Павлова, Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова).

Многолетняя мерзлота. По данным мерзлотно-геотермических исследований в среднем течении р. Большая Хета — левого притока р. Енисей, на территории Западно-Сибирской

низменности развиты нестационарные многолетнемёрзлые толщи с реликтовой мерзлотой. Высокоширотное положение территории, история её развития и региональные факторы определили практически сплошное распространение этой толщи (И.Е. Мисайлов, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН).

В 2014–2015 гг. Институт мерзлотоведения СО РАН исследовал формирование и деградацию многолетнемёрзлых пород под разветвлённой сетью водных артерий, пересекающих обширную дельту р. Лена. Выяснено широкое распространение под руслами многолетней мерзлоты и подрусловых многолетних и сезонных таликов (М.Н. Григорьев, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН).

Выполнена оценка современного состояния оледенения Колымского и Чукотского нагорий по космическим снимкам высокого разрешения и эволюции ледниковых систем в ближайшем будущем. Для определения параметров ледников использованы снимки высокого разрешения на август 2012 г., любезно предоставленные программой AMAP (Arctic Monitoring Assessment Program), а также LANDSAT-7 на этот же период, находящиеся в открытом доступе. В целом, тенденция очевидна — ледники уменьшились по сравнению с оценками конца 1980-х годов (М.Д. Ананичева, Институт географии РАН).

В 2014 г. проведены первые геокриологические исследования строения верхней части мёрзлых толщ в районе оз. Сохонто на Центральном Ямале. Выделено пять морских равнин, в разной степени переработанных геологическими процессами, том числе термокарстовыми. Полученные материалы свидетельствуют о неоднократной активизации и затухании процесса термокарста в позднем плейстоцене и голоцене (Е.А. Слагода, Институт криосферы Земли СО РАН).

Установлено, что на Центральном Ямале, где в 1989 г. происходил массовый сход криогенных оползней скольжения, с 2012 г. активно развиваются криогенные оползни течения по пластовым льдам с формированием термоцирков по берегам озёр. Активизация термоденудации, зафиксированная полевыми работами, послужила основой для калибровки методов мониторинга этого процесса с помо-

щью данных радарных интерферометрических измерений. На этой основе выявлен переход от преобладания процессов, связанных с формированием криогенных оползней скольжения, к процессам, обусловленным вытаиванием залежеобразующего льда из многолетнемёрзлых пород, что объясняется повышением температуры пород (*А.В. Хомутов, Институт криосферы Земли СО РАН*).

С целью создания целостной физической картины движения снега на горных склонах разработана теоретическая модель, отражающая количественную связь макро- и микросвойств льда. Физическое моделирование процессов, происходящих в снежном покрове, сопоставлено с результатами систематических исследований амплитудно-частотных спектров собственных колебаний в снеге (*В.П. Епифанов, Институт проблем механики имени А.Ю. Ишлинского РАН*).

На основе экспериментальных исследований температурного режима снега разной структуры и плотности в районе метеостанции Баренцбург на Западном Шпицбергене получены значения коэффициента эффективной теплопроводности снега разной структуры и плотности, свидетельствующие об одинаковой динамике коэффициента эффективной теплопроводности снега в режиме охлаждения и противоположной динамике при нагревании поверхности снега. В режиме охлаждения с ростом температуры снега значение коэффициента эффективной теплопроводности увеличивается, а с ростом температуры уменьшается (*Н.И. Осокин, Институт географии РАН*).

На конференции была одобрена концепция российских полярных исследований в свете подготовки Международной полярной партнёрской инициативы (приводится далее).

Перспективы российских полярных исследований в свете подготовки Международной полярной партнерской инициативы

Этот документ обсуждён и принят на полярных конференциях в Сочи в 2014 и 2015 г.

В настоящее время научные исследования Арктики и Антарктики относятся к приоритетным задачам социально-экономического развития Российской Федерации. Успешное выполнение названных работ требует преодоления межведомственных и межинститутских барьеров. Это особенно важно в связи с поддержкой Россией Международной полярной партнерской инициативы (МППИ). Эта инициатива способствует повышению эффективности научных исследований на международном и национальном уровнях. При подготовке концепции российских полярных исследований как вклада в МППИ следует принимать во внимание такие основополагающие документы, как «Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 года», «Стратегия развития деятельности Российской Федерации в Антарктике до 2020 года и на более отдаленную перспективу», «Морская доктрина Российской Федерации».

Необходимо также учесть и интересы Международного арктического научного комитета (МАНК), Научного комитета по антарктическим исследованиям (СКАР), Международного географического союза (МГС). При этом целесообразно создание Целевой группы по международному сотрудничеству в Арктике в рамках МГС (IGU). Ниже следует перечень основных задач полярных исследований, выполнение которых крайне важно в мировом и национальном аспектах.

1. Основные задачи научных исследований Арктики:

- оценить климатические изменения в Арктике и их роль в глобальном изменении климата, в планетарном круговороте углерода и подъеме уровня моря;
- определить причины более существенного изменения климата в Арктике (арктического усиления изменений климата), оценить роль атмосферных переносов энергии и обратных связей в арктическом усилении потепления, используя данные наблюдения, реанализ и численное моделирование (с использованием данных наблюдений, реанализа и численного моделирования);
- оценить предсказуемость изменений характеристик климата Арктики на межгодовом и

десятилетнем временных масштабах и развить методы долгосрочного прогноза изменения морского ледяного покрова на основе данных наблюдений и расчетов по региональным и глобальным моделям;

- оценить степень экстремальности погодных и климатических условий в арктических морях и на побережье, разработать методы прогноза (повторяемости) опасных гидрометеорологических явлений;

- оценить изменения концентрации метана и углекислого газа по измерениям на циркумполярных обсерваториях, судах и ледовых дрейфующих станциях, исследовать проблему закисления вод Северного Ледовитого океана;

- исследовать механизмы и изменчивость распространения слоя атлантических вод в Арктике;

- исследовать многолетнемерзлые породы шельфа и прибрежной зоны, оценить степень дестабилизации запасов метангидратов в осадочных породах на шельфе, что может вызвать выделение метана в водную толщу и в атмосферу;

- оценить современное состояние и дать прогноз развития природных процессов в криосфере Российской Арктики, в частности оценить современное состояние ледниковых куполов и ледников Арктики и Субарктики и оценить их эволюцию в XXI веке;

- определить параметры изменения внутренней структуры (гидротермического состояния) ледников Российской Арктики с помощью повторных радиолокационных съёмок и измерений в скважинах, оценить интенсивность взаимодействия ледников с морской водой на островах Российской Арктики и образование айсбергов;

- оценить геоэкологическое состояние, изменение структуры ландшафтов и биологического потенциала криолитозоны в условиях меняющегося климата и техногенной нагрузки;

- дать прогноз развития криолитозоны при разных сценариях изменения климата и развития техногенной нагрузки; оценить роль криогенных склоновых и береговых процессов в формировании природно-техногенных систем, оценить влияние моря на криогенные геосистемы и экосистемы в дельтах крупных рек Российской Арктики;

- изучить гидрологический режим северных рек и озёр, включая оценки изменения стока рек и

пресноводного баланса Арктики; исследовать региональные особенности изменений в бассейнах крупнейших рек под воздействием современных изменений климата и антропогенных факторов, выявить районы с критическими изменениями;

- адаптировать модели водного цикла к условиям криолитозоны, разработать методы оценки сценарных изменений характеристик ледового режима на реках и водоёмах;

- разработать методы детализации модельных сценариев изменений климата в XXI веке, основанные на региональных климатических моделях и физико-статистических подходах, принимая во внимание неоднородности речных водосборов;

- получить сценарные оценки гидрологических изменений, обусловленных предполагаемыми изменениями социально-экономических условий и глобального климата в XXI веке, и разработать рекомендации по адаптации к ним;

- подготовить кадастровое описание биоразнообразия Российской Арктики, оценить современное состояние морских и наземных экосистем и наблюдаемые изменения в условиях меняющегося климата и антропогенного воздействия; разработать аналитические модели функционирования морских и наземных экосистем в Арктике;

- подготовить прогноз возможных изменений в морских и наземных экосистемах в результате изменения климата, увеличения естественных выбросов метана, закисления вод и антропогенного прессинга; подготовить рекомендации по рациональному использованию и воспроизводству биоресурсов шельфовых морей Российской Арктики;

- совершенствовать методы палеонтологических и палеоэкологических реконструкций при исследованиях структуры и функционирования арктических экосистем в условиях меняющегося климата; расширить комплекс палеогеографических исследований ландшафтов и климата в их связи с историей древнего человека;

- разработать программу изучения и сохранения генофонда коренных народов Севера в условиях усиления ассимиляционных процессов;

- изучить состав и динамику загрязнения окружающей среды Арктики; оценить экологическое состояние природной среды Арктики, включая исследование влияния чёрного углерода и других короткоживущих климатических загрязнителей на состояние окружающей среды и здоровье населения Арктики;

- изучить переносы загрязнителей от дальних и локальных источников (в атмосфере, океане, водах суши, льдах); исследовать механиз-

мы ликвидации нефтяных загрязнений разными способами, включая использование микроорганизмов; уничтожение нефтяных загрязнений микроорганизмами, оценить потенциал самоочищения окружающей среды;

- разработать научное обоснование мероприятий по экологически безопасной разведке и освоению месторождений нефти и газа и других минеральных ресурсов;

- исследовать медико-биологические и экологические риски в связи с климатическими изменениями, оценить риски распространённости очаговых паразитарных и инфекционных заболеваний для населения Арктической зоны РФ;

- дать комплексную оценку адаптивных возможностей организма человека с учётом влияния космо- и гелиогеофизических факторов и природных условий высоких широт с их суровым и меняющимся климатом;

- разработать современные компьютерные методы диагностики индивидуальной метеочувствительности людей с разными психотипами и подготовить предложения по профилактике рисков негативного воздействия на состояние здоровья;

- разработать научные подходы к решению проблемы улучшения качества жизни населения (особенно коренных народов Севера), усиливая позитивные и уменьшая негативные последствия изменения климата;

- разработать долгосрочную стратегию освоения Арктики с точки зрения сравнения вахтовых и невахтовых методов организации труда; предложить методы медико-психологической коррекции для успешной адаптации работников при выполнении вахтовых работ в Арктической зоне РФ;

- подготовить технико-экономическое обоснование для создания госпитального многопрофильного судна ледокольного класса (типа судна «Свирь»), способного оказывать все виды медицинской стационарной помощи для сопровождения работ в Арктике.

2. Основные задачи научных исследований Антарктики:

- оценить роль и место Антарктики в изучении глобального изменения климата; создать систему глобальной и региональной моделей, обеспечивающую высокое пространственное разрешение в Антарктике для построения сценариев изменения климата;

- исследовать причины мощного тропосферного потепления в районе Антарктического полуострова, наблюдаемого последние 50 лет, изучить механизмы, ответственные за

формирование изменчивости Антарктической круговой моды;

- изучить причины увеличения площади морского льда в Южном океане;

- оценить роль антарктических вод в глобальном цикле углерода и место Южного океана как резервуара для поглощения излишков атмосферного углекислого газа;

- определить параметры движущих механизмов термохалинной циркуляции вод Мирового океана, находящихся в Антарктике, включая формирование донных вод у берегов Антарктиды;

- разработать технологии ансамблевого прогнозирования будущих изменений климата Антарктиды на основе глобальной и региональной моделей; оценить будущие изменения и их проявления в атмосфере, океане, морском и материковом льду, в вечномёрзлых породах и экосистемах;

- оценить потенциально опасные глобальные и региональные изменения окружающей среды в Антарктике (экстремальные погодные явления, таяние ледников и повышение уровня океана, образование айсбергов, ледовые условия в Южном океане);

- создать систему регулярного выпуска прогнозов ветрового волнения в Южном океане, учитывающих состояние ледяного покрова с горизонтальным разрешением около 10 км и с заблаговременностью до 5 суток;

- разработать программу мониторинга океанографических процессов в антарктических водах как национального компонента международной программы «Система наблюдений Южного океана», которая должна включать в себя судовые, прибрежные и спутниковые наблюдения за процессами в океане и морском льду;

- оценить роль крупнейшего на планете подледникового озера Восток в эволюции покровного оледенения и гидрологической системы Антарктиды, установить происхождение и восстановить историю развития озера, определить его современные параметры и выявить возможные микробные сообщества, населяющие озеро;

- разработать методы определения основных параметров гидрологического режима озера Восток по данным об изотопном и газовом составе проб озёрной воды; оценить вклад гидротермальных источников в гидрологический режим озера;

- оценить стабильность системы «антарктический ледник — подледниковое озеро Восток» в условиях глобальных климатических изменений, определить степень изолированности озера от других элементов подледниковой гидрологической системы Антарктиды;

- выполнить реконструкцию прошлых изменений климата различных временных масштабов (от 100 тыс. до 1,5 млн лет), установить механизмы функционирования климатической системы для целей моделирования и прогноза долговременных (100–1000 лет) тенденций изменений природной среды планеты;

- оценить современный баланс массы Антарктического ледникового покрова и определить его вклад в изменение уровня Мирового океана; оценить динамику снегонакопления в границах основных ледосборных бассейнов как реакции Антарктического ледникового покрова на изменения климата;

- оценить влияние подледникового стока на динамику стока материкового льда в океан на основе анализа особенностей гидрологического режима на ледниковом ложе, включая существующие системы подледниковых озёр;

- установить геодинамические события докембрия (4,0–0,5 млрд лет), связанные с образованием и распадом древних суперконтинентов;

- разработать модели эволюции Тихоокеанского подвижного пояса в позднем докембрии и фанерозое (последние 800 млн лет) и развития Южного океана в позднем фанерозое (последние 200 млн лет);

- определить основные этапы изменения природной среды Антарктики за последние 65 млн лет (тектонические обстановки, осадконакопление в окраинных морях, природные условия, ландшафты и палеоциркуляция вод Южного океана);

- разработать модель геологического строения и тектонической природы поверхности антарктического материка под ледниковым покровом; получить изотопные характеристики обломочного материала на побережье Антарктиды (перенесённых льдом из внутренних районов материка);

- создать генетическую классификацию главных структурно-минералогических провинций Антарктики, используя тектоническое районирование и сравнивая его с гондванскими материками и известными месторождениями полезных ископаемых; количественно оценить запасы твёрдых полезных ископаемых на материке и нефтегазоносность морских осадочных бассейнов;

- сформировать новые знания о биоразнообразии, видовом составе флоры, фауны и микробиоты, таксономической структуре, количественных характеристиках отдельных наземных и водных биоценозов и экосистем Антарктики, трофических связях в них и их функционирования;

- дать комплексную оценку современного состояния антарктических наземных, морских,

пресноводных и ледовых экосистем и тенденций изменений в них под влиянием изменений климата и/или антропогенного воздействия для прогноза будущих изменений;

- подготовить научно обоснованную систему мониторинга основных компонент живой природы в районах деятельности Российской антарктической экспедиции; дать научное обоснование природоохранным мероприятиям, обязательным во время проведения российских работ в Антарктике и Южном океане;

- оценить водные биологические ресурсы Антарктики на основе исследований с целью прогнозирования (состояния) их запасов для обеспечения экономически эффективного рыбного промысла.

3. Основные задачи научных исследований в обоих полярных регионах:

- изучить современное состояние и дать прогноз влияния космо- и гелиогеофизических факторов на космическую погоду и развитие аномальных геофизических и атмосферных процессов, оказывающих негативное воздействие на технологические системы и среду обитания человека;

- исследовать закономерности трансформации энергии солнечного ветра в магнитосферно-ионосферные возмущения и выявить в режиме реального времени индикаторы, характеризующие геофизическую эффективность солнечного ветра;

- выявить закономерности развития активности процессов в полярных шапках и их влияния на интенсивность и продолжительность последующих магнитосферных возмущений (суббурь) и выявить ключевые параметры для составления оперативных прогнозов и оценки опасных геофизических явлений;

- изучить особенности распространения радиоволн на трансполярных радиотрассах при различных геофизических условиях и на радиотрассах большой протяжённости, связывающих Антарктику с Арктикой;

- исследовать механизмы изменения глобальной электрической (токовой) цепи по данным измерений атмосферного электрического поля и атмосферных электрических токов в полярных шапках;

- оценить роль солнечного ветра, вариаций солнечного ультрафиолетового излучения, квазидвухлетних колебаний экваториальных стратосферных ветров и других солнечных и космических факторов в возникновении долго- и кратковременных изменений озонового слоя;

- разработать рекомендации по снижению риска и уменьшению последствий природных и техногенных катастроф в полярных областях Земли.

4. Задачи развития научной инфраструктуры и систем мониторинга полярных регионов:

- сфокусировать усилия на развитии методов и средств обеспечения деятельности России в полярных регионах, способных в перспективе предоставлять обслуживание, необходимое для государства и коммерческих потребителей;

- эффективно использовать действующие научные центры (обсерватория в Тикси, центр в Баренцбурге, база на мысе Баранова, станция на острове Самойловский и др.) и привлекать субъекты РФ для совершенствования и развития систем наблюдения и исследований (например, станция на о. Белый);

- восстановить сеть баз, стационаров, полигонов и постов, имеющих длинные ряды наблюдений, включающие параметры, важные для России и мирового сообщества (прежде всего геокриологические и гидрологические наблюдения);

- активно развивать сети гидрометеорологического, геокриологического, гляциологического, сейсмоакустического, экологического, биологического мониторинга в районах развивающейся хозяйственной деятельности (в первую очередь в районах Баренцева и Карского морей);

- создавать и развивать комплексные центры мониторинга на базе НИУ (аналогично Полярному геофизическому центру ААНИИ, обеспечивающему оперативный сбор, архивацию и анализ всей доступной информации о воздействии солнечной активности на систему «магнитосфера—ионосфера» и метеорологические процессы в полярных регионах);

- включить в системы мониторинга параметры, важные для обеспечения охраны здоровья населения северных территорий и снижения медико-биологических рисков;

- усилить систематический вклад России в международные системы наблюдения полярных океанов путём проведения регулярных морских экспедиций (например, по «вековым» разрезам) и (для) размещения буёв в труднодоступных покрытых льдом районах;

- создавать новые и использовать имеющиеся современные технологии научных исследований и мониторинга, развивать отечественную приборную базу (беспилотные летательные аппараты с современными датчиками, ледовые масс-балансовые буи, метеобуи с анализаторами газово-

го состава воздуха, автономные дрейфующие буи, глайдеры, радиолокационная аппаратура, пробоотборные модули для подледниковых озёр и т.п.);

- создавать аналитические лаборатории для выполнения тонких химических и масс-спектрометрических анализов проб воздуха, воды, льда, почвы, в том числе на наличие загрязняющих веществ;

- продолжить развитие космической системы наблюдений и сбора информации (серия «Арктика», «Метеор») с перспективой активного использования российских спутников и средств доступа к спутниковым данным; содействовать ускорению работ по созданию российских спутниковых радиолокационных и иных систем;

- осуществить привязку ведомственных наблюдений (прежде всего геокриологических) к стандартным гидрометеорологическим наблюдениям;

- привлекать коммерческие структуры на основе партнёрства, повышать их заинтересованность в организации наблюдений и открытии данных для потребителей, что позволит решать проблемы, возникающие с отсутствием гидрологических и инженерных геокриологических наблюдений;

- инициировать исследования, направленные на создание новейших перспективных методов наблюдений в областях, где можно занять лидирующие позиции в мире.

5. Задачи совершенствования информационного обеспечения работ в полярных регионах:

- совершенствовать системы прогноза, прежде всего методы прогнозов экстремальных и опасных явлений и процессов, для информирования федеральных и региональных органов власти и бизнес-структур;

- использовать магистральные направления развития хозяйственной деятельности в Арктике для поддержания и развития систем информационного обслуживания и исследований, закладывающих их основу;

- развивать оперативное специализированное обеспечение с учётом полярной специфики (например, ледовые прогнозы с заблаговременностью от нескольких месяцев до года и более в арктических морях и реках), включая специализированные локальные системы гидрометобеспечения для конкретных объектов и видов деятельности (добывающие платформы, отгрузочные терминалы и т.п.);

- прилагать усилия для развития полярной ветви Глобальной рамочной основы климатиче-

ского обслуживания (ГРОКО) с учётом российских интересов;

- систематически оценивать имеющуюся нормативную и методологическую базу с учётом изменения климата и изменяющихся запросов потребителя;

- использовать в качестве основы Единую систему информации о Мировом океане (ЕСИМО), распространив её на полярные (в том числе наземные) регионы с учётом более широких потребностей в информации;

- развивать тематические информационные центры, созданные в ходе МПГ 2007/2008 на базе НИУ, и вовлекать их в практическую деятельность для обслуживания потребителей;

- разработать высокотехнологичные методы прогноза компонент арктической климатической системы, основанные на современных региональных моделях высокого разрешения с усвоением данных наблюдений из разных источников (гидрометсеть, спутники, суда, беспилотники и т.п.), в том числе ведомственных;

- регулярно давать оценки последствий изменения климата, а также изменений окружающей среды с фокусом на изменения в опасных явлениях; оказывать информационную поддержку выполнению международных обязательств России и соблюдению стандартов международного обмена данными.

6. Задачи подготовки молодых специалистов и распространения знаний:

- развивать сетевое взаимодействие между образовательными и научно-исследовательскими учреждениями в сфере подготовки научно-производственных кадров с целью развития комплекса образовательных программ по полярной тематике совместно с организацией и проведением комплексных научно-образовательных экспедиций;

- на основе взаимодействия ВУЗов и НИУ создавать научно-образовательные координационно-логистические центры, направленные на информационное сопровождение и координацию (полевой) экспедиционной деятельности в Арктике и Антарктике;

- разработать механизмы финансового обеспечения практик и полевых научно-образовательных экспедиций в Арктике через совместное участие в государственных и межгосударственных программах, проектах, инициируемых бизнесом и международными фондами;

- сформировать единую национальную культурно-просветительскую стратегию, направленную на популяризацию и повышение имиджа

полярных профессий среди молодёжи; совместно с представителями СМИ проводить семинары и конференции по актуальным вопросам полярных исследований;

— через СМИ повышать информированность общества о результатах участия отечественных учёных и экспертов в реализации российских

и международных научных и прикладных программ полярных исследований, в том числе через ведомственные интернет-издания;

— размещать на веб-сайтах организаций, выполняющих исследования в Арктике и Антарктике, больше образовательных материалов, комментариев, интервью с экспертами.

The prospects for Russian polar researches in light of the development of the International Polar Partnership Initiative

This document was discussed and adopted at the Polar Conferences Sochi in 2014 and in 2015

Scientific investigations by the Russian Federation of Arctic and Antarctica are presently related to priority problems of social and economic development of our country. However, successful realization of these efforts needs to overcome difficulties of interdepartmental and inter-institute barriers. It is especially important in connection with Russia's support of the developing International Polar Partnership Initiative (IPPI). This initiative promotes an increase in efficiency of scientific investigations on both the international and national levels.

When developing a concept of the Russian polar investigations as a contribution to the IPPI, one should take into account the following basic documents: «Strategy of development of the Arctic zone of the Russian Federation and ensuring national security for the period up to 2020», «Strategy of development of activity of the Russian Federation in the Antarctica up to 2020 and more longer period», and «Maritime Doctrine of the Russian Federation».

It is necessary also to take into consideration the strategic plans of the International Arctic Scientific Committee (IASC), the Scientific Committee for Antarctic Research (SCAR), and the International Geographic Union (IGU). In doing so, it would be appropriate to organize within the framework of the IGU a Target Group for international cooperation in Arctic.

Below is the list of main problems of polar investigations, a solution for which is extremely important in both global and national aspects.

1. The main objectives for Arctic scientific investigations:

— to estimate climate changes in the Arctic and their role for global climate change, planetary carbon circulation, and sea level rise;

— to determine causes of the Arctic enhancement of climate change, to estimate the role of atmospheric processes of the energy transfer and feedbacks for

the Arctic intensification of warming using data of observations, reanalysis, and numerical modeling;

— to estimate predictability of changes of the climate characteristics in the Arctic on inter-annual and decadal time scales and to develop techniques of long-range forecasting of the sea ice cover changes on the basis of observations and regional and global modeling;

— to estimate a degree of extremality of weather and climate conditions in the Arctic seas and on the seashore and to develop methods for prediction of repeatability of hazardous hydrometeorological phenomena;

— to estimate changes of concentrations of methane and carbon dioxide from measurements performed by circumpolar observatories, research ships, and ice drifting stations, and to explore the problem of water acidification in the Arctic Ocean;

— to investigate mechanisms of penetration of the Atlantic waters into the Arctic and their variability;

— to investigate permafrost on the shelf and the seashore zone, and to estimate a degree of destabilization of the methane-hydrate storage in the sedimentary rocks of the shelf and the seashore zone that may cause the methane emission into water and the atmosphere;

— to estimate the present-day state and to predict future evolution of natural processes in the cryosphere of the Russian Arctic, in particular the current state of ice domes and glaciers in the Arctic and Subarctic, and evolution of them in the XXI century;

— to determine parameters of changes in the internal structure (hydrothermal state) of glaciers in the Russian Arctic by means of repeated radar sounding and direct (*in situ*) measurements in boreholes and to estimate intensity of the glacier-sea interaction (between sea and glaciers) on isles and on iceberg calving;

— to estimate the geo-ecological state, changes of landscape structures, and biological potential of the cryolithozone under conditions of changing climate and technogenic load;

- to predict evolution of the cryolithozone under different scenarios of climate change and development of the technogenic load; to estimate roles of cryogenic processes on slopes and coasts in formation of natural-cryogenic geosystems and ecosystems in lower courses of large rivers of the Russian Arctic;

- to study the hydrological regime of Northern rivers and lakes, including estimates of changes of river runoffs and the fresh-water budget of the Arctic; to investigate regional features of changes in basins of the largest rivers under the effect of present-day climate change and anthropogenic factors and to identify regions with critical changes;

- to adapt models of the water cycle for conditions of the cryolithozone and to work out methods of estimation of scenario changes of the ice-regime characteristics on rivers and lakes;

- to develop a technique for detailing the model scenarios of climate change in the XXI century based on regional climatic models and physical-mathematical approaches, with regard for dissimilarity of river watersheds;

- to calculate scenario estimates of hydrological changes caused by probable social and economic changes as well as global climate changes in the XXI century; to work out recommendations for adaptation to these changes;

- to make a cadaster description of the Russian Arctic biodiversity, to estimate the present-day state of marine and land ecosystems together with observed changes under conditions of changing climate and anthropogenic influence; to develop analytical models of the functioning of marine and land ecosystems in the Arctic;

- to prepare a forecast of possible changes in marine and land ecosystems in response to climate change, increasing natural methane emissions, water acidification, and anthropogenic pressing; to work out recommendations for the rational use and reproduction of bioresources of adjacent seas of the Russian Arctic;

- to improve methods of paleontologic and paleoecological reconstructions for investigation of structures and functioning of the Arctic ecosystems under conditions of changing climate; to broaden the complex paleogeographical investigations of landscapes and climate in relation to history of ancient people;

- to create a program of study and preservation of the gene pool of indigenous (aboriginal) populations of the North under conditions of intensification of assimilation processes;

- to study composition and dynamics of environmental pollution in the Arctic; to estimate ecological state of the Arctic environment, including the study

of effects from black carbon and other short-lived atmospheric pollutants upon the Arctic environment and population;

- to study transportation of pollutants from distant and local sources (in the atmosphere, ocean, land waters, and ices); to investigate mechanisms of removal of oil pollution by different means, including microorganisms; to estimate Nature's potential of self-cleaning the environment;

- to work out the scientific basis for measures aimed at ecologically safe surveys (prospecting) and development of oil and gas pools and other mineral resources;

- to evaluate medical, biological, and ecological risks in relation to climatic changes, to assess risks of invading of focal parasites and infectious diseases for population of the Arctic zone of the Russian Federation;

- to provide a comprehensive assessment of adaptive abilities of the human organism under the influence of cosmic and helio-geophysical factors and natural conditions of high latitudes with regard to severe and changing climate;

- to devise up-to-date computer procedures for diagnosing individual meteorological sensitivity for men with different psychotypes and to prepare variants of prophylactic proposals for lowering the risks of negative impacts upon health;

- to elaborate scientific approaches for solutions to the problem of improvement of the quality of life, especially for indigenous populations of the Northern peoples, under both positive and mitigating negative consequences of climate changes;

- to elaborate a long-term strategy of Arctic development comparing different methods of organization of work, i.e. permanent presence of a personnel at a site or rotation of working teams; to suggest methods of medical-psychological correction practices ensuring successful adaptation of the personnel if a rotation method is accepted;

- to work out the technical-economic basis for designing a hospital multi-profile ship of the icebreaker class (like a ship «Svir») for all means of stationary medical service during various works in the Arctic.

2. The main objectives for scientific investigation in Antarctica:

- to assess the role and significance of the Antarctic Region for studies of global climate change; to develop a system of global and regional models providing a high spatial resolution in the Antarctic Region for constructing scenarios of climate change;

- to investigate causes of the strong tropospheric warming in the Antarctic Peninsula that has been recorded for the last 50 years; to study mechanisms

responsible for the formation of the Antarctic cyclo-tomic mode;

- to study causes of growth of the sea ice area in the South Ocean;

- to estimate the role of Antarctic waters in the global carbon cycle and significance of the Southern Ocean as a reservoir for excess atmospheric carbon dioxide;

- to determine parameters of the driving mechanisms of the thermohaline circulation in the Antarctic area, including formation of bottom waters near the coasts of Antarctica;

- to develop techniques for ensemble forecasting of future climate change in the Antarctic Region on the basis of global and regional models; to estimate possible future climate change and their manifestations in the atmosphere, ocean, sea and continental ice, in permafrost areas and ecosystems;

- to estimate potentially dangerous global and regional changes in the Antarctic Region (extreme weather events, melting of glaciers and sea level rise, calving of icebergs, ice conditions in the Southern Oceans);

- to organize a system of regular forecasting of wind-driven sea waves in the Southern Oceans with consideration for the sea ice state, its horizontal resolution is about 10 km and earliness up to 5 days;

- to work out a program of monitoring oceanographic processes in Antarctic waters as a national component of the International program «System of the South Ocean Observations» which should include ship, coastal, and satellite observations of processes in the ocean and the sea ice;

- to estimate the role of the largest subglacial lake «Vostok» for evolution of inland ice and hydrological systems of the Antarctic continent, to reveal its origin and to reconstruct the lake history, to measure its basic parameters and to find possible microbe assemblages inhabiting the lake;

- to devise methods of determination of main parameters of the «Vostok» Lake hydrological regime from data on isotope and gas composition of the lake water probes; to assess a contribution of hydrothermal sources into the lake hydrological regime;

- to assess stability of the system «glacier-subglacial lake» under global climate change and to determine the degree of the lake's isolation from other elements of the Antarctic subglacial hydrological system;

- to reconstruct the past climate changes of different time scales (from hundreds of thousands to 1.5 million of years) and to establish mechanisms of the climate system functioning for modeling and forecasting of long-term (100–1000 years) tendencies of the Earth's environmental changes;

- to investigate the present mass balance of the Antarctic ice sheet and to assess its contribution to the changes in water levels of the World Ocean; to evaluate a dynamics of snow accumulation within limits of main ice-catchments as a response to climate change;

- to determine the influence of subglacial runoff upon dynamics of the continental ice discharge into the ocean on the basis of an analysis of the hydrological regime on the glacier bed including existing systems of subglacial lakes;

- to reconstruct geodynamic events of Precambrian (4.0–0.5 billion of years) related with formation and destruction of ancient super-continents;

- to construct models of evolution of the Pacific waters of the conveyor belt in the late Precambrian and the Phanerozoic (the last 200 million years);

- to define the main stages of the Antarctic environmental changes for the last 65 million years (tectonic events, sedimentation in marginal seas, natural conditions, landscapes and paleocirculation of the South Ocean waters);

- to construct a model of geological structure and tectonic nature of the Antarctic continent surface under the ice sheet; to obtain isotope characteristics of fragmental minerals on the coast (transported by the ice from internal regions of the Antarctic continent);

- to construct genetic classification of main structural-minerogenetic provinces of the Antarctic based on tectonic zoning and comparison with the Gondwana lands and known mineral deposits; to make a quantitative estimate solid mineral resources on the continent and oil and gas reserves in marine sedimentary basins;

- to collect new knowledge on biodiversity, species composition of flora, fauna, and microbiota, taxonomic structure, quantitative characteristic of individual land and water biocenoses and ecosystems, about their functioning and trophic links within them;

- to make a detailed estimate of the current state of the Antarctic land, marine, freshwater, and glacial ecosystems, of tendencies of changes within them under influence of climate change or/and anthropogenic effects for prognosis of future changes;

- to prepare a scientifically based monitoring system for control of main components of living Nature in areas of the Russian Antarctic Expedition activity; to elaborate scientific basis for the Nature-protecting measures during the Russian works in the Antarctic Regions and in the South Ocean;

- to assess aquatic biological resources of the Antarctic Regions based on a predicted state of their storage for realization the economically efficient fishing.

3. The main objectives for scientific studies in both polar regions:

- to study the present-day state and to predict influence of cosmic- and heliogeophysical factors upon space weather and development of anomalous geophysical and atmospheric processes, exerting negative impacts upon technological systems and the human habitat;
- to investigate regularities of the solar wind energy transformation into the magnetosphere-ionosphere perturbations and to provide, in real-time mode, indicators of the solar wind geoefficiency;
- to determine regularities of the atmospheric processes activity on the polar caps and their relation to intensity and duration of the following magnetosphere perturbations and to reveal the key parameters providing operational prognosis and estimate of dangerous geophysical phenomena;
- to estimate features of the radiowave propagation on transpolar radioroutes under different geophysical conditions and on the long-distance radioroutes connecting both polar regions;
- to investigate mechanisms of the global electric chain from data on the state of the atmospheric electric field and atmospheric electric currents in polar regions;
- to study roles of the solar wind, ultraviolet radiation, the quasi-biennial oscillation of the equatorial stratospheric winds, and other solar and cosmic factors in long-term and short-term changes of the ozone layer;
- to elaborate on recommendations for mitigation of risks and decrease of consequences of natural and technogenic catastrophes in the polar regions of the Earth.

4. The tasks of development for the scientific infrastructure and monitoring systems of the polar regions:

- to concentrate efforts on the development of methods and means of maintenance of Russia's activity in the polar regions that have the potential to provide the necessary service for the state and commercial customers;
- to efficiently use existing scientific centers (the Tiksi Observatory, the Barentsburg Center, the base on the Baranov Cape, the station on the Samoilovsky Island) and to invite regional administrations of Russia for the development of observational systems and investigations (for example, a station on Belyi Island);
- to restore a network of bases, stations, polygons, and posts with long-term data series of obser-

vations that include parameters important for both the Russia and for the world community (first of all, geocryological and hydrological observations);

- to actively develop all possible types of monitoring (hydrometeorological, geocryological, glaciological, seismic-acoustic, biological) in areas of developing economic activity (first of all, in the Barents and Kara seas);

- to create and develop diversified monitoring centers on the basis of scientific research organizations (like the Polar Geophysical Center in the Arctic and Antarctic Research Institute that provides the real-time collection, archiving, and analysis of information about effect of solar activity upon the magnetosphere-ionosphere and meteorological processes in polar regions);

- to include into the monitoring systems parameters needed for health care of the population of Northern territories and a decrease of medical-biological risks;

- to enhance the systematic contribution of Russia into international observational systems in the polar oceans on the basis of regular oceanic expeditions (for example, along the basic permanent meridian or latitudes) and for installation of buoys in hard to reach regions covered with ice;

- to design new and to use available contemporary technologies of scientific research and monitoring, to develop a national instrumental base (unmanned aircrafts with modern sensors, ice mass-balance buoys, meteorological buoys with the gas analyzers, gliders, radars, sampling modules for subglacial lakes, etc.);

- to organize analytical laboratories for performing of fine chemical and mass-spectrometric analyses of samples of the air, water, soil including control of pollutants;

- to continue progress of the space observational systems (series «Arctika», «Meteor») with the prospect of actively using Russian satellites and improving the means of access to the satellite data; to assist the acceleration of work for designing Russian satellite radar and scatter-metric systems;

- to organize the integration of institute observations (first of all, geocryological ones) with standard hydrometeorological observations;

- to attract commercial entities on the basis of partnership, to increase their interest in observations and access to the data for users that could provide solutions for acute problems with hydrological and engineering geocryological observations;

- to initiate investigations for devising potential new observations in areas where we would be able to take a leading position in the world.

5. The tasks for improvement of the information support for polar scientific investigations:

- to improve forecasting methods and systems, first of all, of extreme and dangerous phenomena and processes to inform federal and regional authorities and business structures;

- to use main directions of development of economic activity in the Arctic for the maintenance and development of the information service systems and research, forming the basis for the economy;

- to develop operational specialized software taking into account the polar specific (for example, ice forecasts with lead time from several months to a year or more in the Arctic seas and rivers), including specialized local systems of hydrometeorological service for specific objects and types of activity (production platforms, terminals, etc.);

- to make efforts for the development of a polar branch of the WMO Global Framework for Climate Services (GFCS), taking into account Russian interests;

- to assess systematically the existing regulatory and methodological base in the light of climate change and changing user demands;

- to use as the basis the unified system of information on world ocean (ESIMO) to cover polar (including land) regions with the broader information needs;

- to develop thematic information centers established during IPY 2007/08 on the basis of some research institutes, and to involve them in practical activities to service users;

- to develop high-tech methods of forecasting of components of the Arctic climate system based on existing regional models with high resolution data assimilation of observations from different sources (hydrometeorological networks, satellites, ships, drones, etc.), including departmental ones;

- to regularly evaluate the impacts of climate and environmental changes, with a focus on changes in

hazardous phenomena; to provide information supporting the implementation of Russia's international commitments and compliance with international standards of data exchange.

6. The tasks of preparing young specialists and dissemination of knowledge:

- to develop forms of interaction between educational and research institutions in the field of training scientific and production personnel with the purpose to develop a system of educational programs focused on polar issues together with organizing and implementing integrated scientific and educational expeditions;

- on the basis of interaction between universities and research institutes, to create research and education coordinating and logistical centers aimed at information support and coordination of field and expedition activities in the Arctic and Antarctic;

- to develop mechanisms of financial support for practices and field research and education expeditions in the Arctic through joint participation in state and international programs and projects initiated by the business and international funds;

- to form a unified national cultural-educational strategy aimed at promoting and improving the image of polar professions among the youth; to conduct joint media seminars and conferences on topical issues of polar researches;

- using the media to raise awareness of the society about the results of participation of Russian scientists and experts in the implementation of both national and international scientific and applied programs of polar research, including through the departmental online publication (the Internet publications);

- to place on the websites of the organizations, performing research in the Arctic and Antarctic, more educational materials, commentaries, and interviews with experts.

Подписано в печать 20.02.2016 г. Выход в свет 21.03.2016 г. Формат 60 × 88¹/₈
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 7.2 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
Тираж 300 экз. Зак. 964 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук. Издательство «Наука», 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся дата принятия статьи к печати, ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: дата принятия статьи к печати; ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы, а также можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи.

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту. 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.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами бóльшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (Reference) на латинице для размещения на английском сайте журнала. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>. Англоязычные заголовки, Summary, список литературы и doi будут публиковаться на сайте журнала «Лёд и Снег» для учёта в Scopus.

В конце статьи следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>.

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312, г. Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел. 8-(499)-124-73-82. E-mail: khronika@mail.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

- П.А. Торопов, В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, П.А. Морозова, А.А. Шестакова.** Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет. 5
- Н.А. Буданцева, Б.Р. Мавлюдов, Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук.** Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята. 20
- Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, Е.П. Кунаева, И.В. Волков, Д.В. Банцев.** Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода. 29

Снежный покров и снежные лавины

- А.А. Волчек, Д.А. Костюк, Д.О. Петров.** Оценка водного эквивалента снега по данным пассивного микроволнового сканирования земной поверхности с использованием искусственных нейронных сетей для территории Российской Федерации. 43
- Н.И. Осокин, А.В. Сосновский.** Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов. 52

Подземные льды и наледи

- В.В. Малахова, Е.Н. Голубева.** Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в. 61

Морские, речные и озёрные льды

- В.Р. Алексеев.** Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов. 73

Палеогляциология

- К.В. Полещук, С.Р. Веркулич, И.С. Ёжиков, З.В. Пушина.** Послеледниковые изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика). 93
- А.Н. Назаров, В.С. Мыглан, Л.А. Орлова, И.Ю. Овчинников.** Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период. 103

Путешествия, открытия

- О.В. Ковалев, М.Н. Андреев, В.В. Райс.** Пайкерит-льдокомпозит Второй мировой войны. 119

Критика и библиография

- Ю.В. Ефремов.** Ледниковая трагедия. О книге В.М. Котлякова, О.В. Рототаевой, Г.А. Носенко, Л.В. Десинова, Н.И. Осокина, Р.А. Чернова «Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше». М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с. 128

Обзоры и хроника

- М.Ю. Москалевский.** Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований: 11-я конференция в Сочи. 131
- Перспективы российских полярных исследований в свете подготовки Международной полярной партнерской инициативы. 135