

Contents

Glaciers and Ice Sheets

<i>I.A. Korneva, S.M. Semenov.</i> Assessment of surface albedo effect on the position of zero isotherm.....	5
<i>T.M. Manevich, YA.D. Murav'ev, S.B. Samoilenko.</i> Glaciers of the Avachinskaya volcano group: current condition (state)	14
<i>A.V. Sosnovsky, Yu.Ya. Macheret, A.F. Glazovsky, I.I. Lavrentiev.</i> Influence of snow cover on the thermal regime of a polythermal glacier in Western Spitsbergen.....	27
<i>R.A. Chernov, T.V. Vasilyeva, A.V. Kudikov.</i> Temperature regime of upper layer of the glacier East Grönfjorden (West Svalbard)	38
<i>S.Yu. Samoylova, A.A. Shevchenko, R.T. Sheremetov, A.A. Kolomeytsev.</i> Dynamics of glaciers Tomich and Vodopadny (Altai) for the second half of XX – beginning of XXI centuries	47

Snow Cover and Avalanches

<i>Ju.N. Chizhova, J.Yu. Vasilchuk, K. Yoshikawa, N.A. Budantseva, D.L. Golovanov, O.I. Sorokina,</i> <i>Ju.V. Stanilovskaya, Yu.K. Vasil'chuk.</i> Isotope composition of snow cover in the Lake Baikal area	55
<i>P.N. Svyashchennikov, A.V. Urazgildeeva, Y.N. Kurochkin, B.V. Ivanov, K.V. Chistyakov, D. Divin,</i> <i>S. Hudson.</i> Spectral composition of shortwave radiation reflected and deep penetrating into snow near the Barentsburg settlement (Svalbard)	67

Sea, River and Lake Ice

<i>A.N. Zolotokrylin, A.Yu. Mikhaylov, T.B. Titkova.</i> Effect of Warm Atlantic Waters on the Climate Anomalies in the West Arctic	73
<i>S.V. Klyachkin, R.B. Guzenko, R.I. May.</i> Numerical model of the ice cover evolution in Arctic Seas for the operational forecasting	83

Palaeoglaciology

<i>I. Bushueva, O. Solomina, V. Jomelli.</i> History of Alibek Glacier based on Earth remote sensing images, bioindication and cosmogenic isopotes (^{14}C and ^{10}Be)	97
--	----

Critique and Bibliography

<i>V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova.</i> Annotated bibliography of the Russian languages literature on glaciology for 2013.....	107
Liquid water in glaciers. Review of the book «Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies» (<i>V.N. Golubev</i>).....	131

Travels, Discoveries

<i>Yu.P. Suprunenko.</i> Glaciology in the Russian Geographical Society: 170-jubilee of RGS.....	133
--	-----

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

<i>И.А. Корнева, С.М. Семенов.</i> Оценка влияния изменения альбедо земной поверхности на положение нулевой изотермы	5
<i>Т.М. Маневич, Я.Д. Муравьёв, С.Б. Самойленко.</i> Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние	14
<i>А.В. Сосновский, Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев.</i> Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена	27
<i>Р.А. Чернов, Т.В. Васильева, А.В. Кудиков.</i> Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген)	38
<i>С.Ю. Самойлова, А.А. Шевченко, Р.Т. Шереметов, А.А. Коломейцев.</i> Колебания ледников Томич и Водопадный (Алтай) во второй половине XX — начале XXI в.	47

Снежный покров и снежные лавины

<i>Ю.Н. Чижова, Дж.Ю. Васильчук, К. Йошикава, Н.А. Буданцева, Д.Л. Голованов, О.И. Сорокина, Ю.В. Станисловская, Ю.К. Васильчук.</i> Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона	55
<i>П.Н. Священников, А.В. Уразильдеева, Ю.Н. Курочкин, Б.В. Иванов, К.В. Чистяков, D. Divin, S. Hudson.</i> Спектральный состав отражённой и проникающей в глубь снежного покрова коротковолновой радиации в районе посёлка Баренцбург (Шпицберген)	67

Морские, речные и озёрные льды

<i>А.Н. Золотокрылин, А.Ю. Михайлов, Т.Б. Титкова.</i> Влияние притока тёплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики	73
<i>С.В. Клячкин, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май.</i> Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования	83

Палеогляциология

<i>И.С. Бушуева, О.Н. Соломина, В. Жомелли.</i> История ледника Алибек по данным дистанционного зондирования, биоиндикации, ^{14}C и ^{10}Be датирования	97
--	----

Критика и библиография

<i>В.М. Котляков, Л.П. Чернова.</i> Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2013 год	107
Жидкая вода в ледниках. Рецензия на книгу «Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований» (<i>В.Н. Голубев</i>)	131

Путешествия, открытия

<i>Ю.П. Супруненко.</i> Гляциология в Русском географическом обществе: к 170-летию РГО	133
--	-----

XVI ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ СИМПОЗИУМ ПЕРВЫЙ ЦИРКУЛЯР

С 24 по 29 мая 2016 г. в г. Санкт-Петербург состоится XVI Гляциологический симпозиум под девизом «**Прошлое, настоящее и будущее криосферы Земли**». Он проводится Гляциологической ассоциацией совместно с Институтом географии РАН и Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом.

Научная программа

Симпозиум охватит широкий круг вопросов криологии Земли. Предполагается заслушать доклады с результатами исследований последних лет по широкому спектру ключевых проблем гляциологической науки. Для каждого устного доклада, вместе с дискуссией, отводится около 20 минут. Предполагаются также стендовые доклады. Рабочие языки симпозиума – русский и английский (без синхронного перевода).

Подробная информация о проведении Симпозиума, регистрации и приёме тезисов будет дана на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru> и на сайте симпозиума www.glac2016.igras.ru с осени 2015 г.

Основные требования для подготовки тезисов: 1) тезисы представляются на русском или английском языках; 2) заголовок тезисов должен содержать не более 10 слов; 3) текст тезисов не должен превышать 2500 знаков (одна страница в формате A4); 4) заголовок, авторы, организации располагаются вверху страницы посередине отдельных строк; 5) для набора используется Microsoft Word (в форматах *.doc или *.rtf), шрифт Times New Roman, 12 pt, односторонний интервал, абзацный отступ – 1,25 см. **Срок представления тезисов – до 15 февраля 2016 г.**

Доклады Симпозиума, прошедшие рецензирование, будут опубликованы в журнале «Лёд и Снег». Их тексты, **оформленные по правилам этого журнала**, следует прислать **до 15 апреля 2016 г.** электронной почтой (khronika@mail.ru) на имя О.В. Рототаевой. Объём текста доклада – 10–15 страниц (шрифт Times New Roman, 12 pt, через 1,5 интервала), плюс необходимое количество иллюстраций (как правило, не более шести) в компьютерном исполнении. Окончательная программа симпозиума будет составлена на основе представленных текстов докладов.

Для демонстрации докладов должна быть использована компьютерная презентация. Предварительная программа симпозиума будет вывешена на сайте около 15 марта 2016 г.

Программа симпозиума предполагает приезд участников в Санкт-Петербург в понедельник 23 мая. Планируются четыре дня заседаний и два дня экскурсий в городе и его окрестностях. В один из вечеров будет организован банкет. Стоимость банкета, стоимость и содержание экскурсий будут объявлены позже на сайте симпозиума.

Регистрация

Индивидуальный регистрационный взнос на проведение симпозиума составляет 2500 рублей. Он включает в себя папку участника с тезисами докладов симпозиума и другими информационными материалами, годовую (1000 рублей на 2017 год) подписку на журнал «Лёд и Снег», где будут публиковаться материалы симпозиума, а также кофе-брейки во время работы симпозиума.

Все желающие участвовать в симпозиуме (независимо от того, будете ли вы делать доклад или нет) должны **до 15 февраля 2016 г.** зарегистрироваться на сайте симпозиума, заполнив следующие блоки.

1. Персональная информация (фамилия, имя, отчество; учёное звание; место работы и должность; контактная информация; обязательно e-mail). Просим Вас в поле «комментарии» указать название доклада.

2. Проживание (указать даты приезда и отъезда). Заказ и размещение в гостиницах города делается самостоятельно (самое простое – через сайт booking.com).

3. Тезисы доклада.

4. Желание участвовать в экскурсиях.

Адреса для переписки:

119017 Москва, Старомонетный пер. 29. Институт географии РАН, Оргкомитет XVI Гляциологического симпозиума.

Телефон: +7 (495) 959-0032. Факс: +7 (495) 959-0033.

Сайт: www.glac2016.igras.ru

E-mail: glac2016@igras.ru

Надеемся увидеть Вас среди участников симпозиума с новыми научными результатами, полученными в последние годы. Второй циркуляр о симпозиуме будет размещён на сайте в феврале–марте 2016 г.

XVI GLACIOLOGICAL SYMPOSIUM FIRST CIRCULAR AND CALL FOR PAPERS

The XVI Glaciological Symposium will be held in the city of Sankt-Petersburg from May 24 to 29, 2016 with the theme “**Past, present, and future of the Earth cryosphere**”. The Glaciological Association, Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, and Arctic and Antarctic Research Institute are organizing the meeting.

Scientific Program

The Symposium will cover a wide range of cryospheric topics. It is expected that for the most part, presentations will describe results of recent investigations devoted to the main key issues of present-day glaciology. Each oral presentation will be allowed 20 minutes, including discussion. Poster sessions and discussion will also be scheduled. Working languages are Russian and English (no simultaneous translation will be provided).

Detailed information on the Symposium as well as registration information and abstracts will be available at www.glac2016.igras.ru, which will open in autumn 2015.

Requirements for abstracts are as follows: 1) Russian or English language; 2) Title must not exceed 10 words; 3) A one-page text should not contain more than 2500 characters with spaces, i.e. to cover one page in the A4 format; 4) Title, authors, and institute should be typed on separate lines in the upper part of the page below title; 5) Microsoft Word (in formats *.doc or *.rtf) and Times New Roman font, 12 pt, one-line spacing, and a paragraph indentation of 1.25 cm should be used; 7) No underlining, bold font or italics is allowed. **Deadline for submission of abstracts is February 15, 2016.**

Reports presented at the Symposium will be published after reviewing as individual papers in the peer-reviewed Journal “**ICE and SNOW**”. Texts of the reports **prepared according to the Journal rules** should be sent for publication **before April 15, 2016** via electronic mail to O.V. Rototaeva (khronika@mail.ru). Acceptable manuscripts should be between 10 and 15 pages in length (Times New Roman font, 12 pt, 1.5 line spacing) including tables and illustrations (not more than six, with minimum 300 dpi resolution as tiff or jpg electronic files).

All oral presentations are to be done using PC-based Power Point or similar formats. Preliminary Symposium Program will be available on the Symposium website on or about March 15, 2016.

According to the Program, participants should plan to arrive in Sankt-Petersburg no later than Monday, May 23. The program will include 4 days of scientific sessions and two days for excursions in the city and its suburbs. An evening reception will be organized on one of the days, its cost together with prices of the excursions will be announced later on the symposium website. Participants can preregister for the meeting on the Symposium website <www.glac2016.igras.ru>. All necessary information about hotels, transportation, and payments will be found there.

Registration

The individual registration fee for participation in the Symposium will be 2500 rubles. This fee includes coffeebreaks, a folder with abstracts and other information, and a one-year subscription (1000 rubles for 2017) to the journal “Ice and Snow”, in which the Symposium materials will be published.

All potential participants (including non-presenters) are invited to register online **before February 15, 2016**. The following information is necessary.

1. Personal information (name, surname, position and organization, contact information, e-mail address). We ask that you indicate in the field “Comments” the title of your report (if presenting) and information about the format (oral or poster);

2. Lodging: please provide dates of arrival and departure. Choice of preferred hotels and booking should be made independently (the simplest way via site <booking.com>).

3. Abstract (if you are presenting a poster or oral paper);

4. Your anticipated participation in excursions.

Address:

Russia, 119017 Moscow, Staromonetny per., 29. Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Org. Committee of XVI Glaciological Symposium

Tel. +7-095-959-0032 Fax +7-095-959-0033

Site of the XVI Glaciological Symposium: www.glac2016.igras.ru

e-mail: glac2016@igras.ru

We look forward to meeting you at the Symposium and to sharing your latest scientific results. The second circular will be placed on the site in February–March, 2016.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.58

doi:10.15356/2076-6734-2015-3-5-13

Оценка влияния изменения альbedo земной поверхности на положение нулевой изотермы

© 2015 г. И.А. Корнева¹, С.М. Семенов^{1,2}¹Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, Москва; ²Институт географии РАН, Москва
comissa@mail.ru

Assessment of surface albedo effect on the position of zero isotherm

I.A. Korneva¹, S.M. Semenov^{1,2}¹Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, Moscow; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 29 марта 2015 г.

*Альbedo, земная поверхность, криосфера, нулевая изотерма, распределение температуры.
Albedo, cryosphere, earth surface, temperature distribution, zero isotherm.*

Расчёты, выполненные с помощью однослойной радиационной модели атмосферы с использованием данных архива Surface Radiation Budget за 1984–2007 гг., позволили оценить изменение распределения температуры земной поверхности за счёт радиационных факторов при уменьшении её альbedo на 0,1. Смещение нулевой изотермы, примерно соответствующей границе криосферы на земной поверхности, в глобальном масштабе оказалось незначительным, хотя региональные последствия в ряде случаев были существенными. Так, ледниковые системы Западных Гималаев, Памира, Тибета и Камчатки оказываются в состоянии деградации. Вместе с тем, если предположить неизменность нерадиационных потоков тепла, то возможное смещение границы арктического оледенения оказывается умеренным.

Calculations with one-layer radiative model of the atmosphere based upon the data of Surface Radiation Budget archive over 1984–2007 allowed to assess changes in temperature distribution over the earth's surface associated with radiation factors in response to reduction of its albedo by 0.1. A shift in the zero isotherm, a proxy for the cryosphere boundary on the earth's surface, was found moderate on the global scale, although some regional consequences are substantial. For example, ice systems of Western Himalayas, Tibet, Pamir and Kamchatka will degrade. However, shifts in the arctic ice boundary will be moderate assuming all non-radiative heat fluxes remain unchanged.

Введение

Одна из основных характеристик климатической системы — распределение температуры на земной поверхности. На суше это распределение в значительной мере определяет границы распространения многолетней мерзлоты, а в океане, вместе с солёностью, — границы распространения многолетнего морского льда. Эти характеристики состояния криосферы имеют не только фундаментальное значение, но и прикладное, оказывая существенное влияние на условия строительства жилых зданий и технических сооружений, а также морскую деятельность. Промышленное развитие мирового хозяйства (условно с 1750 г.) привело к глобальному антропогенному воздействию на климатическую систему Земли. Сильнее всего оно повлияло на газовый состав атмосферы — концентрации пар-

никовых газов (диоксид углерода CO₂, метан CH₄, оксид азота N₂O и др.) в атмосфере повсеместно достигли беспрецедентных уровней за последние 800 тыс. лет [13]. Это усилило естественный парниковый эффект, что привело к повышению температуры в приповерхностном слое по отношению к той, которая наблюдалась бы при «естественном ходе событий». Такое потепление вызывает обеспокоенность во всём мире.

Однако антропогенное воздействие на климатическую систему Земли не сводится только к обогащению атмосферы парниковыми газами в результате выбросов. Человек в ходе хозяйственной деятельности изменяет и альbedo земной поверхности, в том числе при землепользовании и изменениях в землепользовании [12], а также альbedo атмосферы за счёт выбросов аэрозолей в атмосферу [1–4, 15]. Альbedo земной поверхности и атмосферы — важные факторы формирования

энергетического бюджета планеты [19]. Изменение альбедо вызывает трансформацию в распределении температуры на земной поверхности. Отметим, что землепользование и изменения в землепользовании — не единственные причины антропогенного изменения альбедо земной поверхности. В последнее время усилился интерес к выбросам «чёрного углерода» — сажевых частиц, образующихся при горении в технологических процессах и при пожарах и поступающих в атмосферу в результате природных и антропогенных причин. Перенос этих частиц в атмосфере и последующее осаждение на подстилающую поверхность уменьшают её альбедо, что вызывает повышение температуры земной поверхности.

В последнее время этот процесс вызывает сильную озабоченность мирового сообщества, поскольку теоретически может служить источником неустойчивости климатической системы Земли из-за положительной обратной связи: «уменьшение альбедо поверхности — потепление земной поверхности — дальнейшее снижение альбедо (за счёт уменьшения площади снега и льдов)». Считается, что это — основной механизм, способствующий усиленному потеплению Арктики за последние столетия [5]. Проблема чёрного углерода стимулировала исследования последствий изменения альбедо земной поверхности; появился ряд публикаций, в основном в иностранной литературе, посвящённых этому вопросу [5, 14, 16, 17]. Действительно, глобальные эмиссии чёрного углерода в атмосферу, в основном за счёт антропогенной деятельности, в период с 1850 по 2000 г. возросли в 2–3 раза [14]. Возникли даже новые международные программы, предусматривающие инициативы по ограничению выбросов чёрного углерода (Climate and Clean Air Coalition to Reduce Short-Lived Climate Pollutants, February 16, 2012) [22], хотя они несколько опережают научные исследования данного вопроса, что может привести к неправильной оценке сущности и масштабов явления.

Ключевой вопрос, связанный с проблемой чёрного углерода, — масштаб явления. Необходимо оценить, насколько реальные современные и ожидаемые в обозримом будущем выбросы меняют альбедо земной поверхности и как эти изменения скажутся на состоянии климатической системы. Данная статья посвящена одному из первичных вопросов этого круга: как измене-

ния альбедо земной поверхности сказываются на распределении температуры на её поверхности, в том числе на положении нулевой изотермы — условной границы криосферы. Её исходное положение соответствует среднему температурному полю 1984–2007 гг. При расчёте изменений будем считать, что все остальные свойства климатической системы, кроме альбедо земной поверхности, неизменны. Сдвиг положения нулевой изотермы оценивается в рамках упрощенной расчётной схемы, поэтому полученные результаты не претендуют на точное описание последствий заданного уменьшения альбедо земной поверхности, а скорее характеризуют масштабы и примерную локализацию ожидаемых изменений.

Данные и методы

Данные. Оценки, выполненные в настоящей работе, основаны на материалах архива SRB (Surface Radiation Budget), который создан в 1997 г. в рамках эксперимента NASA GEWEX — Global Energy and Water Cycle Experiment [23]. Цель создания такого архива — оценить в глобальном масштабе и задокументировать потоки коротко- и длинноволновой радиации у земной поверхности, на внешней границе атмосферы и в атмосфере. В архиве потоки приведены для широтно-долготной сетки $1^\circ \times 1^\circ$ за период с 1984 по 2007 г. Разрешение по времени — один месяц. Эти данные — результат математического моделирования. Для вычислений применён алгоритм LPSSA (Langley Parameterized Shortwave Algorithm) [9–11]. При оценке потоков коротковолновой радиации использован также алгоритм-проверка [6, 7, 18]. Входные параметры для расчётов радиационных потоков — характеристики облачности, а также температура земной поверхности, использованная в данной работе, — взяты по спутниковым данным проекта ISCCP-C1 [24]. Температура земной поверхности восстанавливается по данным об измерении со спутника потоке инфракрасного излучения земной поверхности. Преимущества этого массива данных — глобальный охват и привязка к регулярной широтно-долготной сетке, но есть и недостаток: поскольку это данные дистанционных измерений, то в ряде случаев они несколько отличаются от данных наземных инструментальных измерений.

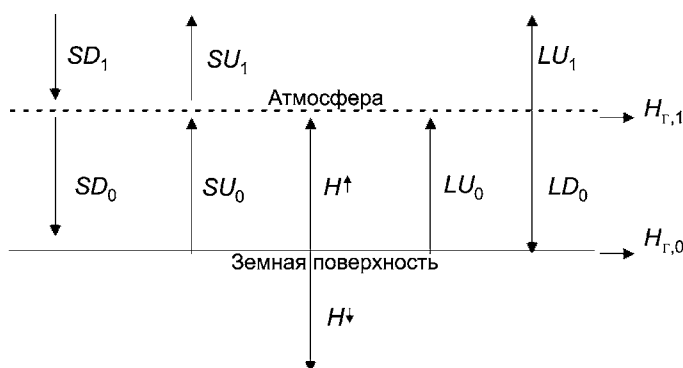


Рис. 1. Схема потоков энергии в пределах элемента широтно-долготной сетки.

Символы пояснены в тексте

Fig. 1. Energy fluxes scheme within the cell of longitude-latitude grid.

Symbols are explained in the text

Модельное описание потоков энергии в системе «земная поверхность + атмосфера». Для оценки параметров климатической системы, распределения температуры на земной поверхности и положения нулевой изотермы использовалась упрощенная модель системы «земная поверхность + атмосфера». Соответствующая схема потоков энергии для пространственной ячейки (элемента широтно-долготной сетки) приведена на рис. 1. Лучистая энергия переносится в данной модели в вертикальном направлении. Блок этой модели, описывающий потоки коротковолнового излучения, аналогичен блоку в однослойной модели атмосферы, представленной в работе [8]. На рис. 1 использованы следующие символы для обозначения переменных, относящихся к части системы «атмосфера + земная поверхность» в пределах данного элемента широтно-долготной сетки:

SD_1 — нисходящий поток коротковолновой радиации (КР) на верхней границе атмосферы; в данной работе он всегда равен потоку солнечного излучения S , который не меняется с годами для данного календарного месяца и элемента широтно-долготной сетки;

SD_0 — нисходящий поток КР у земной поверхности;

SU_0 — восходящий поток КР у земной поверхности;

SU_1 — восходящий поток КР на верхней границе атмосферы;

LD_0 — нисходящий поток длинноволновой радиации (ДР) у земной поверхности;

LU_0 — восходящий поток ДР у земной поверхности;

LU_1 — восходящий поток ДР на верхней границе атмосферы;

$H_{\text{в}}$ — нерadiационный отток тепла в вертикальном направлении с земной поверхности; складывается из потоков тепла в атмосферу H^+ (конвекция, скрытое тепло) и в земную толщу H^- ;

$H_{\text{г}}$ — нерadiационный отток тепла в горизонтальном направлении (адвекция); складывается из горизонтальных потоков в атмосфере $H_{\text{г},1}$ и на земной поверхности $H_{\text{г},0}$ (перенос поверхностными океаническими течениями).

При расчётах использованы следующие упрощающие предположения:

1) энергия поступает в часть системы «атмосфера + земная поверхность» в пределах данного элемента широтно-долготной сетки только за счёт потока коротковолнового излучения от Солнца, адвекции тепла и теплообмена с земной толщей;

2) свойства атмосферы отражать коротковолновое излучение одинаковы для нисходящих и восходящих потоков;

3) длинноволновое излучение земной поверхности полностью поглощается атмосферой;

4) нисходящий поток длинноволнового излучения полностью поглощается земной поверхностью;

5) потоки длинноволновой радиации, излучаемой атмосферой в космос LU_1 и к земной поверхности LD_0 , при малых изменениях меняются пропорционально — $LD_0 = \beta LU_1$; как известно, фактически потоки длинноволнового излучения из атмосферы к земной поверхности LD_0 и из атмосферы в космос LU_1 не равны — реальная земная атмосфера — «толстая», а не «тонкая»; введение коэффициента β — попытка учесть это обстоятельство простейшим образом;

6) часть системы «земная поверхность + атмосфера» в пределах каждого элемента широтно-долготной сетки на временном масштабе одного месяца находится в состоянии термодинамического равновесия;

7) альбедо земной поверхности α и атмосферы R , в также коэффициент поглощения коротковолнового излучения атмосферой A меняются во времени от месяца к месяцу.

Расчёт потоков коротковолнового излучения.

Расчёт проводится для заданного элемента широтно-долготной сетки и заданного месяца. Потоки коротковолнового излучения связаны следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} SD_1 &= S; \\ SD_0 &= (1 - R - A)S + RSU_0; \\ SU_0 &= \alpha SD_0; \\ SU_1 &= (1 - R - A)SU_0 + RS. \end{aligned} \quad (1)$$

Если значения S , α , R и A известны, то значения потоков SD_1 , SD_0 , SU_0 и SU_1 можно найти путём решения системы уравнений (1):

$$\begin{aligned} SD_1 &= S; \\ SD_0 &= \frac{(1 - R - A)S}{1 - \alpha R}; \\ SU_0 &= \frac{\alpha(1 - R - A)S}{1 - \alpha R}; \\ SU_1 &= \frac{\alpha(1 - R - A)^2 S}{1 - \alpha R} + RS. \end{aligned} \quad (2)$$

Отношение $\alpha_p = SU_1/S$ называют «планетарным альбедо», а $\alpha_{p,SURF} = \alpha(1 - R - A)^2/(1 - \alpha R)$ и $\alpha_{p,ATMOS} = R$ – вкладками соответственно земной поверхности и атмосферы в планетарное альбедо. Последнее из выражений (2) означает, что $\alpha_p = \alpha_{p,SURF} + \alpha_{p,ATMOS}$ [11]. Если известны значения потоков SD_1 , SD_0 , SU_0 и SU_1 , то значения α , R и A можно найти следующим образом: альбедо земной поверхности непосредственно определяется третьим из выражений (1) – $\alpha = SU_0/SD_0$, а значения R и A находятся решением системы линейных уравнений – второго и четвертого из выражений (1).

Решения этой системы уравнений таковы:

$$\begin{aligned} R &= \frac{\frac{SU_1}{S} - \frac{SD_0}{S}}{\frac{SU_0}{S} - \frac{SU_0}{S}}; \\ A &= \frac{SU_0}{S} R + (1 - R) - \frac{SD_0}{S}. \end{aligned} \quad (3)$$

Последнюю оценку можно выполнить только, когда S не равно нулю.

Расчёт потоков длинноволнового излучения.

Равновесие потоков энергии во всей части си-

стемы «атмосфера + земная поверхность» в пределах данного элемента широтно-долготной сетки означает, что

$$SU_1 + LU_1 + H_1 = S, \quad (4)$$

где $H_1 = H_{\downarrow} + H_{r,0} + H_{r,1}$ – суммарный нерадационный отток тепла.

Равновесие потоков энергии на земной поверхности в пределах данного элемента широтно-долготной сетки означает, что

$$LD_0 + (1 - \alpha)SD_0 = LU_0 + H, \quad (5)$$

где $H = H_{\downarrow} + H^{\uparrow} + H_{r,0}$ – суммарный нерадационный отток тепла с земной поверхности.

Учитывая предположение, что $LD_0 = \beta LU_1$, получаем:

$$LU_0 = \beta(S - SU_1 - H_1) + (1 - \alpha)SD_0 - H. \quad (6)$$

Алгоритм расчёта эффекта изменения альбедо земной поверхности на её температуру. Для данного элемента широтно-долготной сетки в заданный месяц значения SD_1 , SD_0 , SU_0 , SU_1 , LU_1 , LD_0 и температуры земной поверхности T представлены в базе SRB (соответственно под номерами переменных 19, 21, 22, 20, 4, 6 и 10). Следующие вычисления проводятся только при не нулевом S .

Первый этап вычислений:

а) $\alpha = SU_0/SD_0$, а параметры R и A вычисляются по формулам (3);

б) $\beta = LD_0/LU_1$;

в) $LU_0 = \sigma T^4$, где σ – постоянная Стефана;

г) $H = LD_0 + (1 - \alpha)SD_0 - LU_0$;

д) $H_1 = S - SU_1 - LU_1$.

Второй этап вычислений проводится при возмущённом значении альбедо земной поверхности ($\alpha + \Delta\alpha$):

е) по формулам (2) рассчитываются возмущённые значения SD_0^* , SU_0^* и SU_1^* ;

ж) при неизменных значениях β , H и H_1 по формуле (6) рассчитывается возмущённое значение LU_0^* ;

з) возмущённое значение температуры T^* вычисляется исходя из закона Стефана–Больцмана: $T^* = (LU_0^*/\sigma)^{1/4}$.

Для тех месяцев, когда $S = 0$, изменение альбедо не приводит к изменениям в энергетическом балансе данной части земной поверхности и, следовательно, к изменению исходного значения её температуры.

Результаты и обсуждение

Используя помесечные данные о значениях потоков коротковолновой радиации S , приходящей на верхнюю границу атмосферы, отражённой атмосферой части RS , а также всего потока уходящей обратно в космос коротковолновой радиации SU_1 , можно вычислить суммарные потоки коротковолновой радиации $\sum kS$, $\sum kRS$ и $\sum kSU_1$. Здесь k — количество секунд в текущем месяце. Номер текущего месяца, который должен быть указан при каждом из потоков и при k , здесь опущен, чтобы не усложнять символику. Если все потоки измеряются в ваттах на квадратный метр, то в результате суммирования получается общее количество энергии коротковолновой радиации в джоулях за 1984–2007 гг. в расчёте на 1 м^2 данного элемента широтно-долготной сетки. При этом величины $\sum kSU_1/\sum kS$, $\sum kRS/\sum kS$ и $\sum kSU_1/\sum kS - \sum kRS/\sum kS$ представляют собой оценки климатических значений соответственно планетарного альбедо, вклада в него атмосферы и вклада в него земной поверхности и характеризуют эти вклады в процентах: 1% соответствует 0,01 единице альбедо (рис. 2).

Данные, представленные на рис. 2, показывают, что основную роль в формировании планетарного альбедо играет отражательная способность атмосферы. Она существенно влияет на планетарное альбедо в полярных регионах, где среднегодовое значение альбедо собственно земной поверхности на покрытых снегом и льдом поверхностях, по данным SRB, достигает 0,82. При этом вклад земной поверхности в планетарное альбедо составляет 10–30% в Арктике и достигает 40% в Антарктике. Доминирующая роль атмосферы в формировании планетарного альбедо в данном случае связана с преобладанием облачности в летний сезон, которая существенно увеличивает отражательную способность атмосферы.

Ещё один регион, где отражательная способность земной поверхности заметно влияет на планетарное альбедо, — пустынные районы Северной Африки и Аравии. Среднее значение альбедо собственно земной поверхности составляет там от 0,3 до 0,4. Вклад атмосферы в планетарное альбедо в данном случае не превышает 25% из-за отсутствия облачности практически весь год. Существенно влияет на формирование вклада земной поверхности в планетарное аль-

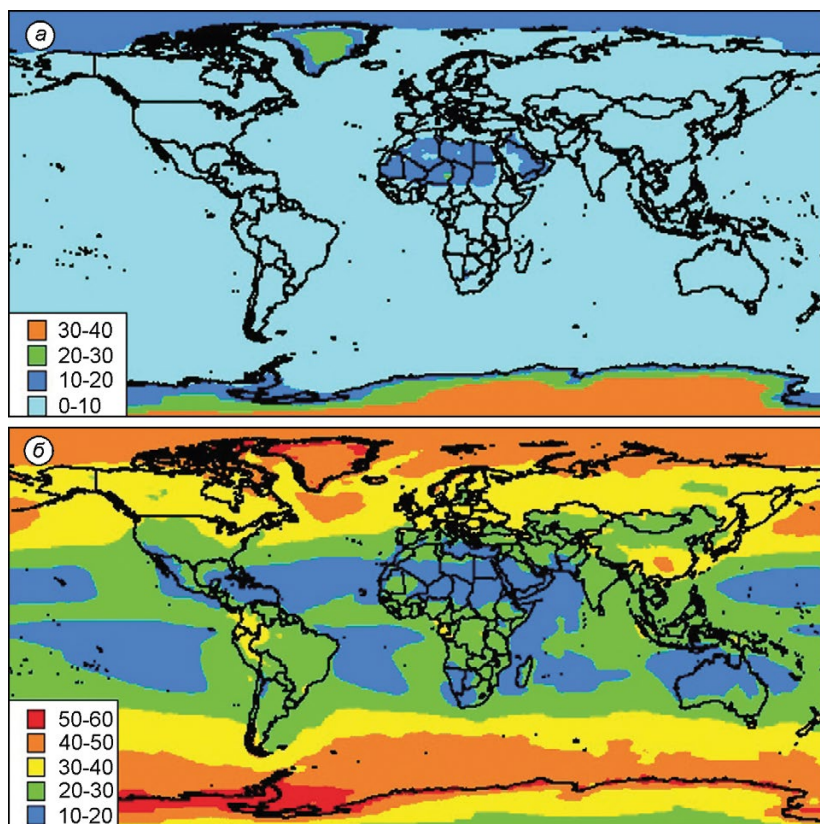


Рис. 2. Вклады в планетарное альбедо (климатические значения за период 1984–2007 гг.):

a — земной поверхности; *б* — атмосферы; все величины выражены в % от потока коротковолновой радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы (1% соответствует 0,01 единицы альбедо)

Fig. 2. Contribution to the planetary albedo (mean values for the period 1984–2007) of:

a — the Earth's surface; *б* — atmosphere *R*; all quantities are expressed as a percentage of the top of atmosphere downward shortwave radiation flux

бедо ослабление отражённой от земной поверхности коротковолновой радиации в атмосфере, которое составляет от 60% в субтропиках до 80–85% в районах циклонической активности [11]. В остальной части земного шара вклад атмосферы в планетарное альbedo превалирует. Его значения достигают максимума в районах преобладания облачности — в районах циклонической активности умеренного пояса, а также в полярных областях. Минимальные значения наблюдаются в тропических регионах с сухим климатом.

Если сравнить полученные данные о долгосрочных (климатических) значениях вкладов земной поверхности и атмосферы в планетарное альbedo с аналогичными данными, представленными в работе [11], то можно сделать вывод, что их пространственные распределения очень похожи. Так, значения вклада земной поверхности совпадают практически по всей территории земного шара. В полярных районах отмечаются некоторые различия в значениях атмосферного вклада. Например, в Антарктической области, по данным [11], высокие значения (вплоть до 65%) наблюдаются во всей зоне Антарктического фронта и Антарктического циркумполярного течения, а также в западных районах Антарктиды, в то время как по нашим расчётам такие величины характерны только для западной и прибрежной областей материка. В сибирском секторе Север-

ного Ледовитого океана, по нашим данным, максимальные значения достигают 50%, что на 5–7% ниже, чем получено в работе [11].

Главный вывод, касающийся полученных значений вкладов земной поверхности и атмосферы в планетарное альbedo, состоит в том, что и в результатах наших вычислений по упрощённой модели, и с использованием ряда упрощающих предположений, и в результатах работы [11] отмечается почти повсеместная незначительность вклада земной поверхности в формирование планетарного альbedo по сравнению со вкладом атмосферы. Это обстоятельство позволяет предположить, что изменения альbedo земной поверхности и связанные с ними изменения потоков коротковолнового излучения в климатической системе Земли (при условии сохранения состава атмосферы и потоков тепла нерадиационной природы) не приведут к радикальным глобальным изменениям распределения температуры на земной поверхности. Могут оказаться существенными лишь некоторые региональные изменения.

Для исследования этого вопроса мы провели оценку изменения распределения климатического среднего значения температуры земной поверхности при условии уменьшения альbedo земной поверхности в каждый месяц на 0,1. За исходное взято распределение 1984–2007 гг. На рис. 3 приведены результаты этого расчёта. На карте-схеме,

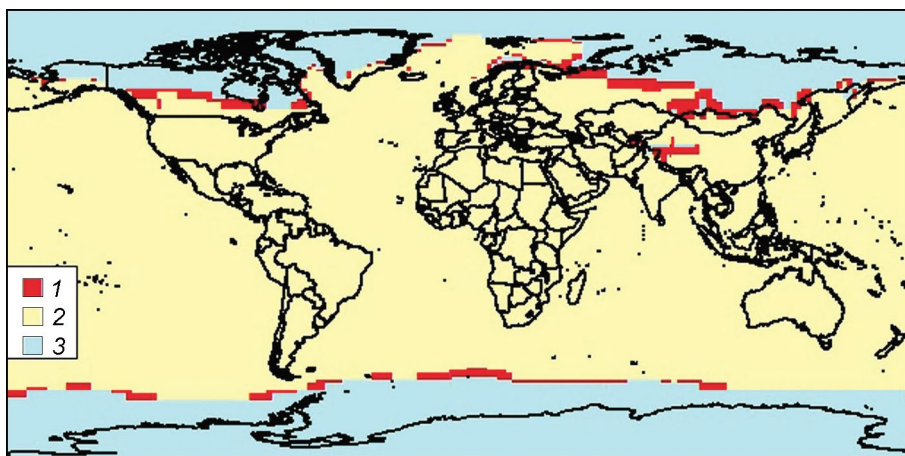


Рис. 3. Изменение знака климатического среднегодового значения температуры земной поверхности по сравнению с 1984–2007 гг. при уменьшении её альbedo на 0,1:

1 — знак изменился с отрицательного на положительный; 2 — знак был и остался положительным; 3 — знак был и остался отрицательным

Fig. 3. Changes of sign of average climatic surface temperature when the surface albedo enhanced by 10% in comparison with average value for years 1984–2007:

1 — the sign changed from negative to positive; 2 — the sign remained positive; 3 — the sign remained negative

изображённой на рис. 3, голубым цветом маркирована часть земной поверхности, где среднегодовое климатическое значение температуры земной поверхности было отрицательным и осталось отрицательным после изменения альбедо. Жёлтый цвет соответствует области положительных значений температуры в исходном состоянии и после возмущения. Красным цветом маркирована область (пояс), где в исходном состоянии температура была отрицательной, а после изменения альбедо стала положительной. Именно эта область наиболее интересна для нас.

В Северном полушарии, на материке, этот пояс располагается на Аляске, в Канаде, на побережье южной Гренландии и на севере Скандинавии. На территории России он начинается от арктического побережья Европейской территории России (ЕТР) и распространяется (по мере продвижения на восток) в южном направлении до границ с Монголией и Китаем и далее в Приморье. Этот пояс охватывает также горные системы Камчатки, Западных Гималаев, Тибета и Памира. В океане, в Северном полушарии, он расположен вблизи южной окраины моря Баффина и далее идёт по северной границе Гренландского и Баренцева морей. Переход температуры через ноль в сторону положительных значений отмечается также и в южных районах Баренцева моря, в прибрежных районах ЕТР и Скандинавии. В Южном полушарии данный пояс располагается вблизи границы Южного океана.

На материке пояс смены знака климатического значения среднегодовой температуры земной поверхности прилегает к границе криолитозоны и в горных районах содержит крупные ледниковые системы — на Камчатке, Гималаях, Памире и Тибете. Его широтная протяжённость на материке составляет несколько градусов, причём максимальна она на территории России. В океанах данный пояс проходит вблизи границы распространения морского льда; наибольшая площадь этого пояса — в Южном полушарии. Принимая нулевую изотерму — линию, где климатическое значение среднегодовой температуры земной поверхности равно нулю, — условно за границу криолитозоны, можно рассматривать изображённую на рис. 3 красную область на материках как пояс неустойчивости многолетней мерзлоты. В этом поясе в долговременном плане будет происходить деградация криосферы.

Негативные последствия протаивания многолетнемёрзлых пород известны: уменьшение устойчивости фундаментов жилых зданий и технических сооружений (в том числе нефте- и газопроводов), автомобильных и железных дорог. Потенциально с этими явлениями связан значительный экономический ущерб. Но если для многолетнемёрзлых пород эта деградация означает лишь протаивание на поверхности (на глубине мёрзлые толщи могут при этом сохраняться), то для ледниковых систем это в перспективе приведёт к полной деградации, т.е. к исчезновению ледников. Для Камчатки, где сток рек определяется в основном осадками на водосборе, а не вкладом ледников, это — лишь очень существенное изменение ландшафта и регионального гидрологического цикла. Напротив, ледники Гималайского массива, Памира и Тибета в значительной степени определяют сток рек на равнинах в регионах Средней Азии, Индии и Китая, что играет ключевую роль в сельскохозяйственном производстве. Деградация данных ледниковых систем очень негативно повлияет на сельскохозяйственное производство в этих регионах.

В ряде публикаций отмечается, что в последние десятилетия ускорилось таяние горных ледников в Западном Китае и в горах Средней Азии [17, 20, 21 и др.]. Так, в работе [17], авторы которой изучали в том числе и связь концентрации чёрного углерода в снеге и льде с альбедо земной поверхности, показано, что современное сокращение альбедо земной поверхности может достигать нескольких сотых. Однако даже в случае сильного загрязнения чёрным углеродом от локальных источников сокращение не превышает 0,1 единицы альбедо как для горных ледников [17], так и для морского арктического льда [16]. Хотя, как показано в данной работе, региональные последствия сокращения альбедо земной поверхности приблизительно на 0,1 могут быть существенными и для человека негативными в целом. В глобальном масштабе изменения в климатической системе Земли, представленные на рис. 3, не являются радикальными. Напомним, что эти оценки получены в рамках лишь радиационной модели в предположении, что все потоки энергии нерадиационной природы неизменны. Таким образом, возможно, более значительные, глобальные изменения в криосфере могут

возникнуть в связи с изменениями иных, нерадиационных процессов переноса энергии в атмосфере и океане, в частности с изменениями атмосферной циркуляции и океанских течений.

Заключение

Изменение альбедо земной поверхности в результате переноса в атмосфере и осаждения сажевых частиц («чёрного углерода») в настоящее время часто обсуждается в научной литературе, прежде всего в связи с таянием арктических льдов. Считается, что некоторое «почернение» (например, за счёт антропогенных факторов) само по себе достаточно для существенного сокращения площади льдов. Однако расчёты, сделанные в данной работе с помощью однослойной радиационной модели атмосферы с использованием данных архива SRB (Surface Radiation Budget) за 1984–2007 гг., показали, что заметное сокращение альбедо земной поверхности – на 0,1 – не приводит к радикальному сдвигу положения нулевой изотермы температуры земной поверхности – условной границы криосферы. В частности, в полярных областях этот сдвиг весьма умеренный. Вместе с тем некоторые региональные эффекты для горных ледниковых систем могут быть весьма серьёзными. Например, ледниковые системы Западных Гималаев, Тибета, Памира и Камчатки, вероятно, станут деградировать. Существенное сокращение ледников уже наблюдаются в Западном Китае. Отметим, что эти выводы получены в рамках радиационной модели, в которой потоки энергии нерадиационной природы считались неизменными при заданном изменении альбедо. Учёт последствий их возможных изменений требует использования полных динамических моделей земной системы.

Литература

1. Будыко М.И. Климат и воздействия на аэрозольный слой стратосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 42 с.
2. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 470 с.
3. Будыко М.И. Метод воздействия на климат // Метеорология и гидрология. 1974. № 2. С. 91–97.
4. Израэль Ю.А., Рябошапка А.Г., Петров Н.Н. Сравнительный анализ геоинженерных способов стабилизации климата // Метеорология и гидрология. 2009. № 6. С. 5–24.
5. Куинн П.К., Бейтс Т.С., Баум Э., Бонд Т., Беркхарт Дж.Ф., Фьоре А.М., Флэннер М., Гарретт Т. Дж., Кох Д., МакКоннелл Дж., Шинделл Д., Столь А. Воздействие краткосрочных загрязнителей на климат Арктики: Технич. доклад АМАП. 2008. № 1. 39 с.
6. Darnell W.L., Staylor W.F. et al. Global surface radiation budget estimations by satellite techniques – test results // Proc. Intern. Radiation Symposium. Lille, France, 18–24 August 1988. Hampton, Va., USA: A. Deepak Publishing, 1989.
7. Darnell W.L., Staylor W.F., Gupta S.R., Ritchey N.A., Wilber A.C. Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data // Journ. of Geophys. Research. 1992. V. 97. P. 15741–15760.
8. Donohoe A., Battisti D. Atmospheric and surface contributions to planetary albedo // Journ. of Climate. 2011. V. 24. P. 4402–4418.
9. Gupta S.K. A parameterization for longwave surface radiation from Sun-synchronous satellite data // Journ. of Climate. 1989. V. 2. P. 305–320.
10. Gupta S.K., Darnell W.L., Wilber A.C. A parameterization of longwave surface radiation from satellite data: Recent improvements // Journ. of Applied Meteorology. 1992. V. 31. P. 1361–1367.
11. Gupta S.K., David P.K., Stackhouse P.W., Wilber A.C. The Langley Parameterized Shortwave Algorithm (LPSA) for Surface Radiation Budget Studies. NASA/TP-2001-211272. December 2001, 21 p. (<http://www.google.ru/search?ie=UTF-8&hl=ru&q=LPSA%2C%20Langley>)
12. IPCC, 2000. Land Use, Land-Use Change and Forestry / Eds.: R.T. Watson, I.R. Noble, B. Bolin, N.H. Ravindranath, D.J. Verardo and D.J. Dokken. Cambridge University Press, 2000. 375 p.
13. IPCC, 2014: Summary for policymakers. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2014. P. 1–32.
14. Lee Y.H., Lamarque J.-F., Flanner M.G., Jiao C., Shindell D.T., Bernsten T., Bisiaux M.M., Cao J., Collins W.J., Curran M., Edwards R., Faluvegi G., Ghan S., Horowitz L.W., McConnell J.R., Ming J., Myhre G., Nagashima T., Naik V., Rumbold S.T., Skeie R.B., Sudo K., Takemura T., Thevenon F., Xu B., Yoon J.-H. Evaluation of preindustrial to present-day black car-

- bon and its albedo forcing from Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP) // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013. V. 13. P. 2607–2634. www.atmos-chem-phys.net/13/2607/2013/. doi:10.5194/acp-13-2607-2013
15. Lenton T.M., Vaughan N.E. The radiative forcing potential of different climate geoengineering options // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2009. V. 9. P. 5539–5561.
 16. Marks A.A., King M.D. The effects of additional black carbon on Arctic sea ice surface albedo: variation with sea ice type and snow cover // *The Cryosphere Discussions*. 2013. V. 7. P. 943–973. www.the-cryosphere-discuss.net/7/943/2013/. doi:10.5194/tcd-7-943-2013
 17. Ming J., Xiao C., Cachier H., Qin D., Qin X., Li Z., Pu J. Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos // *Atmospheric Research*. 2009. V. 92. P. 114–123.
 18. Staylor W.F., Darnell W.L., Gupta S.K. Estimation of clear-sky insolation using satellite and ground meteorological data: Preprints, Fifth Conference on Atmospheric Radiation, Baltimore, MD. American Meteorological Society, 1983. P. 440–443.
 19. Trenberth K.E., Fasullo J.T., Kiehl J. Earth's global energy budget // *Bulletin of American Meteorological Society*. March 2009. P. 311–323.
 20. Xiao C., Liu S., Zhao L., Wu Q., Li P., Liu C., Zhang Q., Ding Y., Yao T., Li Z., Pu J. Observed changes of cryosphere in China over the second half of the 20th century: an overview // *Annals of Glaciology*. 2007. V. 46. P. 382–390.
 21. Zhou G., Yao T., Kang S., Pu J., Tian L., Yang W. Mass balance of the Zhadang glacier in the central Tibetan Plateau (in Chinese with English abstract) // *Journ. of Glaciology and Geocryology*. 2007. V. 29. № 3. P. 360–365.
 22. <http://www.unep.org/ccac/>. Climate and Clean Air Coalition to Reduce Short-Lived Climate Pollutants, February 16, 2012.
 23. https://eosweb.larc.nasa.gov/project/srb/srb_table. NASA Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX), Surface radiation budget (SRB).
 24. <http://isccp.giss.nasa.gov>. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP).

Summary

Changes in albedo of the earth's surface due to atmospheric transition and deposition of soot particles («black carbon») are often being discussed, in particular in connection with factors accelerating the snow melt in the Arctic. It is considered that some «blackening» itself may lead to substantial reduction of the ice area. However, our calculations with the one-layer radiative model of the atmosphere based upon data of the Surface Radiation Budget (SRB) archive covering 1984–2007 do not support this. It was shown that considerable reduction in albedo of the earth's surface (by 0.1) has not led to the drastic shifts of the zero isotherm, a conventional boundary of the cryosphere. In particular, the shift is rather moderate in Polar Regions. At the same time, some regional effects on mountain glacial systems can be serious. For example, the glacial systems of Western Himalayas, Tibet, Pamir and Kamchatka may degrade. It should be noted, the substantial reduction of glaciers is already observed in Western China. It should be mentioned that the conclusions are derived from the radiative model assuming non-radiative energy fluxes constant under analyzed change in albedo. Possible effects of changes in these fluxes can be assessed with comprehensive models of the Earth's system only.

Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние

© 2015 г. Т.М. Маневич, Я.Д. Муравьев, С.Б. Самойленко

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
lav217@kscnet.ru**Glaciers of the Avachinskaya volcano group: current condition (state)**

T.M. Manevich, YA.D. Murav'ev, S.B. Samoilenko

Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky

Статья принята к печати 9 февраля 2015 г.

*Авачинская группа вулканов, ледниковый узел, морфологический тип ледников.**Avachinskaya volcanic group, glaciers complex, morphological type of glaciers.*

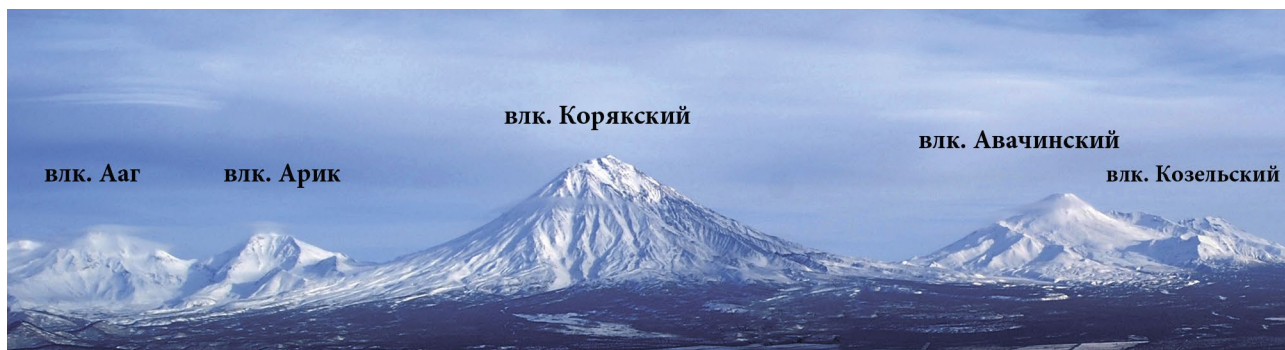
Представлены сведения о современном состоянии ледников Авачинской группы вулканов, полученные при проведении полевых работ 2007–2010 гг. На склонах вулканов выделено 27 ледников общей площадью $24,04 \pm 3,6$ км², относящихся к восьми морфологическим типам. Наибольшее число ледников – склоновые, каровые и ледники барранкосов. Значительная протяженность группы, разнообразие климатических условий и вулканических построек в её пределах позволяют сгруппировать ледники в три ледниковых узла: Авачинский узел оледенения, Корякский вулкан и Пиначевский хребет, каждому из которых присущи специфические черты. Оценено изменение положения фронтов ледников за последние 40 лет по сравнению с материалами аэрофотосъёмки 1974 г. В настоящее время семь ледников наступают, два деградируют, остальные находятся в стационарном состоянии.

The present-day glaciation of the Avachinskaya volcano group was analyzed using data obtained during field works of 2007–2010. Twenty seven glaciers were found on the volcanic slopes with their total area of 24.04 ± 3.6 km². These glaciers belong to eight morphological types, the largest part of them are glaciers of slopes, cirques, and barrancoes. Great extent, diversity of climatic conditions and volcanic edifices made possible to group the glaciers into three glacial knots (complexes): the Avachinsky complex, the Koryaksky volcano, and the Pinachevsky Range, each one with own specific features. Comparison of recent data with aerial photographs of 1974 has allowed estimating changes of the glacier front positions and to reconstruct the glacier dynamics for the last 40 years. At the present time, seven glaciers advance, two ones degrade, and eighteen glaciers are in the stationary state.

Введение

Авачинская группа вулканов расположена на юго-востоке полуострова Камчатка и представлена линейным рядом вулканов, вытянутым в северо-западном направлении на 30 км. В группу входят пять вулканов: Козельский (2189 м), Авачинский (2751 м), Корякский (3456 м), Арик (2156 м) и Ааг (2310 м) (рис. 1). Вулканы Авачинский и Корякский – действующие, последние извержения происходили в 1991 и

2008–2009 гг. соответственно. Основные черты современного вулканического рельефа Авачинской группы и её подножий сформировались в верхнем плейстоцене – эпоху похолодания климата и последнего крупного оледенения Камчатки [10]. В связи с большими абсолютными высотами и достаточно суровым климатом Авачинская группа представляет собой значительный центр оледенения. В эпоху II фазы верхнеплейстоценового оледенения ледник подножий окаймлял практически всю вулканическую

**Рис. 1.** Авачинская группа вулканов**Fig. 1.** Avachinskaya volcano group

группу, причём в северной части он дополнительно питался долинными ледниками, сползавшими с вулканов Арик и Ааг. Поперечник этого ледяного поля составлял около 60 км, а площадь — около 1200 км².

Оледенение — один из важнейших факторов рельефообразования на территории этой группы вулканов. Накрыв огромные площади подножий, ледники прекратили деятельность других экзогенных факторов. Ледниками было снесено с вулканов и законсервировано во время синхронных извержений колоссальное количество обломочного материала, за счёт которого после деградации оледенения сформировались обширные участки холмисто-котловинного рельефа.

В настоящее время Авачинская группа вулканов — второй по величине центр оледенения на полуострове среди районов активного вулканизма (после Ключевской группы вулканов) [3, 4]. Сведения о современном состоянии ледников необходимы для точной оценки опасности, которую они могут представлять при извержении вулканов в результате разрушительных грязевых потоков и лахаров.

Материалы и методы исследований

При полевых работах определялись координаты опорных точек, оконтуривающих фронты ледников. Для этого использовался портативный GPS-навигатор, обеспечивающий погрешность измерений 5 м. Контуры верхних частей ледников определяли с помощью спутниковых снимков высокого разрешения (DigitalGlobe, 1 м на пиксел), доступных на сервере kh.google.com. Снимки приводятся на июнь 2009 г. Границы ледников при дешифрировании определяли в соответствии с правилами GLIMS (<http://glims.org>). Дешифрирование вели в программе Google Earth Pro (<http://www.google.com/earth>) по снимкам, наложенным на трёхмерную модель рельефа, а также по опорным точкам, полученным непосредственно на местности.

Несмотря на то, что в июне снежный покров в гляциальной зоне ещё значителен, в 2009 г. фронтальные части ледников уже были свободны от снега и контуры ледников хорошо читались на снимках. В целом при дешифрировании снимков допускалась погрешность не более 25 м, что обусловлено сложностью определения

замороженных или заснеженных границ ледников. Высоты определялись с абсолютной погрешностью 10 м. Погрешности вычисляемых площадей оценивали общими математическими методами анализа измерений и учитывали абсолютные погрешности, допускаемые при измерении линейных размеров, а также характерную форму измеряемой площади. Таким образом, относительная погрешность измерения площади отдельных ледников составляла от 12 до 18%. Площади ледников в среднем оценены с относительной погрешностью 15%.

Климатические условия ледниковой зоны

Положение Камчатки на восточной окраине Евразии и меридиональное простираие определяют значительные термобарические контрасты и активную циклоническую деятельность над полуостровом [12]. Пониженное атмосферное давление, преобладающее в холодный период в охотском и алеутском районах, формируется преимущественно циклонами, возникающими в южных районах Дальнего Востока. Климатические условия на уровне ледников, в основном, охарактеризованы по косвенным признакам и расчётам, так как на Камчатке нет постоянно работающих метеостанций в горах.

Первые данные по климату Авачинской группы вулканов появились в 1960-е годы, когда на седловине между Авачинским и Корякским вулканами (абсолютная высота 960 м) 4 года работал метеопост «Авачинский вулкан» [4]. В 1973—1981 гг. были получены материалы в районе ледника Козельский. Это были данные ГМС Козельская (абсолютная высота 715 м) и метеопоста «Седловина» (абсолютная высота 1854 м), которые позволили в общих чертах охарактеризовать климат этого района. Вулканические постройки служат существенной преградой для влажных воздушных масс с северо-востока и заставляют приходящие отсюда циклоны оставлять осадки на склонах северной и восточной экспозиций. В результате возникает диспропорция в распределении снеготопливных запасов: склоны северной экспозиции покрыты снегом 9—10 месяцев в году, а южные начинают освобождаться от снега в мае и вновь покрываются им в конце сентября.

Для района характерны суммы осадков в холодный период до 3000 мм, а на ледниках в ре-

зультате переотложения снега эта величина достигает 6000 мм. Высотный градиент осадков для летнего сезона равен 22 мм на 100 м высоты. При этом на восточных склонах в год выпадает 2500–3000 мм осадков, а на западных — около 1000–2000 мм [3]. В зимний период вертикальный температурный градиент составляет 3,2 °С на 1 км превышения, а в летний изменяется как в течение сезона, так и от года к году и в среднем составляет 2,0–3,0 °С на 1 км. На нижнем уровне ледниковой зоны Авачинской группы холодный период длится с начала октября по апрель. Средняя температура воздуха на восточном склоне составляет –8 °С и от –10 до –12 °С на западном. В области питания ледников зимний период длится 8 месяцев и более. Средняя температура воздуха колеблется от –1 до –20 °С.

Снежный покров

Разнообразие морфологии и климатических условий приводит к неравномерному выпадению и распределению твёрдых осадков в пределах вулканических построек [1, 4]. С увеличением высоты, скорости ветра и расчленённости рельефа количество осадков возрастает. Сильные ветры перераспределяют и уплотняют снег до образования плотных ветровых корок. В отрицательных формах рельефа, независимо от высоты, весь холодный период происходит постоянное накопление снега. По результатам бурения, выполненного авторами в мае 2006 г. в северо-восточной части атрио Авачинского вулкана на высоте 2200 м, толщина сезонного снега составила 14,5 м, в 2009 и 2010 гг. в области питания ледника Козельский (высота 1800 м) она была равна 13 и 8 м соответственно. При этом на открытых частях и крутых склонах даже в холодный сезон снежный покров временами мог отсутствовать из-за его неоднократного сдувания. Так, перевал между вулканами Авачинский и Козельский с высотой более 1800 м, представляющий собой часть области аккумуляции двух ледников, ежегодно освобождается от сезонного снега из-за его переметания и переотложения в понижениях рельефа: при северных ветрах — на леднике Козельский, при ветрах южных направлений — на леднике Заварицкого.

С высоты 900 м в отрицательных формах рельефа и на подветренных склонах сохраняют-

ся многолетние снежники мощностью 10–15 м. В 300 м ниже Корякского перевала, с юго-западной стороны, между вулканами Корякский и Арик, находится многолетний снежник площадью около 0,5 км². В конце июля 2010 г., несмотря на относительно малоснежный зимний сезон 2009/10 гг. и превышение нормы летней температуры на 1,4 °С, толщина сезонного снега на его поверхности достигала 4 м, в то время как окружающая поверхность уже очистилась от снега. Отметим, что на аэрофотоснимках 1940-х годов снежники отмечаются в тех же местах, что и сейчас.

Результаты и обсуждение

Современное состояние ледников. Полевые работы 2007–2010 гг. позволили уточнить результаты последней каталогизации и получить новые данные о ледниках Авачинской группы [11]. Особенно это касается вулканов Арик, Ааг и Корякский, поскольку информация, представленная в Каталоге, получена по картам и результатам дешифрирования аэрофотоснимков 1950-х годов и с тех пор не обновлялась. Данные, полученные в результате полевых исследований, отличаются от представленных в опубликованных обобщающих работах [4, 5, 11]. На восточном склоне вулкана Арик, в каре, на месте ледника Арикский-2 (№ 253 по Каталогу) залегает только небольшой многолетний снежник без видимых признаков движения. Присутствие этого ледника в Каталоге можно объяснить ошибкой при дешифрировании. На юго-западном склоне вулкана Ааг, на месте ледников № 272 и 273, находится единый ледяной массив, который мы отнесли к леднику № 272 как к большему по площади (в Каталоге). На северном склоне вулкана Авачинский по Каталогу залегают висячие ледники № 261 и 262. Изучение рельефа при полевых работах и анализ аэрофотоснимков показали, что эти ледники — притоки ледника Арсеньева.

Кроме того, обнаружены три ледника, не представленные в Каталоге: 1) в привершинной части вулкана Ааг залегает склоновый ледник, которому в соответствии с принципом каталогизации, присвоен номер 272-А; 2) на вершине вулкана Корякский — кратерный ледник, названный Корякским-VII; 3) на юго-западном склоне вулкана Авачинский — склоновый лед-

ник, получивший название ледника Дианы. Таким образом, авторами выделено 27 ледников общей площадью $24,04 \pm 3,6 \text{ км}^2$. Основные сведения о ледниках Авачинской группы представлены в таблице, в которой сохранена нумерация ледников по Каталогу, но необходимо обратить внимание, что ледники перечисляются в соответствии с экспозицией: по часовой стрелке начиная с севера. Поэтому в нашей таблице номера ледников, приуроченных к одному ледниковому узлу, идут не по порядку. Ледники № 273, 261 и 262 не выделяются авторами как самостоятельные, а представляют собой части или притоки более крупных ледников, а ледник № 253 отсутствует.

В целом по группе 58% площади оледенения приурочено к северо-северо-восточным склонам. Это связано с меньшим таянием на северо-восточных склонах по сравнению с южными и господством основных направлений влагонесущих масс в холодное время [3]. Значительная часть ледников характеризуется относительно небольшими размерами: девять ледников имеют площадь более 1 км^2 , два ледника — менее $0,1 \text{ км}^2$ (см. таблицу). Длина ледников колеблется от 0,12 до 6,8 км.

По данным Каталога [11], ледники относятся к семи морфологическим типам, однако результаты полевых исследований вызвали необходимость пересмотреть морфологический тип некоторых из них. Так, по Каталогу, все ледники Пиначевского хребта — каровые. Изучение рельефа вулканов Арик и Ааг на местности позволило нам отнести четыре из них к склоновым. Согласно принятому определению, кар — это естественное чашеобразное углубление в привершинной части склонов гор с крутыми задними и боковыми стенками [8], ложа ледников № 271 и 272 такие отличия не имеют. Все ледники Корякского вулкана отнесены в Каталоге к морфологическому типу «ледник барранкосов», однако ледники Корякский-III и Корякский-VI мы обозначили как склоновые. Подстилающее ложе этих ледников представляет собой слабо-расчленённый склон вулкана, в то время как барранкос, по определению, это — глубокая борозда с крутыми стенками [7].

Ледники Елизовский и Камбальный классифицированы в Каталоге как атрио-долинные. Действительно, область питания этих ледников

и большая их часть залегает в пределах атрио Авачинского вулкана. Судя по реконструкции, язык Елизовского ледника в конце малого ледникового периода спускался в долину р. Сухая Елизовская [17]. Однако в ходе отступления его фронт существенно поднялся и в настоящее время не выходит за пределы атрио, а часть ледника, расположенная в долине, представляет собой расчленённый массив мёртвых льдов. В отличие от Елизовского, ледник Камбальный в течение последних десятилетий активно наступают, но в пределы долины (левого притока р. Сухая Елизовская) вышла лишь незначительная фронтальная часть ледника (не более 200 м). Поэтому авторы относят ледники Елизовский и Камбальный к типу атрио.

Тип ледника Дитмара, залегающего в кратере вулкана Козельский, обозначен в Каталоге как ледник взрывных и обвальных цирков. Это связано с тем, что область аккумуляции ледника занимает взрывную кальдеру, существенно расширенную ледниковой деятельностью. Однако язык ледника, выходящий за пределы кальдеры, составляет $4/5$ его длины (55% площади) и располагается в долине р. Мутнушки, поэтому авторы считают этот ледник кальдерно-долинным. Таким образом, исследованные ледники относятся к восьми морфологическим типам: склоновым (10 ледников), барранкосам (4), каровым (4), атрио (3), атрио-долинным (3), кальдерно-долинным (1), кратерным (1), перемётно-долинным (1).

Положение высших точек ледников варьирует как в пределах всей группы, так и на разных склонах одного вулкана. Связано это прежде всего с разницей в высоте вулканических построек и особенностями морфологии склонов. На северном склоне вулкана Корякский ледники Корякский-I и Корякский-II начинаются с самой вершины (3400 м) — это максимальный показатель для Авачинской группы, а остальные ледники группы начинаются на 1000–1500 м ниже. Ниже всего расположены склоновые ледники Авачинского вулкана — высшая точка 1400 м (ледники Лавинщиков и Дианы). Высотный интервал залегания ледников составляет 720–3400 м, а средневзвешенная высота — 1700 м.

Питаются ледники в основном за счёт ветрового перераспределения снега. Именно благодаря этому в отрицательных формах накапливают-

Основные сведения о ледниках Авачинской группы вулканов

Номер ледника по КATALOGу [11]	Название ледника	Название реки, вытекающей из ледника	Морфологический тип	Общая экспозиция	Длина, км	Площадь*, км²	Высота точки, м	
							низшей	высшей
Пиначевский хребет								
№ 250		Приток р. Шумная	Каровый	С	0,6	0,12	1740	2060
№ 251	Аагский-I	Р. Шумная	Склоновый	СЗ	0,12	0,08	2100	2200
№ 252	Арикский-I		Каровый	С	0,47	0,12	1520	1920
№ 2532**	—							
№ 270	Аагский-II	Приток р. Дремучая	Каровый	ЮЗ	0,6	0,11	1740	2100
№ 271	—	Р. Дремучая	Склоновый	З	0,62	0,1	1530	1780
№ 272				ЮЗ	1,0	0,5	1580	1900
№ 272-A***					0,5	0,15	2000	2200
№ 273**		—						
Корякский вулкан								
№ 254	Корякский-I	Приток р. Шумная	Барранкосов	С	6,5	3,4	1000	3400
№ 255	Корякский-II	Приток р. Седловинская		с—СВ	6,8	2,0	880	3200
№ 256	Корякский-III	Приток р. Правая седловинская	Склоновый	СВ	0,35	0,15	1470	1700
№ 257	Корякский-IV		Барранкосов		3,9	1,15	1300	3400
№258	Корякский-V		В	3,0	1,3	970	2100	
№269	Корякский-VI	Р. Железная	Склоновый	СЗ	1,3	0,3	1500	2000
	Корякский-VII**		Кратерный	Ю	0,23	0,06	3160	3260
Авачинский узел оледенения								
№ 259	Новограбленова	Р. Седловина	Атрио-долинный	СЗ	5,7	1,7	800	2400
№ 260	Арсеньева	Приток р. Седловина		С	4,7	2,49	850	2400
№ 261**	—							
№ 262**	—							
	Печёнкина	Р. Мутная	Склоновый	СВ	1,35	0,35	1150	1700
№ 263	Заварицкого		Атрио-долинный		6,1	3,12	720	2380
№ 264	Дитмара	Р. Мутнушка	Кратерно-долинный		3,8	1,4	870	1775
№ 265	Козельский	Ручей Козельский	Перемётно-долинный	Ю	4,6	2,0	800	2050
	Тора		Склоновый		1,38	0,39	1250	1780
№ 266	Халактырский	Р. Халактырская Сухая	Атрио	ЮЗ	2,4	0,55	1640	2285
	Дианы***	Приток р. Елизовская Сухая	Склоновый	З—ЮЗ	0,5	0,15	1250	1400
	Камбальный		Атрио	ЮЗ	3,3	0,9	1170	2300
№ 267	Елизовский	Р. Елизовская Сухая			2,8	0,8	1320	2200
№ 268	Лавинщиков	Приток р. Елизовская Сухая	Склоновый	З	1,1	0,30	1220	1430
	Скрытый	Р. Седловина	Каровый		0,5	0,35	1500	1720
Всего 27 ледников площадью 24,04 км²								

*Относительная точность значений площади составляет 15%. **Ледники, представленные в Каталоге, но не обнаруженные на местности. ***Ледники, обнаруженные при полевых работах, но не представленные в Каталоге.

ся толщи снега мощностью до 10 м и более. На отдельных ледниках существенное участие в аккумуляции принимают снежные лавины. Так, доля лавин в питании ледника Дитмара, расположенного в кратере вулкана Козельский, достигает 40% [4, 5]. По нашим наблюдениям, аналогичная ситуация характерна и для ледника Корякский-V. Это объясняется тем, что ледник занимает не весь барранкос, который начинается практически с вершины, а только его нижнюю часть — с высоты 2100 м. В верхней, более крутой части барранкоса накапливающийся снег сходит в виде лавин в область питания ледника.

Языки ледников прикрыты слоем обломочного материала разной мощности. На леднике Корякский-V на высоте 1000 м видимая мощность поверхностной морены достигает 2 м. Чехол сложен обломками несортированного материала разного размера — от песка до глыб более 1 м в поперечнике. Этот чехол формируется с высоты около 1500 м и закрывает поверхность ледников до фронта. Обломочный материал попадает на поверхность ледников как с крутых осыпных склонов, так и во время извержений. Он представлен типичными для вулканов Авачинской группы породами — андезитами и андезито-базальтами [9] тёмно-серого или красновато-серого цвета.

Для Авачинской группы, как и для других центров оледенения, характерна центрально-концентрированная форма оледенения, и только на северо-западе группы, в карах Пиначевского хребта, наблюдается рассеянно-обособленная. Учитывая протяжённость группы, различия в климатических условиях и морфологии ледников в пределах группы, можно выделить три узла оледенения.

Авачинский узел оледенения. В него входят вулканы Авачинский и Козельский, которые соединены седловиной на высоте 1930 м. Две системы кольцевых разломов объединяют эти вулканы в единый массив. Вдоль разломов размещаются многочисленные экстрезии, часть из которых имеет характерную форму туюя — плосковершинного изолированного сооружения, генезис которого связывается с вулканической деятельностью в пределах мощных ледников [7, 9]. Вулкан Козельский представляет собой отдельный вулканический центр, тесно связанный с Авачинским вулканом и резко от-

личающийся от него по строению и составу слагающих продуктов [2]. В настоящее время постройка вулкана Козельского сохранилась в первозданном виде лишь в южной и юго-восточной частях. Морфологически она представляет собой взрывную кальдеру из которой вытекает ледник Дитмара. Вулкан Авачинский относится к типу Somma-Vesuvius. Его действующий конус эксцентрично возвышается над краем соммы на 400–1000 м. Атрио заполнено льдом, спускающимся в разные стороны шестью языками.

В настоящее время в Авачинском узле залегают 13 ледников общей площадью $14,5 \pm 2$ км² (см. таблицу и рис. 2). Более 60% площади оледенения приурочено к склонам северной экспозиции, что отражает общую картину по группе. Высотный интервал залегания ледников составляет 800–2400 м. В пределах этого узла наблюдается наибольшее число морфологических типов вулканов — шесть, что связано с большим разнообразием рельефа в результате регулярных извержений Авачинского вулкана.

Атрио и барранкосы — благоприятные участки для накопления снега и формирования ледников. Так, ледники Халактырский, Камбальный и Елизовский полностью залегают в атрио, а ледники Новограбленова, Заварицкого и Арсеньева получают достаточно питания и для спуска в долину. Именно эти атро-долинные ледники имеют наибольшую площадь и длину среди ледников Авачинского узла. При этом в верхней части конуса вулкана Авачинский ледниковый покров не развит, а сезонный снег даже в холодный период покрывает склоны конуса не полностью. Вероятная причина этого — большая крутизна склона, не позволяющая задерживаться снегу. Поверхностная морена присутствует на всех ледниках узла. Основная составляющая морены — пирокластический материал, поступивший на поверхность при последних извержениях Авачинского вулкана. Мощность морены увеличивается к концам ледников и достигает на возвышениях 0,5 м, а в понижениях — 1,0–1,5 м.

Для Авачинского узла оледенения репрезентативен ледник Козельский; его комплексные исследования проводились в 1970–80-х годах. Ледник спускается с седловины между вулканами Авачинский и Козельский на юг и относится к перемётно-долинному типу (северный склон седловины занят ледником Заварицкого). Высшая

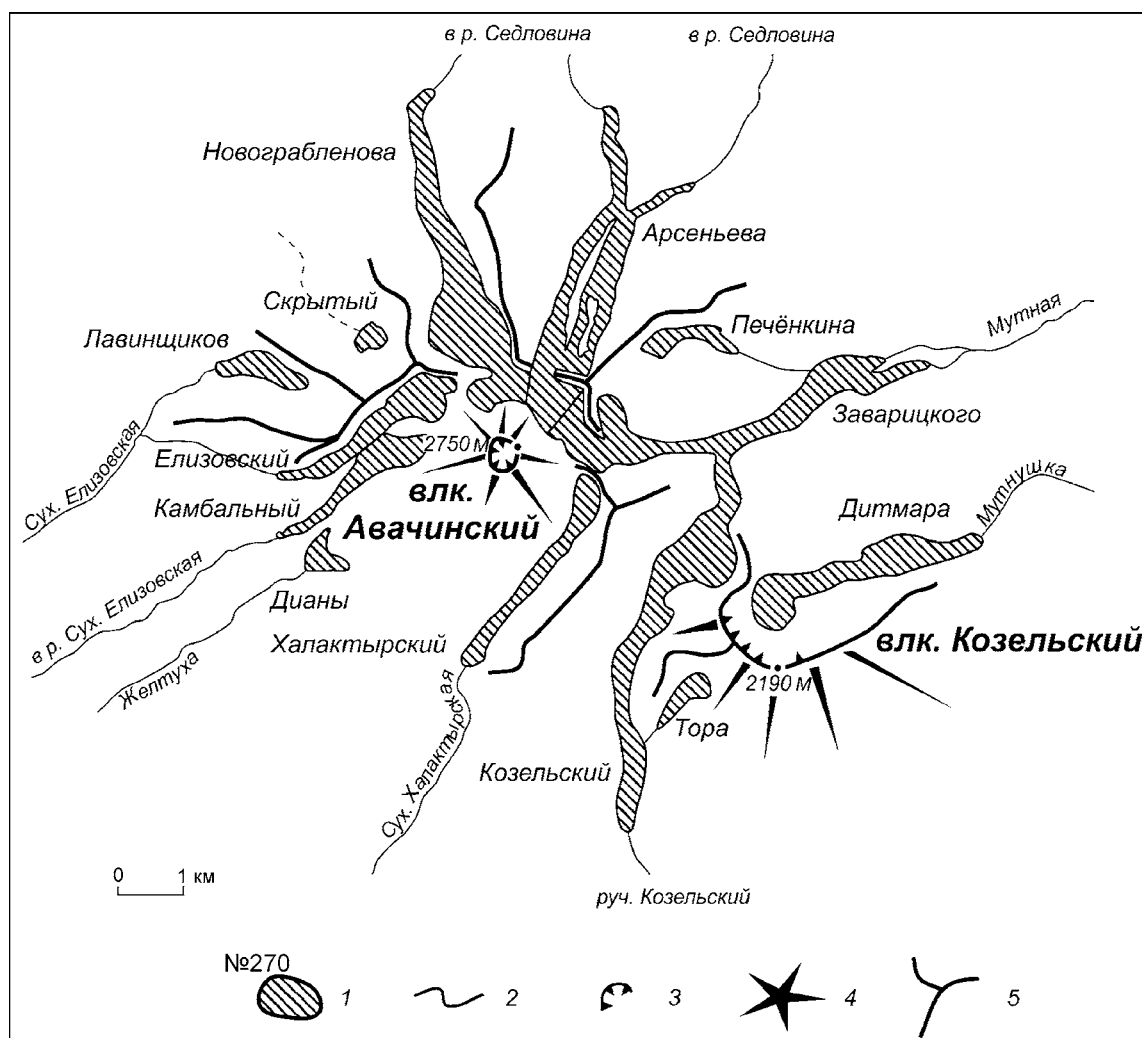


Рис. 2. Ледники Авачинского узла оледенения:

1 – ледники; 2 – ледниковые ручьи; 3 – кратер; 4 – вулканические постройки; 5 – гребни

Fig. 2. Glaciers of the Avachinsky complex of glaciation:

1 – glaciers; 2 – glacial streamlets; 3 – crater; 4 – volcanic structure; 5 – ridges

точка ледника Козельский находится на восточном склоне соммы на высоте 2050 м. Ледниковый язык спускается до высоты 800 м. Он имеет хорошо выраженные области питания и расхода и относительно доступен практически на всём протяжении вплоть до верховий. Одним из важнейших результатов исследований Козельского ледника, проводимых под руководством В.Н. Виноградова, был расчёт годовых значений аккумуляции, абляции и баланса массы, выполненный на основе прямых измерений в 1972–1988 гг. и реконструкции этих значений с 1891 г. Реконструкция производилась с помощью длинных рядов наблюдений на метеорологической станции г. Петропавловск-Камчатский и однопара-

метрических зависимостей баланса массы от количества осадков и температуры [5, 6]. В 1990-х годах на предполье ледника велись палеогляциологические исследования, позволившие датировать моренный комплекс методами лихенометрии и тифрохронологии [17].

В настоящее время на леднике ежегодно проводятся полевые работы, позволяющие отслеживать динамику ледника. На основании гидрометеорологических данных по методике, описанной в работах [5, 6], продолжается расчёт баланса массы (рис. 3). Предыдущие данные этих расчётов публиковались в 2006 г. [15] и охватывали период с 1891 по 2001 г. В целом годовой баланс и его составляющие существенно изменяются от года к

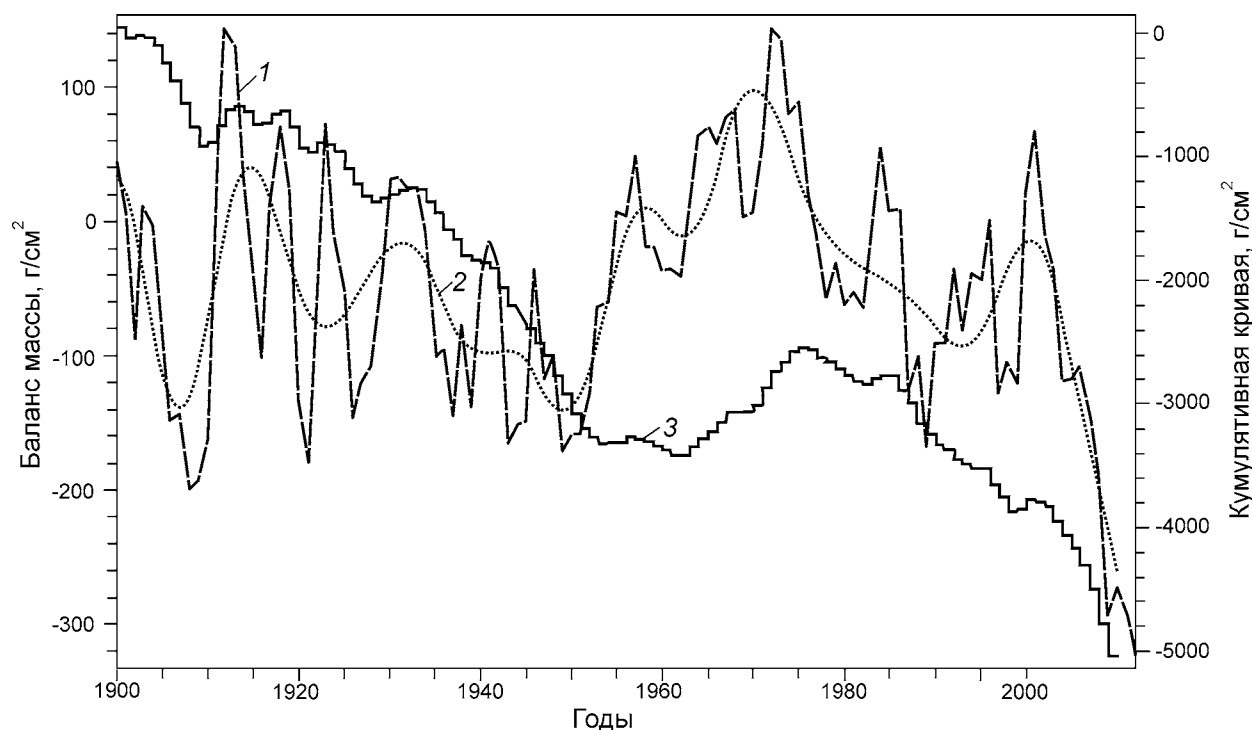


Рис. 3. Баланс массы ледника Козельский:

1 – баланс массы; 2 – полиномиальная аппроксимация баланса массы; 3 – кумулятивная кривая баланса массы

Fig. 3. Mass balance of Kozelsky Glacier:

1 – mass balance; 2 – polynomial approximation of the mass balance; 3 – cumulative curve for the mass balance

году. За 120 лет в 60% сезонов абляция преобладала над аккумуляцией при среднем значении баланса -60 г/см^2 . Многолетняя норма аккумуляции составила 330 г/см^2 , а абляции -400 г/см^2 (при значении внутреннего инфильтрационного питания 17 г/см^2). Экстремальные значения баланса за этот период были в 1896/97 балансовом году ($+290 \text{ г/см}^2$), а в 2011/12 году (-420 г/см^2). С начала периода наблюдений (1967 г.) ледник продвинулся на 600 м вниз по долине, спустившись на 150 м по высоте. Результаты полевых работ согласуются с оценкой изменения длины ледника (продвижение на 550 м), полученной стереофотограмметрическим методом [16].

Ледники Корякского вулкана. Корякский вулкан занимает центральное положение в рассматриваемой группе. Он имеет форму правильно конуса, изрезанного глубокими, радиально отходящими от вершины барранкосами. В западной части вершинного гребня расположен современный кратер диаметром 200 м, заполненный ледником. В северной части вершины находится цирк диаметром около 500 м и глубиной более 100 м. Этот цирк представляет собой

древний кратер, расширенный за счёт ледниковой эрозии [9], из которого вытекает ледник Корякский-I. В настоящее время на склонах Корякского вулкана залегает семь ледников общей площадью $8,36 \pm 1,3 \text{ км}^2$ (см. таблицу и рис. 4), которые относятся к следующие типам: барранкосов (4 ледника), склоновому (2) и кратерному (1) [13]. Самые крупные ледники имеют длину более 6 км при площади до $3,4 \text{ км}^2$. Преобладают ледники площадью менее $1,5 \text{ км}^2$. Пять из семи ледников, составляющие 84% оледенения, приурочены к склонам северной экспозиции.

Несмотря на глубокие барранкосы на южном склоне, которые благоприятны для снегонакопления, и его значительную высоту, там отсутствуют не только ледники, но и многолетние снежники [1]. Исключение составляет ледник Корякский-VII, который залегает в кратере, открытом на юг, на высоте 3200 м. На северном склоне вулкана ледники Корякский-I и II начинаются от самой вершины (3400 м) — максимального показателя для Авачинской группы, а оканчиваются на отметках 900–1000 м. Именно эти ледники достигают наибольшей длины.

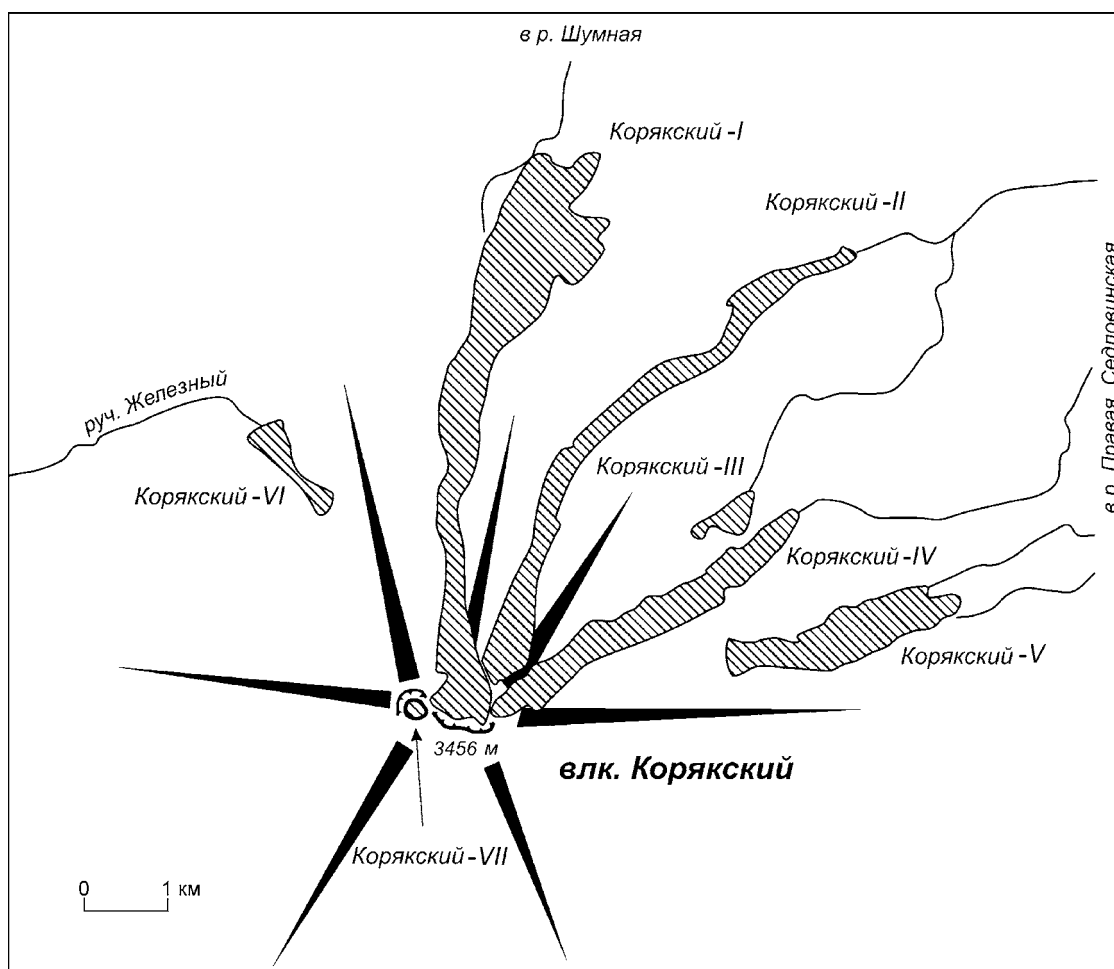


Рис. 4. Ледники Корякского вулкана.

Усл. обозначения см. на рис. 2

Fig. 4. Glaciers of the Koryaksky volcano.

Legend see Fig. 2

Поверхностная морена наблюдается на четырёх ледниках из семи — Корякском-I, II, IV, V. На леднике Корякский-II до 30% поверхностного материала имеет жёлтый цвет. Это объясняется наличием в области питания ледника гидротермально изменённых пород, которые транспортируются ледниковым потоком в область абляции. Ледники Корякский-III, VI и VII расположены выше или на уровне 1500 м, поэтому на них откладывается только мелкозернистый материал, переносимый ветром. Кроме того, их «незагрязнённость» связана с расположением ледников на склоне, а не в барранкосах. В 2009 г. во время извержения Корякского вулкана все его ледники от верхней границы до фронта были покрыты слоем пепла толщиной до нескольких сантиметров.

Ледники Пиначевского хребта. Вулканы Арик и Ааг, образующие Пиначевский хребет, — наиболее древние в группе. Они представляют собой сильно разрушенный вулканический массив, сложенный мощными потоками светло-серых дацитов и риолитов. На месте большей части конусов под действием эрозии и верхнеплейстоценового оледенения сформировался резко расчленённый эрозионно-ледниковый рельеф с прекрасно выраженными скульптурными ледниковыми формами — карами и трогами и комплексом верхнеплейстоценовых и голоценовых морен.

В настоящее время на склонах Пиначевского хребта залегает семь ледников общей площадью $1,18 \pm 0,2$ км² (см. таблицу и рис. 5). Из них шесть расположены на вулкане Ааг [14]. Все ледники имеют относительно небольшие размеры — около

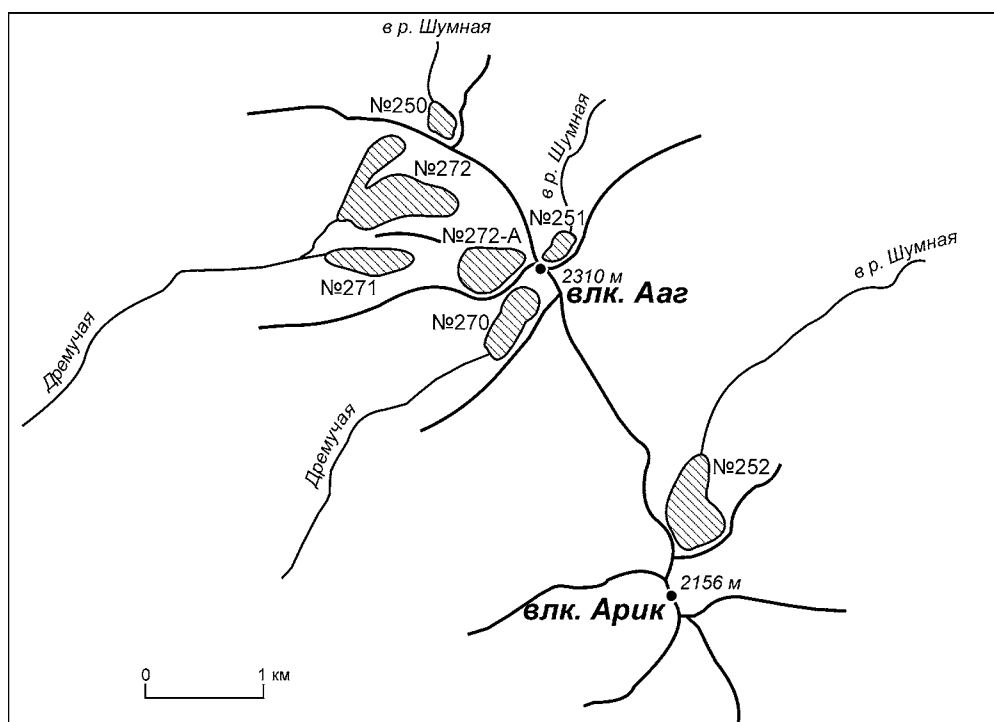


Рис. 5. Ледники Пиначевского хребта.

Усл. обозначения см. на рис. 2.

Fig. 5. Glaciers of the Pinachevsky ridge.

Legend see Fig. 2

0,1 км². Самый крупный из них — ледник № 272 — имеет длину около 1,0 км, а площадь 0,5 км². Большинство ледников (четыре из семи, составляющие 73% площади оледенения Пиначевского хребта) приурочено к юго-западным склонам, что отличает их от остальных вулканов Авачинской группы. По-видимому, это связано с тем, что склоны юго-западной ориентации более пологие и благоприятны для накопления осадков, в то время как северо-восточные склоны более крутые, поэтому основная масса снега, не задерживаясь, сходит в виде лавин к подножию.

Все ледники занимают верхние части вулканических построек. Высшие точки ледников определяются высотой вулканов и располагаются на высоте около 2000 м, а фронты не опускаются ниже 1500 м. Поверхность ледников слабо загрязнена в отличие от других ледников Авачинской группы. Объяснить это можно расположением ледников в привершинных частях вулканов, из-за чего обломочный материал со склонов практически не попадает на их поверхность. Кроме того, вулканы сложены мощными консолидированными потоками лав, в то время как в строении

остальных вулканов присутствует большое количество рыхлого пирокластического материала.

Изменение фронтов ледников за последние 40 лет. Сравнительный анализ данных аэрофотоснимков августа–октября 2010 г. со снимками за 13 сентября 1974 г. позволил оценить изменения положения фронтов ледников за последние 40 лет. Анализ вели посредством трансформации и совмещения сканированных аэрофотоснимков и наложением на цифровую модель рельефа Google Earth с привлечением данных полевого дешифрирования фотосъемки. Шесть из семи ледников Пиначевского хребта стационарны, однако ледник № 270 сократился — его фронт поднялся на 30 м. Среди ледников Корякского вулкана также сокращается только один ледник — Корякский-III, при этом самые крупные ледники — Корякский-I, II и V, площадь которых более 1,2 км², наступают. Так, ледник Корякский-II продвинулся вниз по долине на 170 м, но небольшое изменение высоты фронта — на 20 м — связано с пологим наклоном подстилающей поверхности. Ледники Корякский-IV и VI находятся в стационарном

состоянии. В Авачинском узле из 13 ледников девять находятся в стационарном состоянии, а оставшиеся четыре наступают (Дитмара, Камбальный, Козельский, Халактырский). Так, ледник Козельский, как уже отмечалось ранее, за 45 лет продвинулся вниз по долине на 600 м

и опустился на 150 м по высоте. Наступание ледника Камбальный составляет 370 м (110 м по высоте), а ледник Халактырского продвинулся вниз на 1 км (450 м по высоте).

На рис. 6 представлено распределение ледников по площади, морфологическим типам и

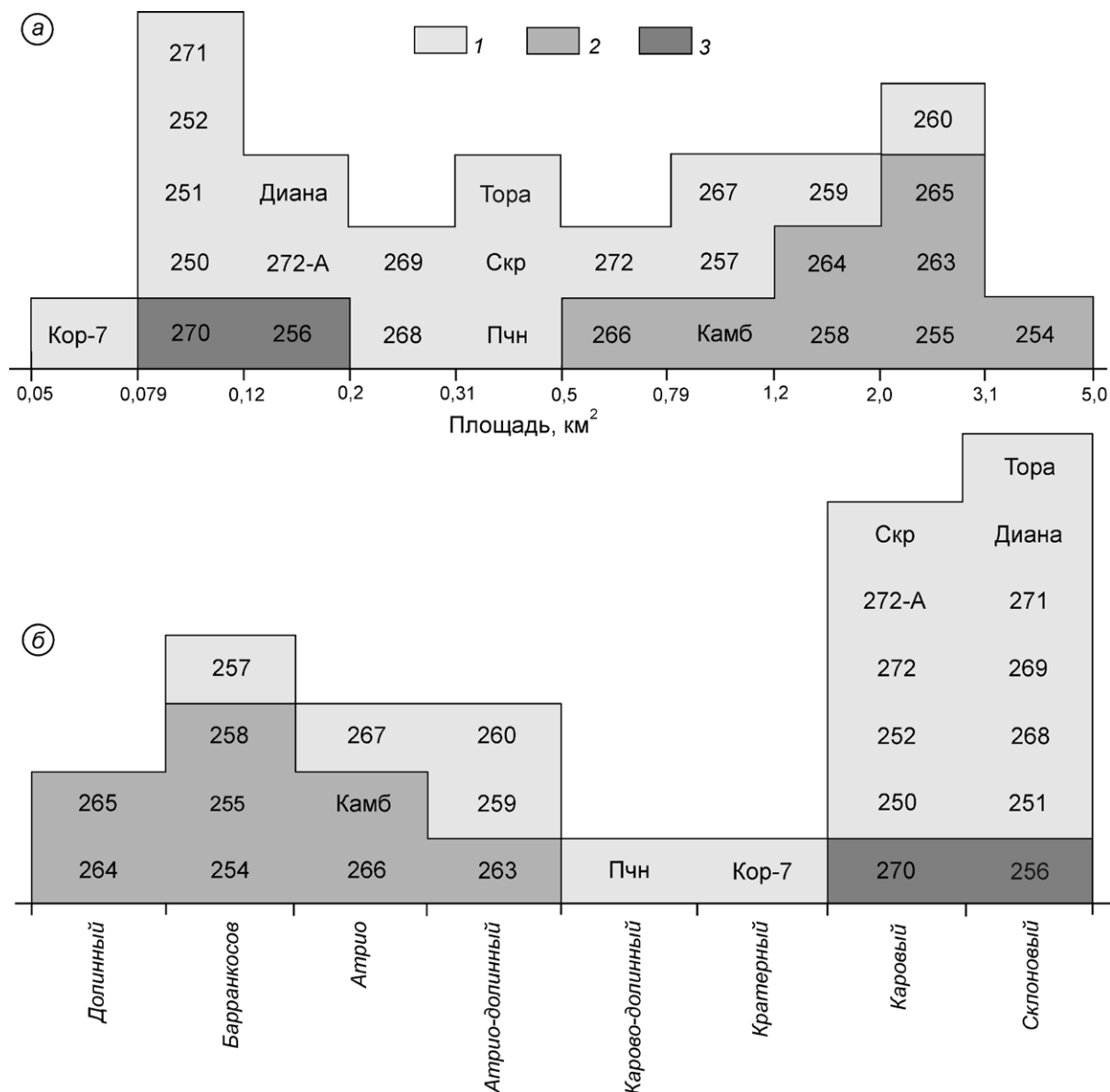


Рис. 6. Распределение ледников:

a – по площади; *б* – по морфологическому типу; ледники: 1 – стационарные, 2 – деградирующие, 3 – наступающие; номера в ячейках соответствуют номерам ледников в Каталоге; ледники, не имеющие номеров, обозначены следующим образом: Диана – ледник Дианы, Камб – ледник Камбальный, Кор-7 – ледник Корякский-VII, Пчн – ледник Печёнкина, Скр – ледник Скрытый, Тора – ледник Тора

Fig. 6. Distribution:

a – of glaciers by area; *б* – of glaciers by morphological type; glaciers: 1 – stationary glaciers, 2 – degrading glaciers, 3 – advancing glaciers; numbers in bars correspond to numbers of glaciers in the Inventory; glaciers that have no numbers denoted as follows: Диана – Diana Glacier, Камб – Kamalny Glacier, Кор-7 – Koryaksky-VII Glacier, Пчн – Pechyonkin Glacier, Скр – Skryty Glacier, Тора – Tora Glacier

высоте залегания с указанием их современной динамики. Ледники по площади имеют ярко выраженную бимодальность: выделяется группа малых (менее $0,5 \text{ км}^2$) и группа крупных ледников (более $0,5 \text{ км}^2$) (см. рис. 6, а). При этом все наступающие ледники относятся к «крупным», а деградирующие — к «малым». Большая часть малых ледников находится в стационарном состоянии. При рассмотрении морфологических типов (см. рис. 6, б) видно, что семь наступающих ледников относятся к четырём типам: атрио, атрио-долинные, долинные и барранкосов. Для ледников всех этих типов характерна существенно большая длина, чем ширина. Кроме того, области аккумуляции этих ледников приурочены к верхним частям вулканических построек, благоприятным для накопления и сохранения снега. Стационарные ледники встречаются практически во всех типах, но больше всего среди них каровых и склоновых — самых частых морфологических типов. К ним же относятся и два деградирующих ледника.

На рис. 7 дано распределение площади ледников по высоте, при этом показано общее распределение и отдельно по деградирующим, наступающим и стационарным ледникам. Видно, что большая часть льда залегает в диапазоне высот 1000–2500 м. За пределы этого диапазона выходят только ледники Корякского вулкана (ледники барранкосов, начинающиеся с вершины вулкана, и кратерный). Распределение площади оледенения по высоте явно не коррелирует с динамикой ледников. Единственное, что можно отметить — наступающие ледники залегают в более широких границах, чем стационарные и деградирующие, что отражает указанную ранее тенденцию: преобладание длины наступающих ледников над их шириной.

Заключение

По материалам полевых работ и изучения современных аэрофотоснимков получена информация о состоянии оледенения Авачинской группы вулканов. В настоящее время здесь находится 27 ледников общей площадью $24,04 \text{ км}^2$. Обнаружены три новых ледника: кратерный ледник Корякский-VII и два скло-

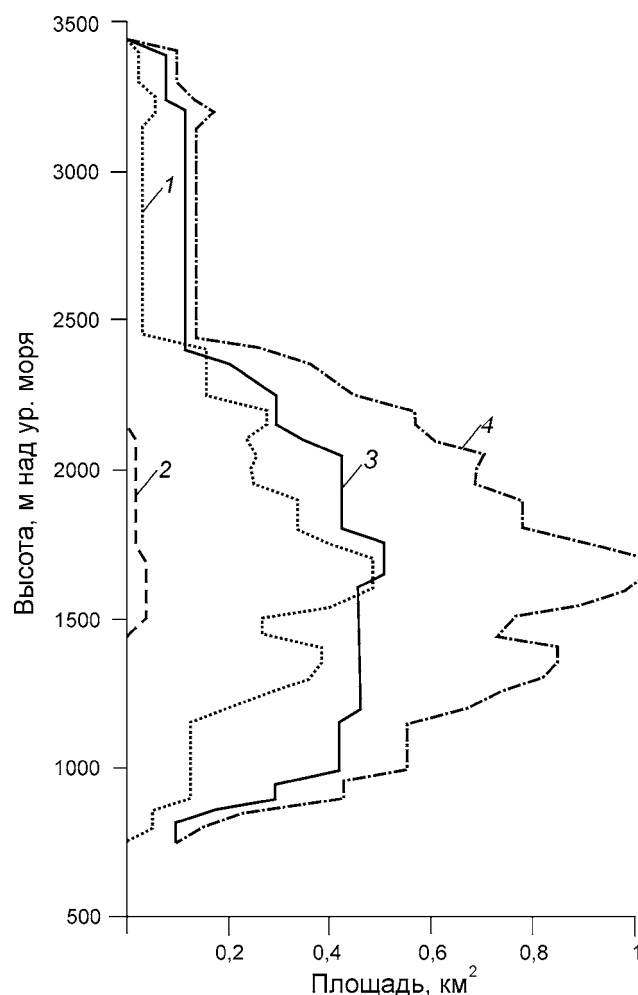


Рис. 7. Распределение площади ледников по высотным уровням.

Ледники: 1 — стационарные, 2 — деградирующие, 3 — наступающие; 4 — общая площадь

Fig. 7. Distribution of area by altitude.

Glaciers: 1 — stationary, 2 — degrading, 3 — advancing; 4 — total area

новых ледника — № 273 и Дианы; один ледник, указанный в Каталоге (№ 253), не существует. Ледники относятся к восьми морфологическим типам, большинство из них — склоновые. Изучение аэрофотоснимков 1974 г. и сопоставление их с современным состоянием ледников позволили оценить изменение положения фронтов ледников за последние 40 лет. 18 ледников находятся в стационарном состоянии, семь наступают, два деградируют. Все наступающие ледники относятся к четырём морфологическим типам, для которых характерно значительное преобладание длины над шириной, и имеют площадь более $0,5 \text{ км}^2$.

Литература

1. Будников А.Е. Снежники Авачинской группы вулканов // Гляциол. исследования. № 25. М.: Наука, 1976. С. 55–57.
2. Будников В.А., Ванде-Кирков Ю.В., Малеев Е.Ф., Овсянников А.А. Вулкан Козельский // Бюл. вулканологических станций. 1976. № 52. С. 103–107.
3. Виноградов В.Н. Современное оледенение Авачинской группы вулканов // Вопросы географии Камчатки. 1970. № 6. С. 51–61.
4. Виноградов В.Н. Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975. 103 с.
5. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д., Кондратюк В.И. Климат Петропавловска-Камчатского в XIX–XX столетиях // Вопросы географии Камчатки. 1989. № 10. С. 3–17.
6. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 120 с.
7. Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 340 с.
8. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 527 с.
9. Действующие вулканы Камчатки: Т. 2. М.: Наука, 1991. 415 с.
10. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1970. 440 с.
11. Каталог ледников СССР: Т. 20. Камчатка. Ч. 2–4. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 76 с.
12. Кондратюк В.И. Климат Камчатки. М.: Гидрометеоздат, 1974. 204 с.
13. Маневич Т.М., Самойленко С.Б. Ледники Корякского вулкана // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 25–30.
14. Маневич Т.М., Самойленко С.Б. Ледники Пиначевского хребта // Материалы VIII региональной молодежной науч. конф. «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский, 2010. С. 65–71.
15. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 2006. 482 с.
16. Свирид И.Ю., Шевченко А.В. Динамика Козельского ледника по аэрофотограмметрическим данным // Материалы IX региональной молодежной науч. конф. «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский, 2011. С. 119–126.
17. Соломина О.Н., Муравьев Я.Д., Базанова Л.И. Оледенение Камчатки в малом ледниковом периоде // МГИ. 1995. № 80. С. 54–60.

Summary

Data on present glaciation of the Avachinskaya volcano group, obtained in 2007–2010 during field works, were analyzed. This group of volcanoes is located in south-east of the Kamchatka peninsula, and it forms a 30 km long chain of volcanoes. The group consists of five volcanoes, two of which are active ones. The last eruption of the Avachinsky volcano occurred in 1991 while the Koryaksky erupted in 2008–2009. 27 glaciers are now isolated on the volcano slopes with their total area of $24.04 \pm 3.6 \text{ km}^2$. Three new glaciers were found: the crater glacier Koryaksky-VII, and two slope glaciers № 273 and Diana. The glacier № 253 from the Glacier Inventory of 1968 does no longer exist. 58% of the glaciers cover north and north-east slopes. Larger part of them is relatively small: 9 glaciers have area hardly exceeding 1 km^2 , two glaciers are smaller 0.1 km^2 . Their lengths vary from 0.12 to 6.8 km. These glaciers belong to eight morphological types, the largest part of them are glaciers of slopes, cirques, and barrancoes. Because of the great extent and diversity of volcanic edifices all glaciers were grouped into three glacial knots (complexes): the Avachinsky complex (13 glaciers, $14.5 \pm 2 \text{ km}^2$), the Koryaksky volcano (7 glaciers, $8.36 \pm 1.3 \text{ km}^2$), and the Pinachevsky Range (7 glaciers, $1.18 \pm 0.2 \text{ km}^2$), each one with own specific features. Availability of aerial photographs of 1974 made possible to reconstruct dynamics of the glaciers for the last 40 years. Eighteen glaciers have been found to be in the stationary state, seven ones advance, and two glaciers degrade.

Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена

© 2015 г. А.В. Сосновский, Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев

Институт географии РАН, Москва

alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Influence of snow cover on the thermal regime of a polythermal glacier in Western Spitsbergen

A.V. Sosnovsky, Yu.Ya. Macheret, A.F. Glazovsky, I.I. Lavrentiev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 19 января 2015 г.

Математическое моделирование, политермический ледник, снежный покров, толщина холодного слоя.

Mathematical modeling, polythermal glacier, snow cover, thickness of cold layer.

Для условий Западного Шпицбергена на основе математического моделирования дана оценка влияния параметров снежного покрова, климатических условий и характеристик ледника на толщину холодного слоя политермического ледника и его термический режим в области абляции. Расчёты показали, что толщина холодного слоя политермического ледника зависит от соотношения абляции и скорости промерзания на нижней границе холодного слоя ледника. Если величина абляции меньше скорости промерзания на этой границе, то толщина такого слоя будет увеличиваться пока скорость промерзания не сравняется с величиной абляции. Проведённые расчёты показали, что в условиях небольших положительных температур воздуха на леднике с ростом толщины снежного покрова увеличивается толщина холодной части ледника.

Influence of snow cover, climate and glacier parameters on the cold-ice layer thickness and thermal regime in the ablation area of a polythermal glacier in Western Svalbard was investigated. Numerical modeling has demonstrated that a thickness of a cold layer in a polythermal glacier depends on a relation between the ablation on the surface and the freezing rate at the layer base. If the ablation rate is lower than that of the freezing, the layer thickness grows until the ablation and freezing rates become equal. Estimations show that in a case of slightly positive air temperatures on the glacier its cold-ice layer thickness increases when the snow cover thickness grows.

Введение

Политермические ледники давно привлекают внимание специалистов [1, 8, 9]. Они состоят из верхнего слоя холодного льда и нижнего слоя тёплого водосодержащего льда. Динамика их структуры — следствие климатических изменений. Толщина слоя холодного льда политермических ледников зависит от многих факторов: температурных изменений, влажностного режима, параметров снежного покрова, величины абляции, внутреннего тепловыделения и др. В работе [20] рассматривается температурный режим политермических ледников, а также анализируются распределение температуры в пределах ледника и её динамика с учётом снежного покрова. Однако при оценке динамики толщины верхнего холодного слоя политермического ледника не затрагиваются условия фазового перехода на границе тёплого и холодного слоёв, которые и определяют изменение толщины этих слоёв. От внешних условий — температуры воздуха, периода и величины абляции, параметров снежного покрова — зависит значение теплового потока в ле-

дяной толще, который вместе с внутренними источниками тепла и влажностью льда определяет скорость роста толщины холодного слоя. Эта скорость уменьшается с ростом толщины холодного слоя. И если скорость абляции превысит скорость смещения фазовой границы слоя холодного льда, то толщина последнего будет сокращаться до момента, пока эти скорости не уравновесятся. При этом толщина холодного слоя льда будет характеризовать условия и на поверхности ледника, и внутри него. К параметрам, определяющим эти условия, относятся: толщина ледника, угол наклона его поверхности, гидрологическая структура, величина абляции, климатические условия и т.п.

К одному из районов полярного оледенения, где по данным радиозондирования обнаружено широкое распространение политермических ледников, относится архипелаг Шпицберген [8, 21]. Анализ современных климатических условий в районах существования политермических ледников позволит оценить возможные изменения в их структуре. Цель нашей работы — оценить влияние разных факторов на толщину холодного слоя политерми-

ческого ледника и его термический режим в условиях Западного Шпицбергена.

Постановка задачи

Решается нестационарная задача промерзания первоначально «тёплого» ледника с содержанием воды от 0,1 до 3% с учётом внутригодовой динамики температуры воздуха и толщины снежного покрова в области абляции. Рассматривается ледник с небольшой скоростью движения, влиянием которой на термическое состояние холодного слоя ледника в первом приближении можно пренебречь. Распределение температуры в снежном покрове в рамках одномерной модели находилось по уравнению Фурье

$$\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_s \frac{\partial T}{\partial x} \right), \quad (1)$$

а в леднике — по уравнению, приведённому в работах [5, 25]:

$$\rho_i c_i \frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_i \frac{\partial T}{\partial y} \right) + A(1 - y/H) \frac{\partial T}{\partial y} + Q_i. \quad (2)$$

Второе и третье слагаемое правой части уравнения (2) представляют собой тепловыделения за счёт адвекции и внутреннего трения. Тепловыделение, связанное с внутренним трением, Вт/м³, вычисляется по формуле

$$Q_i = \sigma \frac{du}{dy},$$

где $\sigma = \mu \rho g \sin \alpha$; du/dy — скорость деформации, 1/с; σ — касательное напряжение, Па.

Принимая коэффициенты в законе Глена согласно работе [22], получим: $du/dy = B\sigma^3$, где $B = 2,4 \cdot 10^{-24} \text{ с}^{-1} \cdot \text{Па}^{-3}$. В результате определим тепловыделение за счёт внутреннего трения в виде $Q_i = B(\mu \rho g \sin \alpha)^4$.

В уравнениях приняты следующие обозначения: ρ , c и λ — соответственно плотность, теплоёмкость и коэффициент теплопроводности, нижние индексы которых s и i соответствуют снегу и льду; T — температура; H — толщина ледника; α — угол наклона поверхности ледника; g — ускорение свободного падения; $A = A_1 \rho_i c_i$, где A_1 — абляция; вертикальные координаты в снежном покрове x и в леднике y отсчитываются

от поверхности снега и дневной поверхности ледника соответственно. В модели приняты начальные и граничные условия.

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

$$\lambda_{i(s)} \frac{\partial T_{i(s)}}{\partial x} = Q_{th} + Q_e + Q_r - Q_{sn}. \quad (3)$$

где Q_{th} , Q_e , Q_r , Q_{sn} — потоки тепла соответственно за счёт конвективного теплообмена, испарения, эффективного излучения и солнечной радиации.

2. Теплообмен за счёт эффективного излучения в модели определяется по формуле Н.А. Ефимовой [3], полученной на основании массовых наблюдений по однотипным приборам на сети станций в разных географических условиях:

$$Q_r = \varepsilon \sigma_a T_a^4 (0,254 - 5 \cdot 10^{-5} e_a) (1 - n c_r) + 4 \varepsilon \sigma_a T_a^3 (T_{i(s),o} - T_a),$$

где ε — излучательная способность поверхности; σ_a — постоянная Стефана–Больцмана; T_a , $T_{i(s),o}$ — температура воздуха и поверхности соответственно, К; e_a — упругость водяного пара в воздухе; n — облачность; c_r — постоянная, линейно зависящая от широты местности и равная 0,8 и 0,7 на широте 70 и 45° соответственно.

3. Зависимость упругости водяного пара от температуры (воздуха и поверхности) аппроксимируется кусочно-линейными функциями типа $e_a = a_1 T + b_1$, что позволяет записать суммарный поток тепла в удобном для вычислений виде [16]:

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

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

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

где коэффициент теплообмена для льда принимается по формуле А.В. Павлова [14] $\alpha = \nu^{0,5} (7 + 7,2 \nu^{-2})$, а для снега — по формуле П.П. Кузьмина [7] $\alpha = 3,4 + 2,2 \nu$; ν — скорость ветра; f — влажность воздуха.

4. На границе промерзания (границе холодного и «тёплого» льда) задаётся условие Стефана:

$$\rho L w_1 \frac{d\xi}{dx} = \Delta Q_T; \quad (4)$$

$$\Delta Q_T = \lambda_{if} \left. \frac{\partial T_{if}}{\partial x} \right|_{x=\xi} - \lambda_{ith} \left. \frac{\partial T_{ith}}{\partial x} \right|_{x=\xi},$$

где w_1 — влажность льда; ξ — положение фронта промерзания; индексы *if* и *ith* относятся соответственно к мёрзлому и талому льду.

Вторым слагаемым в правой части последнего уравнения можно пренебречь, так как температура льда в тёплой части ледника равна 0 °С и тепловой поток отсутствует. Начальная температура льда принята равной 0 °С. Влажность льда при расчётах изменялась от 0,1 до 3%. Продолжительность таяния снежного покрова определялась на основе теплобалансового соотношения, согласно которому количество поглощённого снежным покровом тепла должно соответствовать теплоте фазового перехода с учётом запаса холода в снежном покрове. При расчётах общая толщина льда принималась от 50 до 200 м. Шаг расчётов по льду составлял 10 см, а по снегу — 1 см. Время сдвига времени установления снежного покрова относительно времени перехода средней суточной температуры воздуха через 0 °С считалось равным восьми суткам.

Исходные данные для расчётов

Динамика толщины снежного покрова h_s принимается по данным ГМС Баренцбург за 2005 г. в зависимости от времени τ по формуле (при $\tau < 200$ сут.)

$$h_s = (0,0089\tau + 0,013)h_{s\max}/1,8, \text{ м} \quad (5)$$

где $h_{s\max}$ — максимальное значение толщины снежного покрова, которое изменяется от 0,5 до 3 м.

Через 200 суток от начала снегонакопления толщина снежного покрова $h_s \approx h_{s\max}$. В условиях Шпицбергена с частыми ветрами и оттепелями плотность снега достаточна высокая. Зависимость плотности снега от толщины снежного покрова находится по формуле

$$\rho_s = 150 + 250h_s. \quad (6)$$

При толщине снежного покрова 1 м плотность достигает 400 кг/м³. При дальнейшем росте толщины плотность принимается посто-

янной и равной 400 кг/м³. Важный параметр снега, влияющий на его теплозащитные свойства, — коэффициент эффективной теплопроводности λ_s . Для его определения предлагается несколько десятков зависимостей, однако значения λ_s , рассчитанные по этим зависимостям, отличаются в несколько раз. Чтобы оценить коэффициент эффективной теплопроводности от плотности снега, мы проанализировали 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [10, 16]. Для каждого значения плотности с шагом 10 кг/м³ рассчитывались средние значения. Результирующую кривую средних значений аппроксимировали зависимостью

$$\lambda_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2, \text{ Вт/(м К)}. \quad (7)$$

С целью описания всего спектра значений эффективного коэффициента теплопроводности λ_s получены следующие зависимости:

для верхней огибающей значений λ_s —

$$\lambda_1 = 1,36 \cdot 10^{-2} + 1,1 \cdot 10^{-3} \rho_s + 10^{-6} \rho_s^2, \quad (8)$$

для нижней огибающей значений λ_s —

$$\lambda_2 = 2,96 \cdot 10^{-2} - 3 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2 \cdot 10^{-6} \rho_s^2. \quad (9)$$

Значения коэффициента эффективной теплопроводности снега от его плотности, рассчитанные по этим зависимостям, приведены на рис. 1. Верхняя огибающая (кривая 1) соответствует значениям температуры снега около 0 °С, когда на её значение сильно влияет диффузия водяного пара; нижняя огибающая (кривая 5) — значениям λ_s для снега с низкими температурами, когда вкладом диффузии водяного пара можно пренебречь. Её применение показало хорошие результаты при расчёте температурного режима снежного покрова на станции Восток в Антарктиде при температуре снега ниже –28 °С [4, 11]. Известна формула М. Штурма для расчёта коэффициента эффективной теплопроводности зернистого снега [23]:

$$\lambda_s = 0,138 - 1,01 \rho_s + 3,233 \rho_s^2, \quad \text{при } 0,156 < \rho_s < 0,6 \text{ (}\rho_s, \text{ г/см}^3\text{)}. \quad (10)$$

Она широко применяется при расчёте температурного режима ледников не только авторами работ [19, 24, 25], но и другими специалистами. Расчёты по формуле (10) показывают небольшие значения коэффициента теплопро-

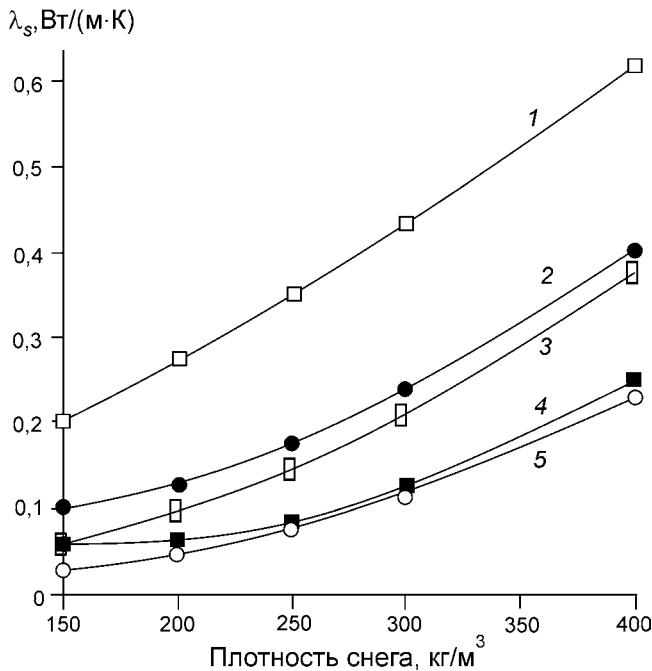


Рис. 1. Коэффициент теплопроводности снега λ_s , рассчитанный по формулам:

1 — (8); 2 — (7); 3 — (11); 4 — (10); 5 — (9)

Fig. 1. Thermal conductivity of snow λ_s estimated from equation:

1 — (8); 2 — (7); 3 — (11); 4 — (10); 5 — (9)

водности снега. Так, коэффициент теплопроводности зернистого снега меняется от 0,07 до 0,13 Вт/(м·К) при изменении плотности снега от 200 до 300 кг/м³, что в 2–3 раза меньше значений, получаемых по формуле (7). Из рис. 1 следует, что коэффициент эффективной теплопроводности зернистого снега, рассчитанный по формуле М. Штурма (10), — кривая 4 — приближается к минимальным значениям, рассчитанным для λ_2 .

Занижение значений λ_s по формуле М. Штурма отмечается и в работе [18], в которой проведено числовое моделирование удельной проводимости снега с использованием трёхмерных изображений микроструктуры снега. В результате получена зависимость

$$\lambda_s = 2,4 \cdot 10^{-2} - 1,23 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,5 \cdot 10^{-6} \rho_s^2 \quad (11)$$

с указанием возможного разброса значения λ_s для разных типов снега. Результаты расчётов по этой зависимости показали (см. рис. 1), что значения λ_s на 0,03 Вт/(м·К) меньше, чем по формуле (7). Снежный покров состоит из снега разной структуры, которые отличаются значениями

λ_s [13], что в свою очередь влияет на среднее значение коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова. Для расчётов величины λ_s мы применяли формулу (7).

Средняя суточная положительная и отрицательная температура воздуха в 2001–2010 гг. на ГМС Баренцбург (высота 75 м над ур. моря) равна 4,3 и $-7,8$ °С соответственно, а средняя продолжительность холодного периода составляет 243 суток. Для расчётов на других высотах принят температурный градиент 0,7 °С/100 м.

Важный параметр теплового режима ледника — интенсивность абляции. Она определяет тепловыделение при адвекции и условия стабилизации толщины холодного слоя политермического ледника. Интенсивность абляции зависит от температуры воздуха приледниковой поверхности, на которую влияют разные факторы. Для ледников площадью 1 км² охлаждающий эффект (температурный скачок Δt_f при переходе с грунтовой поверхности у края ледника на фирново-ледяную поверхность) составляет около 0,5 °С, а для ледников площадью 10 км² — 1,0–1,5 °С [6]. В работе [17] для «однородных граничных условий» (с плотной облачностью, близким к нулю радиационным балансом и скоростью ветра не менее 2–3 м/с) получена следующая зависимость для снижения турбулентной составляющей абляции $Q_T(x_L)$ по длине ледника x_L :

$$k_T = Q_T(x_L)/Q_T(0) = x_L^{-0,1}, \quad (12)$$

где $Q_T(0)$ — турбулентная составляющая абляции на границе ледника.

Для расчёта снижения турбулентной составляющей абляции всего ледника по этой формуле в работе [17] предлагается применять половину средней ширины ледника. Несколько большее (на 2,6%) снижение турбулентной составляющей абляции получится при использовании среднего интегрального значения величины $x_L^{-0,1}$. При ширине ледника 2 км происходит двукратное снижение турбулентной составляющей абляции для всего ледника с характерным размером $x_L = 1$ км (половина средней ширины). Турбулентная составляющая абляции пропорциональна температуре воздуха. Поэтому из соотношения (12) можно определить температурный скачок в виде

$$\Delta t_f = t_a(1 - x_L^{-0,1}). \quad (13)$$

По формуле Н.В. Давидович [2] температурный скачок ($^{\circ}\text{C}$) определяется по формуле

$$\Delta t_f = 0,15t_a + 1,2. \quad (14)$$

По данным работы [12], в 2007 г. температурный скачок на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген) на высоте $h_h = 75$ м над ур. моря при температуре воздуха $4,0^{\circ}\text{C}$ составил $\Delta t_f = 1,5^{\circ}\text{C}$; на высоте 300 м при температуре воздуха $2,6^{\circ}\text{C}$ он был равен $1,0^{\circ}\text{C}$, а на высоте 500 м при температуре воздуха $1,2^{\circ}\text{C}$ – порядка $0,7^{\circ}\text{C}$. Динамика температуры воздуха на леднике $t_h(\tau, h_h)$ на высоте h_h принимается по синусоидальной зависимости с максимальным значением $t_{\max} = \pi t_{aa}/2$ и рассчитывается в соответствии с зависимостью

$$t_h(\tau, h_h) = t_{\max} \sin(\pi\tau/\tau_0) - h_h \Delta t_h - \Delta t_f, \quad (15)$$

где t_{aa} – средняя температура воздуха за период абляции по данным ГМС; τ_0 – период абляции на высоте расположения ГМС; $\Delta t_h = 0,7^{\circ}\text{C}/100$ м – высотный температурный градиент.

Продолжительность периода абляции τ_a на высоте h_h определялась из условия $t_h(\tau, h_h) = 0$. Для этого строился график изменения температуры воздуха на разных высотных уровнях с принятым охлаждающим эффектом ледника [12]. При пересечении графика функции $t_h(\tau, h_h)$ с осью абсцисс определялась продолжительность периода абляции на разных высотах при различном охлаждающем эффекте. Значение τ_a можно найти из уравнения

$$t_{\max} \sin(\pi\tau_a/\tau_0) - h_h \Delta t_h - \Delta t_f = 0. \quad (16)$$

Тогда формула для расчёта периода абляции примет следующий вид:

$$\tau_a = \tau_0 [1 - 2 \arcsin((h_h \Delta t_h + \Delta t_f)/t_{\max})/\pi]. \quad (17)$$

Значения интенсивности суммарной солнечной радиации принимались путём аппроксимации данных работы [15]. Расчёты будем проводить для условий ледников Западного Шпицбергена с использованием средних многолетних значений температуры воздуха по данным ГМС Баренцбург. Для приведения этих значений температуры воздуха к высотам 200 и 400 м над ур. моря (далее все высоты в статье приводятся над уровнем моря) применялся высотный температурный градиент $0,7^{\circ}\text{C}/100$ м. Средняя суточная отрицательная t_{af} и положи-

тельная t_{ath} (без учёта температурного скачка над ледниковой поверхностью) температуры воздуха на высоте 200 м равны $-8,7$ и $3,4^{\circ}\text{C}$ соответственно. Продолжительность холодного периода на этой высоте $\tau_a = 256$ сут. Температурный скачок над ледниковой поверхностью Δt_f принят равным 1°C . На высоте 400 м приняты следующие значения: $t_{af} = -10,1^{\circ}\text{C}$ и $t_{ath} = 2,0^{\circ}\text{C}$, $\Delta t_f = 0,8^{\circ}\text{C}$, $\tau_a = 281$ сут.

Результаты расчётов

Влияние толщины снежного покрова на динамику промерзания ледника (с учётом тепловыделения при адвекции и внутреннего трения по закону Глена – уравнение (2)) как неподвижного в пространстве тела, без учёта сокращения толщины льда за счёт абляции и восстановления его начальной толщины при адвекции, показано на рис. 2. В начале промерзания толщина холодного слоя ледника увеличивается из-за уменьшения толщины снежного покрова, при котором снижается его теплоизоляционная способность. В дальнейшем, с ростом толщины холодного слоя, всё большую роль играет тепловыделение за счёт адвекции. Так, при толщине холодного слоя более 30 м тепловыделение в результате адвекции превышает теплозащитную роль снежного покрова.

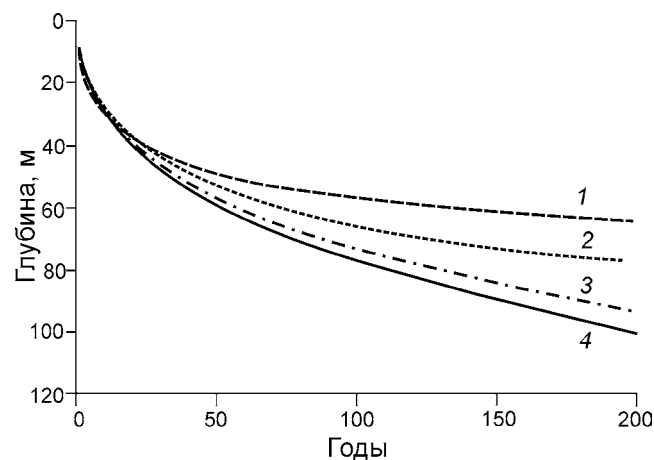


Рис. 2. Динамика промерзания ледника на высоте 200 м над ур. моря при влажности льда 1% и различной толщине снежного покрова, м:
1 – 0,5; 2 – 1; 3 – 2; 4 – 3

Fig. 2. Dynamics of glacier freezing at 200 m a.s.l. Water content in ice is 1% and snow depth, m:
1 – 0,5; 2 – 1; 3 – 2; 4 – 3

Тепловыделение при адвекции увеличивается в случае роста абляции, которая возрастает со снижением максимальной толщины снежного покрова. Так, на высоте 200 м при толщине снежного покрова 0,5 м (абляция 2,1 м/год) глубина промерзания через 150 лет составит 61 м. Однако при $h_s = 3$ м абляция в 3 раза меньше (0,63 м/год) и соответственно меньше тепловыделение из-за адвекции, а глубина промерзания достигнет 89 м (см. рис. 2).

В действительности, при абляции верхняя часть льда «срезается» и толщина холодного слоя ледника сокращается, что приводит к перераспределению напряжений в теле ледника. Затем часть срезанного льда восстанавливается за счёт адвекции во всей толще ледника, сложенной льдом как холодной, так и «тёплой» его части. Этот процесс сопровождается тепловыделением [5]. Восстанавливаться и расти за счёт промерзания холодная часть ледника может, если годовая скорость промерзания больше годовой абляции. Учитывая это, получим, что при росте толщины снежного покрова и соответствующем снижении абляции толщина слоя холодного льда будет возрастать, так как меньшая интенсивность промерзания, соответствующая меньшей величине абляции и её уравновешивающая, приходится на большие глубины промерзающего ледника. Поэтому толщину холодного слоя ледника мы будем определять из условия равенства величины абляции и скорости промерзания на нижней границе холодного слоя. Скорость промерзания с ростом толщины холодного слоя постепенно уменьшается из-за снижения температурного градиента, в том числе обусловленного действием внутренних источников тепла. Влияние толщины снежного покрова на мощность холодного слоя ледника показано на рис. 3.

При увеличении толщины снежного покрова с 0,5 м до 3 м снижается тепловой поток через снежный покров, поэтому при толщине холодного слоя льда до 30 м глубина промерзания за одинаковое время снизится приблизительно на 2 м. Однако при этом значительно вырастет толщина холодного слоя: от $h = 20$ м при толщине снежного покрова $h_s = 0,5$ м до $h = 56$ м при $h_s = 3$ м (на высоте 200 м при влажности льда 1%). Это обусловлено уменьшением абляции с 2,1 м/год при толщине снежного покрова $h_s = 0,5$ м до

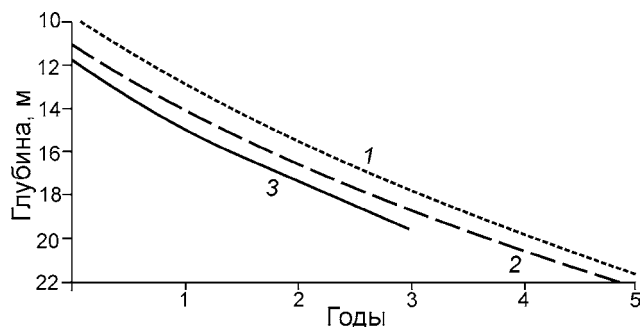


Рис. 3. Влияние толщины снежного покрова на промерзание ледника, толщину холодного слоя h и время выхода на квазистационарный режим на высоте 200 м над ур. моря при влажности льда 1% и толщине снежного покрова, м:

1 – 3 ($h = 56$ м); 2 – 1 ($h = 22$ м); 3 – 0,5 ($h = 20$ м)

Fig. 3. Effect of snow depth on thickness of glacier freezing, thickness of cold layer h , and the time to quasi-stationary mode at 200 m a.s.l. Water content in ice is 1% and snow depth, m:

1 – 3 ($h = 56$ м); 2 – 1 ($h = 22$ м); 3 – 0,5 ($h = 20$ м)

0,6 м/год при $h_s = 3$ м. Последней величине абляции соответствует скорость промерзания на глубине 56 м. Таким образом, при небольшой толщине холодного слоя ледника выделения тепла за счёт адвекции недостаточно для компенсации роста теплового потока из-за снижения толщины снежного покрова. При влажности льда $f = 0,1\%$ толщина холодного слоя значительно больше. Так, при $f = 0,1\%$ за первый год промерзает 20 м льда, тогда как при $f = 1\%$ – только 11 м. Поэтому при небольшой влажности льда и росте толщины холодного слоя всё большую роль играет тепловыделение за счёт адвекции.

На рис. 4 представлена динамика промерзания и толщина слоя холодного льда h в зависимости от разных параметров. На высоте 200 м при начальной влажности 0,1% и толщине снежного покрова $h_s = 1$ и 2 м равновесная толщина холодного слоя равна 56 и 89 м соответственно. При $h_s = 3$ м толщина холодного слоя превышает 200 м. Расчёт промерзания ледника на высоте 400 м при влажности льда 1%, толщине снежного покрова 1 м и температурном скачке 0,8 °C показал, что за 82 года ледник промёрзнет на 81 м (см. рис. 4). Аналогичная динамика промерзания имеет место и при толщине снежного покрова 0,5 м; разница в глубине промерзания составляет порядка 1 м/год. Однако при этом отличается величина абляции: 0,29 и 0,59 м/год

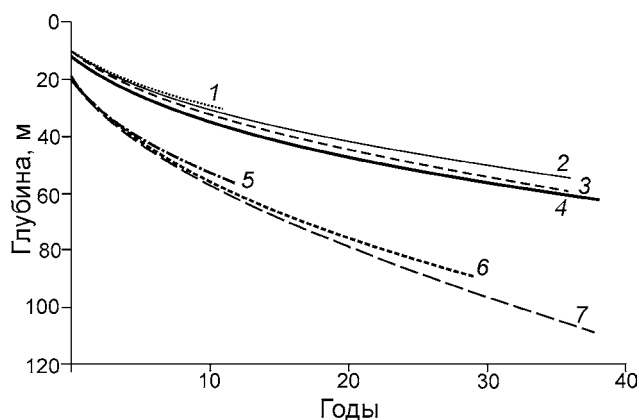


Рис. 4. Динамика промерзания и толщина слоя холодного льда h при следующих параметрах:

толщине снежного покрова $h_s = 2$ м, влажности льда $w_1 = 1\%$, высоте 200 м над ур. моря, температурном скачке Δt_f : 1 – 1°C ($h = 30$ м); 2 – $1,5^\circ\text{C}$ ($h = 54$ м); 3 – 2°C ($h > 110$ м); 4 – при $h_s = 1$ м, $w_1 = 1\%$, высоте 400 м над ур. моря, $\Delta t_f = 0,8^\circ\text{C}$ ($h = 81$ м); при $w_1 = 0,1\%$, высоте 200 м над ур. моря, h_s : 5 – 1 м ($h = 56$ м); 6 – 2 м ($h = 89$ м); 7 – 3 м ($h > 200$ м)

Fig. 4. Dynamics of freezing and cold layer thickness h for conditions:

snow depth $h_s = 2$ м, water content in ice 1% , at 200 m a.s.l., temperature jump Δt_f : 1 – 1°C ($h = 30$ м); 2 – $1,5^\circ\text{C}$ ($h = 54$ м); 3 – 2°C ($h > 110$ м); 4 – $w_1 = 1\%$, at 400 m a.s.l., $h_s = 1$ м, $\Delta t_f = 0,8^\circ\text{C}$ ($h = 81$ м); – $w_1 = 0,1\%$, at 200 m a.s.l., $\Delta t_f = 1^\circ\text{C}$, snow depth h_s is: 5 – 1 м ($h = 56$ м); 6 – 2 м ($h = 89$ м); 7 – 3 м ($h > 200$ м)

при толщине снежного покрова $h_s = 1$ и $0,5$ м соответственно. Именно поэтому толщина слоя холодного льда при h_s равном 1 и $0,5$ м составляет 81 и 68 м соответственно. При $h_s = 1,5$ м абляция практически отсутствует и толщина слоя холодного льда h превысит 100 м. Если при расчётах не учитывать температурный скачок, то величина абляции Δh достигнет $0,98$ м/год, а толщина холодного слоя ледника составит 50 м.

При небольших положительных температурах воздуха на высоте 400 м над ур. моря возрастает роль толщины снежного покрова, так как при больших значениях h_s значительно снижаются период и величина абляции льда. Так, без учёта температурного скачка, рост h_s в 2 раза – с 1 до 2 м – приводит к уменьшению абляции с $0,98$ до $0,41$ м/год. В результате толщина холодного слоя возрастает с 50 м более чем до 150 м. При температурном скачке $\Delta t_f = 0,8^\circ\text{C}$ рост толщины снежного покрова с $0,5$ до 1 м вызывает снижение абляции с $0,59$ до $0,26$ м/год и рост слоя холодного льда с 68 до 80 м. Дальнейший

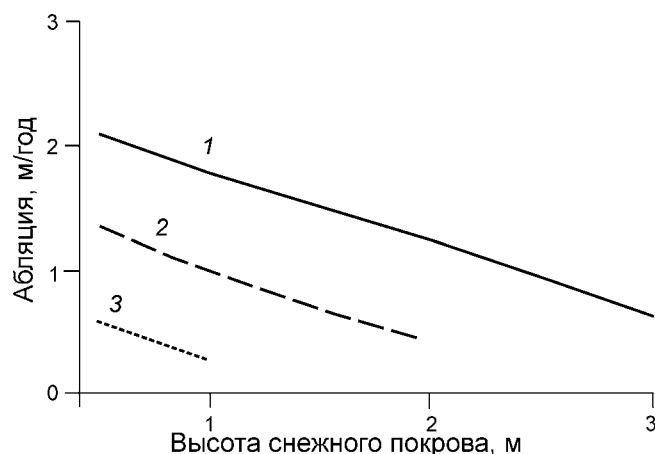


Рис. 5. Абляция льда на высоте 200 м над ур. моря (1) и 400 м над ур. моря (2, 3) в зависимости от толщины снежного покрова при температурном скачке, $^\circ\text{C}$: 1 – 1; 2 – 0; 3 – $0,8$

Fig. 5. Ablation of ice at 200 m a.s.l (1) and 400 m a.s.l. (2, 3) depending on the snow depth at temperature jump, $^\circ\text{C}$:

1 – 1; 2 – 0; 3 – $0,8$

рост h_s до $1,5$ м приводит практически к нулевой абляции – 1 см/год, что увеличивает толщину холодного слоя льда до 81 м.

Анализ влияния температурного скачка Δt_f на динамику промерзания и толщину холодного слоя ледника h на высоте 200 м при Δt_f равном 1; $1,5$ и 2°C показал, что разница в величине температурного скачка всего на $0,5^\circ\text{C}$ изменяет толщину холодного слоя ледника на десятки метров (см. рис. 4), что связано с изменением в величине абляции. От величины абляции зависит величина тепловыделения в леднике при адвекции и равновесная скорость промерзания. Зависимость величины абляции от толщины снежного покрова и высоты над уровнем моря приведена на рис. 5, из которого следует, что на высоте 400 м над ур. моря при толщине снежного покрова более $1,5$ м и температурном скачке $\Delta t_f = 0,8^\circ\text{C}$ (кривая 3) снег полностью не растает. Без учёта температурного скачка ($\Delta t_f = 0^\circ\text{C}$) снег полностью не растает при $h_s > 2,5$ м (кривая 2).

На теплозащитную способность снежного покрова влияет не только его толщина, но и теплопроводность. Расчёты влияния теплопроводности снега на динамику промерзания и толщину холодного слоя ледника h на высоте 200 м при влажности льда 1% и толщине снежного покрова 2 м показали, что при ис-

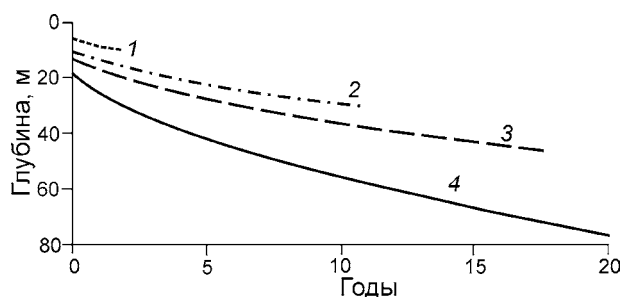


Рис. 6. Динамика промерзания, толщина холодного слоя h и время выхода на квазистационарный режим на высоте 200 м над ур. моря при влажности льда, %: 1 – 3 ($h = 10$ м); 2 – 1 ($h = 30$ м); 3 – 0,5 ($h = 47$ м); 4 – 0,1 ($h > 200$ м)

Fig. 6. Dynamics of freezing, the thickness of cold layer h and the time to quasi-stationary mode at 200 m a.s.l. Water content in ice, %: 1 – 3 ($h = 10$ м); 2 – 1 ($h = 30$ м); 3 – 0,5 ($h = 47$ м); 4 – 0,1 ($h > 200$ м)

пользовании формулы (7) получим $h = 30$ м, а в случае формулы (10) – 25 м. Таким образом, применение формулы М. Штурма (10) приводит к снижению толщины холодного слоя ледника на 17%. При этом температурные условия холодного периода года на ледниках Западного Шпицбергена недостаточно холодные для использования формулы (10).

Рассмотрим влияние влажности льда на динамику промерзания ледника и толщину холодного слоя. При росте начальной влажности льда для промерзания «тёплого» (с температурой 0°C и отличной от нуля влажностью) льда требуется всё большее количество холода. Величина теплового потока определяется градиентом температуры в верхнем холодном слое льда: условие Стефана на границе холодного и тёплого льда – формула (4). С ростом толщины холодного слоя этот градиент снижается, и скорость промерзания уменьшается (рис. 6). Поэтому при большой влажности льда и, как следствие, незначительной скорости промерзания, её величина быстро достигает значения интенсивности абляции при относительно небольших толщинах холодного льда.

На высоте 200 м интенсивность абляции при толщине снежного покрова 2 м и принятых выше температурных условиях составляет около 1,2 м/год. Такая интенсивность промерзания ледника (при влажности льда 3%) будет достигаться на глубине 10 м на третий год (при расчёте

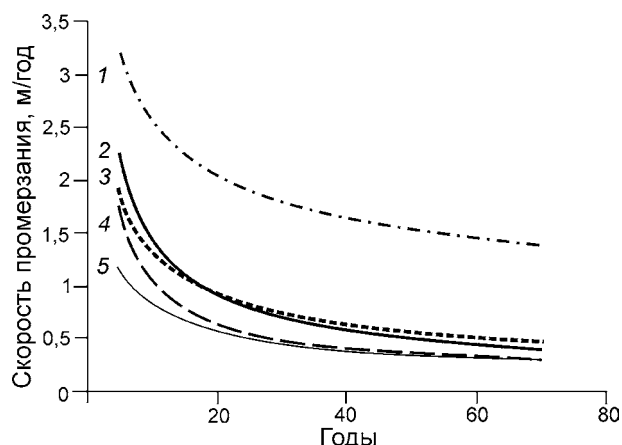


Рис. 7. Скорость промерзания ледника на высоте 200 м над ур. моря:

для снежного покрова толщиной 2 м при влажности льда, %: 1 – 0,1; 2 – 0,5; 5 – 3; при влажности льда 1% для снежного покрова толщиной, м: 3 – 3; 4 – 0,5

Fig. 7. Rate of glacier freezing at 200 m a.s.l.: with snow depth 2 m and water content in ice, %: 1 – 0,1; 2 – 0,5; 5 – 3; with water content in ice 1% with snow depth, m: 3 – 3; 4 – 0,5 m

промерзания ледника с поверхности). При 1- и 0,5%-й влажности льда значения скорости промерзания 1,2 м/год будут достигнуты на глубине 30 и 47 м соответственно на 11-й и 18-й годы. При влажности льда 0,1% количество отводимого от фазовой границы тепла мало, поэтому скорость промерзания даже при толщине холодного слоя 200 м (достигаемой через 100 лет) превышает скорость абляции. Влияние толщины снега и влажности льда на скорость промерзания ледника (без учёта сокращения толщины льда за счёт абляции) представлено на рис. 7.

При этом на первый взгляд получаем парадоксальный результат – при толщине снежного покрова 3 м скорость промерзания льда на 0,3 м/год больше, чем при толщине снежного покрова 0,5 м. Это объясняется тем, что при толщине снежного покрова $h_s = 3$ м абляция составляет 0,63 м/год, что почти втрое меньше, чем при $h_s = 0,5$ м. Поэтому при $h_s = 3$ м величина тепловыделения за счёт адвекции в 3 раза меньше, чем при $h_s = 0,5$ м, что обуславливает более высокую скорость промерзания льда при толщине снежного покрова 3 м. Более естественный результат показывает зависимость скорости промерзания ледника от его влажности. На глубине более 40 м скорость промерза-

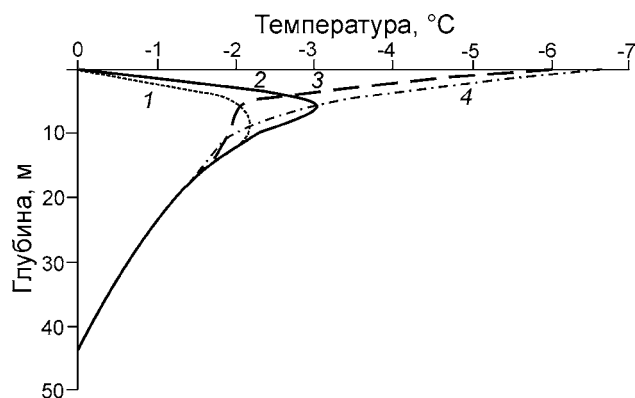


Рис. 8. Температура льда при толщине снежного покрова 2 м на высоте 200 м над ур. моря:

1 – в начале промерзания; 2 – через 90 сут.; 3 – через 180 сут.; 4 – через 270 сут.

Fig. 8. Ice temperature at 200 m. a.s.l. with snow depth 2 m at different time:

1 – at the beginning of freezing; 2 – after 90 days; 3 – 180 days; 4 – 270 days

ния при влажности льда 0,1% почти на 1 м/год больше, чем при влажности льда 0,5 и 3%. При этом отличие в скорости промерзания ледника при влажности 0,5 и 3% относительно небольшое и составляет 10–15 см/год.

Влияние адвекции на промерзание ледника можно оценить, заменив величину A в формуле (2) на величину с обратным знаком: $-A$. Фактически мы условно меняем абляцию льда на аккумуляцию. Результаты расчётов показывают, что при аккумуляции льда глубина промерзания ледника будет на 74% больше, чем при абляции, через 50 лет и на 88% – через 100 лет. При этом расчёте мы не учитываем уменьшение теплового потока из-за дополнительной теплоизоляции, вызванной аккумуляцией.

Распределение температуры в леднике на разные моменты времени и на разной абсолютной высоте приведено на рис. 8 и 9. На глубинах 10, 15 и 20 м разница в температуре льда в течение года не превышает 0,4, 0,10 и 0,015 °C соответственно, тогда как на поверхности ледника при толщине снежного покрова 3, 2, 1 и 0,5 м минимальная температура льда (максимальная температура льда составляет 0 °C) достигает следующих значений: –6,1, –6,9, –7,6 и –8,6 °C соответственно при минимальной температуре воздуха –13,6 °C.

Отличия в температуре льда на глубинах 5 и 10 м при толщине снега 3 и 0,5 м не превышают

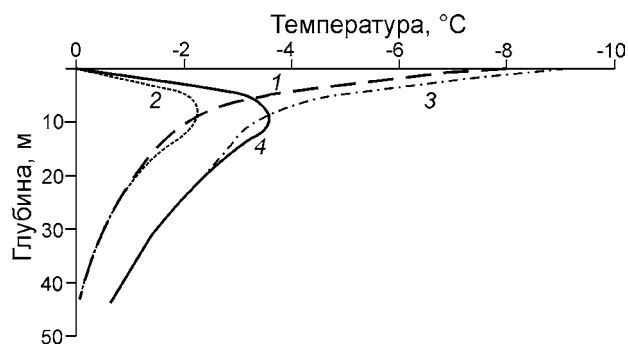


Рис. 9. Температура льда в начале промерзания (2, 4) и через 6 мес. (1, 3) при толщине снежного покрова 1 м на высоте 200 (1, 2) и 400 м над ур. моря (3, 4)

Fig. 9. Ice temperature at the beginning of ice freezing (2, 4) and after 6 months (1, 3) with snow depth of 1 m at 200 (1, 2) and 400 m a.s.l. (3, 4)

0,9 и 0,3 °C. При толщине снежного покрова 2 м температура льда на глубине 5 м в течение года изменяется в диапазоне от –2 до –3 °C. Примерно такие значения температуры получены в 2013 г. на леднике Восточный Грэнфьорд в результате измерения температуры льда в скважинах. Температура воздуха на высоте 400 м над ур. моря на 1,4 °C ниже, чем на высоте 200 м над ур. моря, что приводит к соответствующему снижению температуры льда на глубинах ниже 5 м (см. рис. 9).

Заключение

Результаты выполненных исследований показали, что толщина холодного слоя ледника зависит от большого числа параметров, характеризующих климатические и ландшафтные условия и определяющих скорость промерзания ледника и величину абляции. Скорость промерзания на нижней границе холодного слоя ледника снижается при увеличении толщины этого слоя. Если величина абляции меньше скорости промерзания на нижней границе холодного слоя ледника, то толщина этого слоя будет увеличиваться пока скорость промерзания не сравняется с величиной абляции. Снежный покров – важный фактор в теплообмене между приземным слоем атмосферы и ледниковой поверхностью. Он влияет как на скорость промерзания, так и на величину абляции. С увеличением толщины снежного покрова уменьшается скорость промерза-

ния влажного льда и снижается выхолаживание приповерхностного слоя льда. Вместе с тем при большой толщине снежного покрова сокращаются время и величина абляции.

На скорость промерзания и, как следствие, на толщину холодного слоя ледника в значительной степени влияют влажность льда и источники тепла за счёт внутреннего трения и адвекции. Величина абляции льда и толщина ледника определяют тепловыделение при адвекции. Величина абляции зависит от температурных условий, высоты над уровнем моря, толщины снежного покрова, продолжительности периода абляции, значения температурного скачка. Проведённые расчёты показали, что в условиях небольших положительных температур воздуха на леднике с ростом толщины снежного покрова увеличивается толщина холодной части ледника, что даёт обратную картину по сравнению с промерзанием грунта.

Разработка математической модели промерзания политермического ледника выполнена при поддержке гранта РФФИ 14-05-00022а, а обработка архивных материалов, анализ метеорологических и климатических условий на ледниках Западного Шпицбергена — при поддержке программы ФНИ государственных академий наук на 2013–2020 годы № 01201352474.

Литература

1. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Гидротермическое состояние и режим ледников // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 2007. С. 55–108.
2. Давидович Н.В. Поле летней температуры в горно-ледниковых бассейнах // МГИ. 1982. Вып. 45. С. 56–65.
3. Кириллова Т.В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 254 с.
4. Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Математическое моделирование тепло-массообмена в снежном покрове при таянии // Криосфера Земли. 2004. Т. 8. № 1. С. 78–83.
5. Красс М.С. Математическая теория гляциомеханики // Итоги науки и техники. Сер. Гляциология. 1983. Т. 3. 144 с.
6. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
7. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 346 с.
8. Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Игнатьева И.Ю., Красс М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалевский М.Ю. Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // Режим и эволюция полярных ледниковых покровов / Ред. В.М. Котляков. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 48–115.
9. Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б. Толщина, объем и строение ледников // Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. С. 7–35.
10. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Соколов С.А., Жидков В.А. К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. № 1. С. 3–10.
11. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. К оценке коэффициента теплопроводности снега на станции Восток // МГИ. 2004. Вып. 97. С. 189–191.
12. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А. Оценка абляции на ледниках архипелага Шпицберген в начале XXI века // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 13–19.
13. 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.
14. Павлов А.В. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск: Наука, 1980. 240 с.
15. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 335 с.
16. Сосновский А.В. Расчет оптимальной толщины слоя водно-ледовой смеси при намораживании льда на больших площадях // МГИ. 1984. Вып. 50. С. 223–231.
17. Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978. 196 с.
18. Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C. Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. № L23501. doi:10.1029/2011GL049234.
19. Gilbert A., Vincent C., Wagnon P., Thibert E., Rabatel A. The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tete Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.). Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. F04018. doi:10.1029/2011JF002258.
20. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Stor-glaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 207. P. 1–8.

21. *Jiscot H., Murray T., Boyle P.* Controls on distribution of surge-type glaciers in Svalbard // *Journ. of Glaciology*. 2000. V. 46. № 154. P. 218–222.
22. *Paterson W.* The Physics of Glaciers. Amsterdam: Elsevier, 2010. 704 p.
23. *Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // *Journ. of Glaciology*. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
24. *van Pelt W. J.J., Oerlemans J., Reijmer C.H., Pohjola V. Pettersson A.R., van Angelen J.H.* Simulating melt, runoff and refreezing on Nordenskiöldbreen, Svalbard, using a coupled snow and energy balance model // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 641–659.
25. *Wilson N.J., Flowers G.E.* Environmental controls on the thermal structure of alpine glaciers // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 167–182.

Summary

A problem of the wet ice freezing with regard for the heat sources due to internal friction and advection has been considered. Estimating of influence of the snow cover, climate and glacier parameters on the cold-ice layer thickness and thermal regime in the ablation area of a polythermal glacier in Western Svalbard was made on the basis of numerical model-

ing. Thickness of the cold ice layer in a polythermal glacier depends on a relation between the ablation on the surface and the freezing rate at the layer lower boundary. The freezing rate at this boundary decreases when the layer thickness increases. If the ablation rate is lower than that of the freezing, the layer thickness grows until the ablation and freezing rates become equal. Snow cover is the important factor in the heat transfer between the glacier surface and the air boundary layer. It has a certain effect on both a rate of freezing and a volume of ablation. When the snow cover thickness increases, the freezing rate of wet ice and cooling of the ice surface decrease. On the other hand, a thick snow cover reduces the ablation time and volume.

Estimates of influence of the snow cover, ice wetness, temperature conditions, and elevation above the sea level on the ablation volume, cold-ice layer thickness, and thermal regime of the glacier upper layer are presented in the article. The calculations performed have demonstrated that under conditions of slightly positive air temperatures on the glacier thickness of the glacier cold part increases when the snow cover grows that is the opposite to the ground freezing process.

Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген)

© 2015 г. Р.А. Чернов, Т.В. Васильева, А.В. Кудиков

Институт географии РАН, Москва
rob31@mail.ru

Temperature regime of upper layer of the glacier East Grönfjordsbreen (West Svalbard)

R.A. Chernov, T.V. Vasilyeva, A.V. Kudikov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 26 февраля 2015 г.

Абляция, запас холода, скважина, температура льда, толщина снежного покрова.

Ablation, borehole, ice temperature, snow depth, storage of cold.

Представлены данные термометрии скважин на леднике Восточный Грёнфьорд, полученные в весенний и летний периоды 2012–2014 гг. На основании распределения температуры в скважинах рассчитаны элементы теплового баланса деятельного слоя: зимний запас холода, затраты тепла на таяние и прогрев снега и льда. Основное влияние на величину запаса холода в приповерхностном слое льда оказывают толщина снежного покрова и летняя абляция. Сравнение величины зимнего и летнего запаса холода приводит к выводу, что наиболее интенсивное выхолаживание происходит в центральной части ледника, где наблюдаются небольшое снегонакопление и умеренная абляция льда.

Data of thermometry performed in boreholes of the glacier East Grönfjordsbreen situated in West Svalbard are presented. The measurements were made within the ice upper layer down to 20 m in spring and summer of 2012–2014. Basing on the temperature distribution in the boreholes the following heat balance elements of the active ice layer were calculated: winter storage of cold, heat losses for thawing and warming of snow and ice. It was found that the main influence on storage of cold in the upper ice layer is exerted by thickness of the snow cover and the summer ablation. Comparison between winter and summer storages of the cold allows drawing the conclusion that the most intensive cooling takes place in central part of the glacier where the snow accumulation is small and the ablation is moderate.

Введение

Среди ледников Шпицбергена довольно широко распространены политермические ледники, имеющие в основании тёплое ледяное ядро [3, 6, 7, 12], которое может значительно изменяться во времени под действием различных факторов [1, 2]. В той или иной мере термический режим ледника определяется интенсивностью процессов теплообмена в его приповерхностном слое. В этом слое толщиной 15–20 м затухают сезонные колебания температуры, проникающие с поверхности, и трансформируются тепловые потоки. Направленность тепловых потоков зависит от распределения температуры во льду, которое значительно различается в зимний и летний сезоны. Сезонные и межгодовые изменения температурного режима верхнего слоя ледника изучались на ледниках Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена во второй половине XX в. отечественными учёными [4]. Но влияние на термический режим ледника сезонных факторов — толщины снега и величины абляции — остаётся недостаточно изученным. Теплозащитные свойства снежного

покрова, влияющие на выхолаживание приповерхностного слоя ледника, определяются его термическим сопротивлением и зависят от стратиграфии снежного покрова и его коэффициента теплопроводности [8, 9].

Наблюдения на леднике Восточный Грёнфьорд проводились Шпицбергенской гляциологической экспедицией Института географии РАН в 2012–2014 гг. Основу работы составляло бурение неглубоких скважин и измерение температуры льда в них на разных глубинах в весенний и летний периоды. Бурение и термозондирование скважин на этом леднике уже проводились в 1975 г. экспедицией Института географии АН СССР [5], однако тогда был исследован только один участок на ледоразделе ледников Фритьофа и Восточный Грёнфьорд. В наших исследованиях было 15 участков для бурения скважин на леднике Восточный Грёнфьорд, на девяти из них температура льда измерялась как в весенний, так и в летний период. Положение скважин на леднике показано на рис. 1. Полученные результаты позволяют оценить сезонные изменения температуры льда, глубину затухания сезонных колебаний, а также

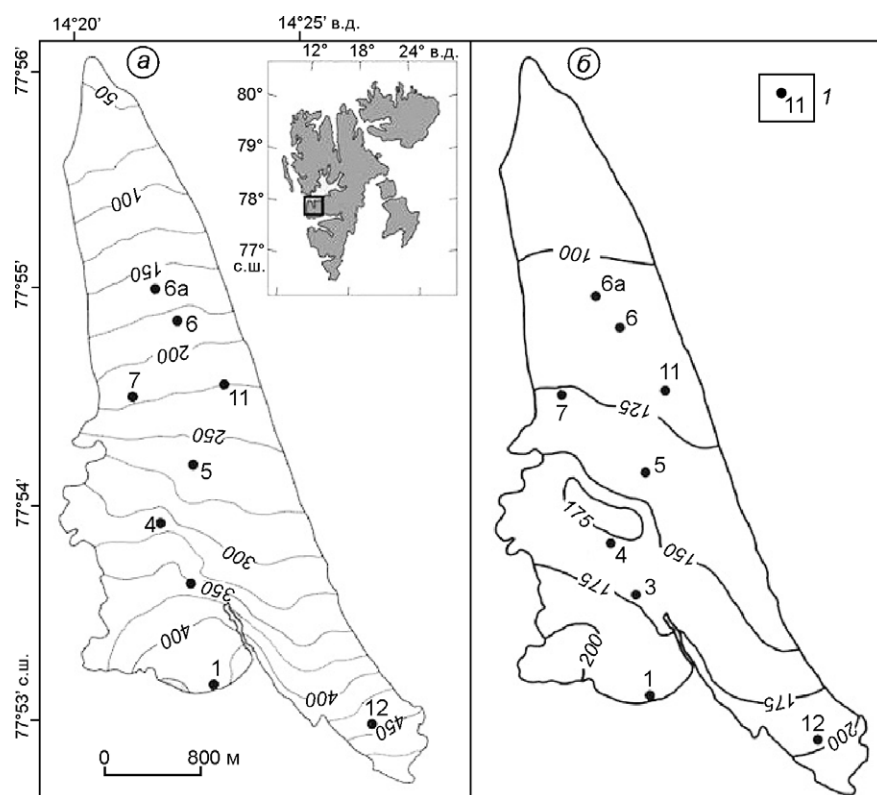


Рис. 1. Схема положения ледника Восточный Грөнфьорд (а) и толщина снежного покрова на леднике (см) в апреле 2013 г (б).

Цифры на схеме — номера скважин

Fig. 1. Scheme of East Grönfjorden (a), and the snow depth on the glacier (cm), April 2013 (b).

The numbers in the scheme indicate boreholes

изменение теплосодержания верхнего слоя ледника в пространстве и во времени.

Ледник Восточный Грөнфьорд расположен в западной части Земли Норденшельда на о. Западный Шпицберген в верховьях залива Грөнфьорд (см. рис. 1, а). Длина ледника Восточный Грөнфьорд составляет около 5,3 км при средней ширине 1–1,2 км, площадь равна 7,6 км² [1]. Ледник состоит из двух потоков льда, сливающихся в средней части на уровне 300–360 м. В верховьях ледник имеет широкий ледораздел с ледником Фритьоф (420 м), с которого берёт начало левый поток льда, и небольшую область фирнового питания в истоках правого потока. Язык ледника спускается к северу до высоты 40 м.

В последние десятилетия ледник Восточный Грөнфьорд сокращается. В 1990–2011 гг. его язык отступил на 700 м [1], а по данным 1975 г. [5] и современным измерениям поверхность ледораздела понизилась на 36 м. Особенно заметные изменения произошли в последние 10–12 лет, когда в летний период снеговая линия поднималась выше отметки 500 м и ледник полностью оказывался в области абляции. Современные радиолокационные исследования [1] показывают, что на леднике Восточный Грөнфьорд не только сокра-

щается общая толщина ледника, но и изменяется положение тёплого и холодного слоёв льда. Подобное явление наблюдается и на некоторых других политермических ледниках Арктики [10, 11]. Авторы указывают на климатический характер изменений гидротермической структуры ледника, что должно быть связано с условиями прогрева и охлаждения ледника с поверхности.

Одна из задач наших исследований — изучить граничные условия на поверхности ледника и их пространственно-временные изменения, необходимые для моделирования термического режима ледника и сравнения с данными полевых измерений. На изменения в гидротермической структуре ледников указывает и тот факт, что за последние 10–15 лет у крупных ледников Земли Норденшельда — Альдегонда, Восточный и Западный Грөнфьорд, Дальфонна, Тавле — сильно сократились или совсем исчезли приледниковые наледи.

Методика исследований

Комплексные работы на леднике предусматривали: бурение; термометрические измерения температуры льда в скважинах; срочные измерения температуры на контакте снега и льда; из-

мерения снегонакопления и абляции по рейкам; GPS-измерения положения скважин.

Неглубокое бурение на леднике проводили весной и летом 2012–2014 гг. Весенние работы были в апреле, до начала таяния снежного покрова, летние работы — в августе, в конце сезона абляции. Для бурения скважин использовались шнековые штанги с буровой головкой Kovacs диаметром 50 мм и переносной бензиновый мотобур. Для бурения выкапывали снежный шурф до поверхности льда. Место скважины маркировали деревянной рейкой для повторного бурения летом. Летом при отсутствии снежного покрова вокруг скважины делали каналы во льду для отвода талой воды, а при его наличии также выкапывался шурф. Первоначально выбор мест бурения определялся высотным профилем ледника. На рис. 1, а показано расположение скважин на леднике. Сква. № 1–3 находятся в зоне ледяного питания ледника, сква. № 4–10 — в области абляции. В 2013 г. пробурена сква. № 12 в верховье правой ветви ледника, где сохранилась область фирнового питания. Несколько ниже среднегодовой границы питания пробурены сква. № 7 и 11 по поперечному профилю ледника с целью рассмотрения различий в теплосодержании льда при влиянии локальных факторов.

Для *термозондирования скважин* использовали термокосу, представляющую собой многожильный экранированный кабель длиной 20 м. В него были впаяны семь медных термисторов на расстоянии 100 см друг от друга. Рекомендованный диапазон работы термисторов составляет от -55 до 125 °C, что вполне удовлетворяет условиям рабочего диапазона температур — от -15 до 0 °C. Для построения кривой «сопротивление—температура» в жидкостном термостате выполнено измерение сопротивления всех датчиков в 10 точках в температурном диапазоне от -8 до 0 °C. Измерения показали, что в этом диапазоне можно определить температуру с разрешением до $0,1$ °C с точностью $\pm 0,3$ °C. Каждая скважина с помещённой в неё термокосой выстаивалась не менее 40 минут после окончания бурения, и только после этого, с интервалом в пять минут, измеряли температуру до момента стабилизации температурного профиля в скважине.

Срочные измерения температуры снега и льда вблизи поверхности их раздела проводились также с помощью автоматических датчиков тем-

пературы iButton DS1921. Точность определения температуры составляет ± 1 °C с разрешением $0,5$ °C. Главное преимущество этих датчиков — возможность работать в автоматическом режиме длительное время — около одного года. Три датчика были установлены внутри тонких пластиковых труб около поверхности льда: верхний датчик — в 50 см над поверхностью льда в снежном покрове; средний — у поверхности льда; нижний — на глубине 50 см. Всего было установлено три трубы в точках бурения скв. № 1, 7 и 11.

Снегомерная съёмка на леднике проведена с шагом 300 м. В местах положения скважин были вырыты снежные шурфы, в которых описывали структуру снежной толщи и определяли плотность снега.

Поверхностную абляцию измеряли летом по сети абляционных реек, расположенных преимущественно в местах бурения скважин, и по тросику около скв. № 11.

Результаты исследований

Термометрические измерения в скважинах на леднике Восточный Грёнфьорд показали сложную пространственную картину распределения температуры в его приповерхностном слое. Самые низкие температуры в скважинах отмечены на языке ледника, а самые высокие — в верховьях ледника, в области накопления фирна. Условно мы называем эти скважины «холодными» и «тёплыми». Распределение весенних и летних температур в скважинах в приповерхностном слое льда показано на рис. 2. Отметим, что весенние измерения выполнялись в период максимального снегонакопления на леднике, до начала активного таяния снега, а летние — в конце сезона абляции. Скважины, пробуренные летом, были мельче пробуренных весной, что связано с техническими трудностями бурения в летний период.

Результаты показали, что весной температура в холодных скважинах во всех горизонтах на 1 – 2 °C ниже, чем в тёплых. Кривые температур оказались подобны друг другу и на одних и тех же горизонтах имели близкие значения градиентов. Естественно, наибольшие градиенты температуры относятся к поверхности ледника, их средние значения составляют около $0,8$ °C/м. С глубиной градиент температуры уменьшается и в толще льда на глубине 15 – 20 м равен около

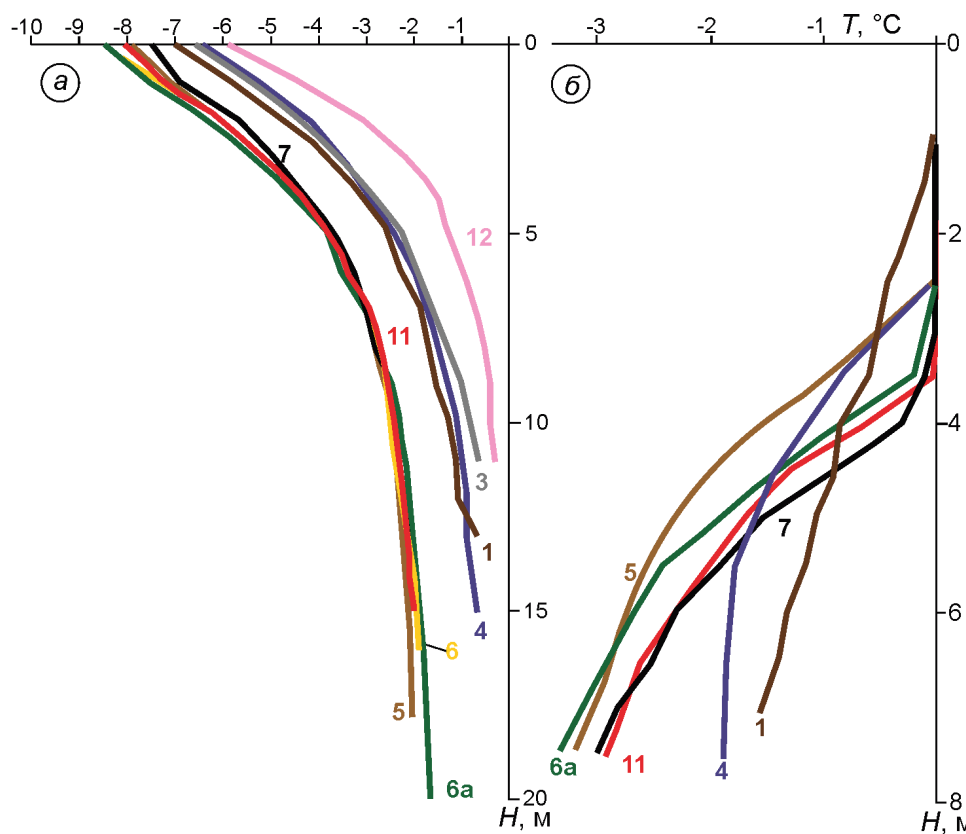


Рис. 2. Распределение температур в скважинах на леднике Восточный Грёнфьорд:

a – апрель 2013 г.; *б* – август 2013 г.; цифры около кривых соответствуют номерам скважин (см. рис. 1)

Fig. 2. The temperature distribution in the boreholes on the East Grönfjördbreen:

a – April 2013; *b* – August 2013; the numbers next to the curves correspond to the numbers of boreholes (see Fig. 1)

0,1 °C/м. Летом также наблюдаются различия температуры в тёплых и холодных скважинах (см. рис. 2, б). В этот период складывается обратная ситуация: у поверхности наблюдается изотермический слой льда, прогретого до 0 °C; ниже градиенты температуры увеличиваются и достигают максимального значения на глубине 3–4 м от дневной поверхности. Тёплые скважины (см. рис. 2, б, линии 1 и 4) отличаются от остальных, в них распределение температуры более пологое и средние градиенты температуры меньше. Рассчитанные значения градиентов температуры для скважин, пробуренных весной и летом, и характеристики скважин (высота, средняя температура воздуха, толщина снега и др.) приведены в табл. 1.

При сравнении рис. 2, *a* и *б* видно, что весенние и летние температуры на глубине 6–8 м имеют практически одинаковое значение. Это позволяет считать, что на данной глубине сезонные колебания температуры почти полностью затухают. Именно поэтому температура на этих глубинах может характеризовать пространственные изменения температуры в приповерхностном слое ледника. Прежде всего обращает на себя

внимание тот факт, что во всех скважинах температура выше, чем средняя температура за зиму, и даже выше, чем среднегодовая температура воздуха по данным метеостанции в пос. Баренцбург. В табл. 1 средняя температура воздуха за холодный период (октябрь–май) вычислена на основе данных метеостанции с учётом экспериментально установленного высотного температурного градиента, принятого равным $-0,7$ °C/100 м.

Несмотря на то, что температура воздуха в верховьях ледника ниже, чем на языке, в скважинах, пробуренных в верховьях, температуры льда были самые высокие (см. рис. 2, *a*, линии 1, 3, 4, 12). Суммарный эффект отепления льда в таких скважинах оказался равным порядка 3 °C с учётом перепада температуры воздуха в 2 °C между языком и верховьем ледника и различиями температуры в тёплых и холодных скважинах. Обнаруженные различия показывают, что температура в скважинах слабо коррелирует с температурой воздуха у поверхности. Именно верховья ледника отличаются наименьшим запасом холода. Их расчётные значения в 11-метровом в слое льда приведены в табл. 1. Уменьшение запаса холода в скважинах согласуется с

Таблица 1. Характеристика скважин в весенне-летний период 2013 г.*

Номер скважины	Абсолютная высота, м	Средняя температура воздуха за холодный период, °С	Толщина снега в конце периода аккумуляции, см	Градиент температуры, °С/м			Запас холода в 11-метровом слое льда в апреле, МДж
				в 11-метровом слое, апрель	во льду в верхнем 6-метровом слое, апрель	во льду в 6-метровом слое, август	
1	422	–9,6	150	0,50	0,77	–0,26	50,6
3	368	–9,2	151	0,47	0,75	—	46,8
4	323	–8,9	165	0,40	0,75	–0,37	46,3
5	268	–8,3	112	0,41	0,72	–0,57	67,4
6	192	–7,9	110	0,45	0,83	—	67,8
6а	171	–7,8	98	0,47	0,83	–0,58	70,2
7	225	–8,1	117	0,41	0,68	–0,52	64,9
11	226	–8,1	104	0,39	0,72	–0,55	66,9
12	440	–9,7	178	0,42	0,82	—	35,4

*Прочерки – измерения не проводились.

увеличением толщины снежного покрова. Данные о толщине снега вокруг скважин, приведённые в табл. 1, отражают распределение снежного покрова на леднике в 2013 г. по результатам снегомерной съёмки (см. рис. 1, б). Таким образом, распределение снежного покрова на леднике – наиболее выраженный фактор, влияющий на температуру льда.

Самой тёплой оказалась скв. № 12, расположенная в основании правой ветви ледника на высоте 440 м. Здесь, помимо большой толщины снега (172 см), значительное отепляющее влияние оказывает слой фирна. Запас холода для этой скважины оказался наименьшим и составлял всего 35,4 МДж. Самый большой запас холода во льду имели нижние скважины – № 5, 6, 6а (см. табл. 1). Именно там толщина снега была почти вдвое меньше, чем в верховьях ледника. Однако с наступлением лета снежный покров стаивал прежде всего на языке ледника, поэтому скважины внизу открывались раньше, чем вверху, и их прогрев оказывался более продолжительным в течение лета.

Наиболее актуальный вопрос нашего исследования: как изменяется запас холода в скважинах в летний период? В августе 2013 г. мы повторно определили температуру льда в скважинах и измерили абляцию льда за летний период. В этот год на языке ледника снежный покров начал сходить в начале июля, а таяние продолжалось до сентября. Снеговая линия достигла высоты 350–450 м, при этом на ледоразделе (420 м) снежный покров стоял почти полностью,

и его толщина к концу августа не превышала 10 см. Ниже ледораздела снежный покров растаял и обнажились участки льда. Здесь зона наложенного льда, обрамляющая снеговую линию, имела ширину 300–400 м. Средняя максимальная толщина наложенного льда не превышала 12 см, и, по-видимому, до конца сезона абляции этот слой наложенного льда исчез.

По измеренным весенним и летним температурам и величине абляции мы рассчитали затраты тепла на таяние снега и льда и на прогрев льда. Полевые и расчётные данные по скважинам, пробуренным летом, приведены в табл. 2. Затраты тепла на прогрев снежной толщи в расчёте не учитывались, так как эта величина составляет менее 1% суммарных затрат тепла. На основании полевых измерений средняя плотность снега принята равной 380 кг/м³, плотность льда – 910 кг/м³. При расчёте затрат тепла на таяние и прогрев льда мы учитывали величину абляции без учёта наложенного льда. На рис. 2, б показаны летние температуры льда относительно зимней поверхности, на графике кривые сдвинуты вниз на величину абляции. Как видно из табл. 2, в целом затраты тепла на таяние снежного покрова увеличиваются с высотой, что согласуется с ростом толщины снежного покрова. Затраты тепла на таяние льда, наоборот, с высотой уменьшаются, так как снижается абляция. При этом затраты на таяние льда в 2–4 раза больше, чем на таяние снега, что связано прежде всего с продолжительным периодом абляции. Затраты на таяние снега и льда составляют 92–

Таблица 2. Толщина снега, величина летней абляции около скважин, затраты тепла на таяние и нагрев верхних горизонтов льда и снега, остаточный запас холода в скважинах (2013 г.)

Номер скважины	Абсолютная высота, м	Толщина, см		Затраты тепла, МДж			Суммарные затраты тепла, МДж	Остаточный запас холода во льду, МДж
		снега	слоя абляции	на таяние снега	на таяние льда	на прогрев льда		
1	422	150	98	193,8	300,1	43,0	536,9	7,6
4	323	165	148	209,4	453,3	35,5	698,2	10,8
5	268	112	151	142,2	462,5	50,9	655,6	16,5
7	225	117	163	148,5	499,2	53,3	701,0	11,6
11	226	104	168	132	514,5	55,4	701,9	11,5
6а	171	98	205	123,6	623,1	54,3	801,0	15,9

95% суммарных затрат тепла. На прогрев верхнего слоя льда расходуется в среднем около 7%, поэтому различия между скважинами незначительны по сравнению с общими затратами тепла. В целом суммарные затраты тепла уменьшаются с высотой, что закономерно, так как основной вклад в эту величину вносит абляция льда.

Детальное сравнение тепловых затрат на прогрев льда в разных скважинах показывает, что эта величина максимальна на языке ледника в скв. № 6а, 7 и 11, т.е. в самых холодных скважинах. Хотя самые низкие температуры зафиксированы в скв. № 5, затраты на прогрев льда здесь оказались меньше. Именно большой запас холода, накопленный в скважине после зимы, препятствовал глубокому прогреву льда. В скв. № 6а запас холода также был большим, но он частично израсходован при интенсивной абляции льда. Максимальный прогрев льда наблюдался в скв. № 11, где значение абляции было несколько меньше, чем в скв. № 6а, но запас холода также был немного меньше. По-видимому, эффективность летнего прогрева льда зависит как от зимнего запаса холода, определяемого толщиной снега, так и от интенсивности абляции льда.

Обсуждение результатов

По данным весеннего и летнего бурения и термометрии скважин мы получили пространственную картину термического режима приповерхностного слоя льда. Скважины условно были разделены на «тёплые» и «холодные». Первые находятся в верховьях ледника, вторые — на его языке. Во всех скважинах сезонные изменения температуры происходили в верхнем слое ледника в пределах 6–8 м. Глубже температура льда из-

менялась мало и различалась в пределах 1–1,5 °С. Расчёт зимнего запаса холода в 11-метровом слое льда показал заметные различия для разных скважин. Обнаружена чёткая зависимость запаса холода в скважинах от толщины снежного покрова. Для скважин, находящихся в области абляции, эта зависимость может быть выражена следующей формулой: $X = 113,25 - 0,42h$ с корреляцией $R^2 = 0,97$ (h — толщина снега, см; X — зимний запас холода, МДж/м²).

В нашем исследовании только скв. № 12 находилась за пределами области абляции. В ней под слоем сезонного снега лежали слои фирна с ледяными прослойками. Очевидно, что, кроме снежного покрова, слои фирна также препятствуют зимнему охлаждению за счёт теплоты, выделяющейся при замерзании капиллярной воды в фирне. При толщине фирна около 1 м запас холода в скв. № 12 оказался почти вдвое меньше, чем в других скважинах. Тем не менее, его величина с небольшой ошибкой может быть рассчитана по предложенной формуле. Отметим, что на леднике Восточный Грэнфьорд область фирна ничтожно мала и сохранилась в виде небольшого пятна в верхней части правого цирка, поэтому наша зависимость относится практически ко всему леднику и может быть использована при оценочных расчётах запаса холода в схожих зимних условиях. Вероятно, подобные оценки можно применить к другим ледникам Земли Норденшельда, за исключением ледников Западный Грэнфьорд и Фритьюф, где сохранились обширные фирновые области питания. Локальные различия температуры в скважинах лишь подтверждают наши предположения относительно влияния на неё толщины снега. Так, некоторые различия в запасе холода

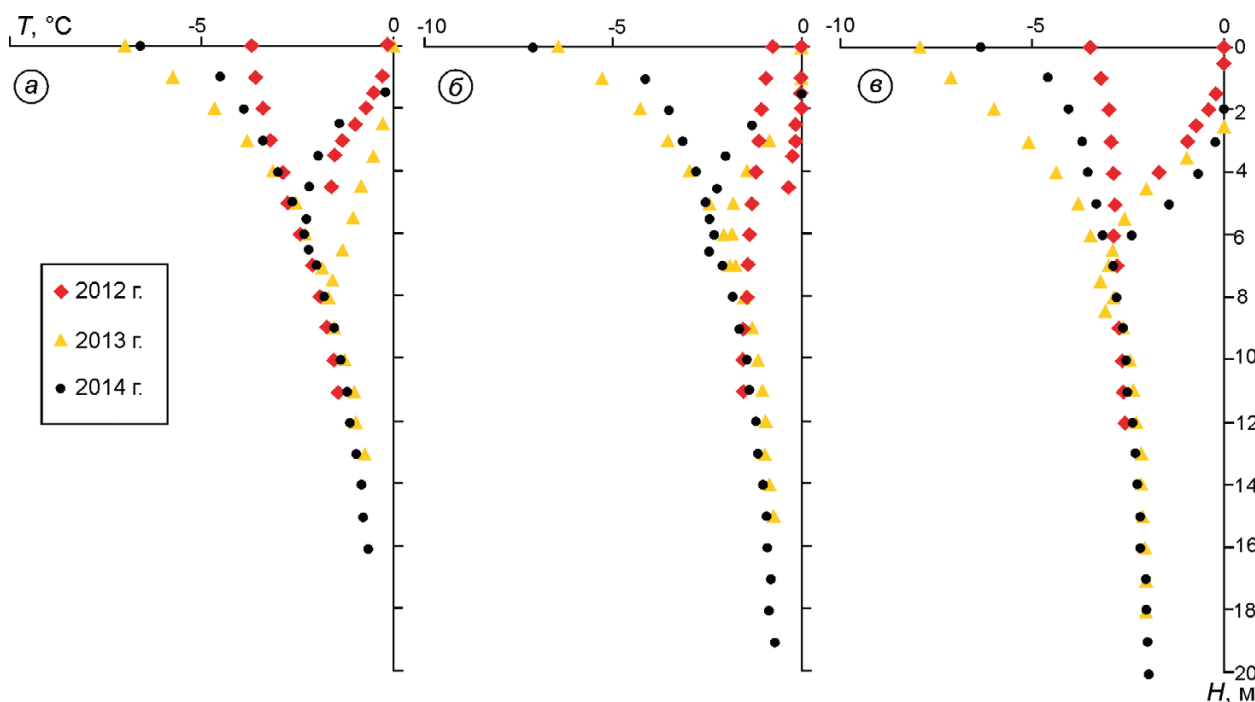


Рис. 3. Температура льда в приповерхностном слое ледника Восточный Грёнфьорд в конце зимнего (точки слева) и летнего периода (точки справа) в различные годы:

a — в скв. № 1; *б* — в скв. № 4; *в* — в скв. № 5

Fig. 3. The subsurface layer temperature of East Grönfjördbreen in late winter (left points) and summer (right points) in different years:

a — borehole № 1; *б* — № 4; *в* — № 5

в скв. № 7 и 11, расположенных на одном высотном уровне, вполне определяются различием в снегонакоплении между правой и левой частями ледника (см. табл. 1).

В летний период предполагалось оценить влияние абляции на термический режим приповерхностного слоя ледника. Для этого была измерена температура в ряде скважин на уровне 170–270 м и описаны поверхности ледника около них. По результатам измерений получена сложная картина летних температур в верхнем слое льда (см. рис. 2, *б*). Отметим, что даже в соседних скважинах при равной величине абляции наблюдались несколько отличные распределения температуры. Различия по температуре в одних и тех же горизонтах оказались в пределах 1,5 °C, но пространственные различия по температуре во всех скважинах составляли порядка 2 °C. Эти наблюдения показывают, что условия прогрева льда во многом зависят как от пространственных факторов, изменяющихся в масштабе ледника, — абсолютной высоты, запаса холода во льду, так и от локальных факторов —

схода снежного покрова, толщины наложенного льда, микрорельефа поверхности, содержания воды в коре таяния и др. Для исследования влияния локальных факторов в летний период на температурный режим льда необходимо продолжить наблюдения.

Межгодовые колебания температур в приповерхностном слое ледника лучше всего иллюстрируют краткосрочные климатические изменения. На рис. 3 приведены профили температуры льда, измеренные в скв. № 1, 4, 5 весной и летом в 2012–2014 гг. Сква. № 1 расположена на ледоразделе ледников Восточный Грёнфьорд и Фритьоф, скв. № 4 и 5 — в центральной части ледника (см. рис. 1). Сравнение профилей наглядно показывает сезонную и межгодовую изменчивость температуры льда в приповерхностном слое ледника. Сезонные колебания во всех скважинах затухают на глубине около 8 м. Глубже 8 м профили температуры, полученные в разные годы, фактически совпадают.

У поверхности ледника годовая изменчивость весьма заметна, и для скважин, пробурен-

ных весной, может превышать 5–6 °С. Скважины, пробуренные летом, у поверхности имеют температуру равную 0 °С, а ниже изотермического слоя льда температура в них различается по годам в пределах 2–3 °С. Особенно заметные межгодовые изменения характерны для скв. № 4 (см. рис. 3, б), что обусловлено большими межгодовыми различиями толщины снежного покрова на этом участке. По данным снегомерной съёмки, толщина снега около скв. № 4 в 2012, 2013 и 2014 гг. была равной 304, 165 и 220 см соответственно. Хотя зима 2013 г. была холоднее зим 2012 и 2014 гг., температурный профиль скв. № 4 в этот год оказался несколько теплее, что указывает на замедленный отклик системы после снежной зимы 2012 г. Фактически условия выхолаживания льда предыдущей зимы проецируются на текущую зиму. Этот факт особенно важен при оценке остаточного запаса холода.

Мы рассчитали величину остаточного запаса холода в скважинах как разницу между зимним запасом холода и теплотой прогрева льда (см. табл. 2). Согласно этой величине, в средней части ледника в скв. № 5, 6а, 7, 11 наблюдается наибольшее охлаждение толщ льда. Именно в этой части ледника на поверхности образуются мощные слои наложенного льда, особенно в районе скв. № 5. Ниже, где абляция больше, наложенный лёд встречается реже, и остаточный запас холода в верхнем слое льда несколько меньше. Это подтверждает наши предварительные выводы о влиянии величины абляции на термический режим ледника. На примере самых холодных скв. № 6 и 6а (см. рис. 1) мы наблюдаем эффект «срезания холодного слоя» т.е. абляция «срезает» слой за слоем горизонты льда и уменьшает запас холода во льду. Таким образом, абляция, как и снежный покров, препятствует проникновению холода в толщу ледника, отбирая накопленный холод вместе со льдом. Эти параметры имеют тесную связь с характером погоды и метеословиями.

По данным метеостанции Баренцбург, в последние 30 лет в районе исследования наблюдается положительный тренд изменения среднегодовой температуры воздуха (+0,67 °С за 10 лет), в том числе и в летний период (+0,26 °С за 10 лет). За этот же период наблюдалось незначительное уменьшение количества осадков зимой. Однако в последние годы на Шпицбергене отмечается

рост зимних осадков, поэтому могут измениться и условия питания ледников, и их термический режим. Так как толщина снежного покрова сильно влияет на запас холода в приповерхностном слое ледника, изменение условий снегонакопления на леднике могут вызвать и изменение термического режима ледника в целом. В нашем случае различие температуры в тёплых и холодных скважинах в 2013 г. оказалось равным около 1,2 °С, что соответствует изменению запаса холода в верхнем слое льда порядка 20 МДж/м². Эти различия между скважинами сохранялись и в 2012, и в 2014 гг. и составляли около 0,9–1,2 °С. С учётом величины теплового потока на нижней границе приповерхностного слоя (равной 0,1 Вт/м²) разница в теплосодержании может нивелироваться не менее, чем за семь лет. Возможно, именно поэтому кратковременные улучшения условий питания на ледниках Шпицбергена в 2009–2011 гг. слабо отразились на температурном режиме ледника Восточный Грэнфьорд в последующие годы.

Заключение

Измерения температуры в скважинах на леднике Восточный Грэнфьорд, выполненные весной и летом 2012–2014 гг., позволили установить существенные различия в температурном режиме в зависимости от их положения на леднике. Самые «тёплые» скважины расположены в верхней части ледника, в области ледяного питания и повышенного снегонакопления, а самые «холодные» — в его средней части и на языке ледника. Мы выделили два основных фактора, определяющих температурный режим льда, — толщину снежного покрова и величину абляции. Самые высокие температуры в приповерхностном слое льда наблюдаются именно в зоне повышенного снегонакопления на леднике, а самые низкие — на языке ледника, в его средней части, где снежный покров сдувается.

Сравнение профилей температуры весеннего и летнего периодов показывает максимальную амплитуду сезонной изменчивости температуры верхнего слоя ледника. По данным исследования скважин, сезонные колебания температуры льда интенсивно затухают в верхнем восьмиметровом слое льда. С учётом летней абляции на этой глубине затухают и межгодовые колебания темпе-

ратуры, а на глубине более 8 м профили температуры разных годов по отдельным скважинам фактически совпадают. В ряде случаев межгодовые колебания температуры льда в верхнем слое оказались даже больше сезонных колебаний температуры, что, вероятно, обусловлено различной снежностью зим. Поскольку снегонакопление и абляция льда имеют высотную зависимость, то их взаимное влияние объясняет пространственную изменчивость температуры в скважинах. Тем не менее, влияние снежного покрова заметнее проявляется в верховьях ледника, где больше снегонакопление, а влияние абляции возрастает и становится заметным на языке ледника.

Расчёт величины остаточного холода в скважинах после летнего периода позволяет сделать вывод, что наиболее интенсивное выхолаживание идёт именно в средней части ледника, где наблюдаются небольшое снегонакопление и умеренная абляция льда.

Благодарности. Авторы благодарят за помощь в проведении полевых работ участников Шпицбергенской гляциологической экспедиции Института географии РАН И.И. Лаврентьева, Б.Р. Мавлюдова, В.А. Шишкова.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00022а.

Литература

1. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.* Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. Вып. 1 (125). С. 5–19.
2. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х.* Изменения толщины и гидротермической структуры ледника Фритьоф с 1977 по 2005 гг. // *МГИ*. 2006. Вып. 101. С. 157–162.
3. *Глазовский А.Ф., Москалевский М.Ю.* Исследования ледника Фритьоф на Шпицбергене в 1988 году // *МГИ*. 1989. Вып. 65. С. 148–153.
4. *Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н., Маркин В.А., Псарева Т.В., Разумейко Н.Г., Суходровский В.Л.* Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.
5. *Загороднов В.С., Зотиков И.А.* Керновое бурение на Шпицбергене // *МГИ*. 1981. Вып. 40. С. 157–163.
6. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б.* Радиолокационное зондирование ледников Шпицбергена с вертолета // *МГИ*. 1980. Вып. 37. С. 109–131.
7. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б.* Толщина, объемы, строение ледников // *Оледенение Шпицбергена* / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1985. С. 7–35.
8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. № 3 (127). С. 50–58.
9. *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.
10. *Irvine-Fynn T.D.L., Moorman B.J.* Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada // *Earth Surface Processes. Landforms* 31, 2006. P. 892–909.
11. *Gusmeroli A., Jansson P., Petersson R., Murray T.* Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciaren, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // *Journ. of Glaciology*. 2012. V. 58. № 207. P. 1–8.
12. *Moore J.C., Palli A., Ludwig F., Blatter H., Jania J., Gadek B., Glowacki P., Mochnecki D., Isaksson E.* High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar // *Journ. of Glaciology*. 1999. V. 45. № 151. P. 542–532.

Summary

Degradation of the Svalbard glaciers in the 20th century resulted in reduction of the accumulation areas and expansion of the ablation ones. During the autumn–winter period, a glacier upper layer does quickly freeze through in the ablation area which promotes slow cooling of underlying ice layers. In April and August of 2013, we measured the ice temperature in boreholes drilled in the East Grönfjorden down to a depth of 20 m. Data of snow measurements made possible to make the conclusion that the snow cover depth plays the main role in formation of the temperature profile within the upper ice layer. Comparison of magnitudes of the winter storage of cold in ice with the summer ice warming leads us to the conclusion that the most intensive cooling of upper ice layer takes place in the central part of the glacier, where the snow accumulation is small and the ablation is moderate.

Колебания ледников Томич и Водопадный (Алтай) во второй половине XX – начале XXI в.

© 2015 г. С.Ю. Самойлова¹, А.А. Шевченко¹, Р.Т. Шереметов², А.А. Коломейцев¹

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул; ²Институт экологии человека СО РАН, Кемерово
bastet05@list.ru

Dynamics of glaciers Tomich and Vodopadny (Altai) for the second half of XX – beginning of XXI centuries

S.Yu. Samoylova¹, A.A. Shevchenko¹, R.T. Sheremetov², A.A. Kolomeytsev¹

¹Institute of Water and Ecological Problems, Siberian Branch of RAS, Barnaul; ²Institute of Human Ecology, Siberian Branch of RAS, Kemerovo
Статья принята к печати 12 января 2015 г.

*Климатические изменения, ледник, мониторинг, объём льда, топографическая съёмка.
Climate changes, glacier, ice volume, monitoring, topography survey.*

Дана оценка динамики двух ледников Алтая – Томич (Катунский хребет) и Водопадный (Северо-Чуйский хребет) за период инструментальных наблюдений. Данные об изменении площади и объёма ледников с 1960–70-х годов до настоящего времени получены на основе архивных материалов: топографических карт, космических и радиолокационных съёмок, а также полевых исследований, выполненных авторами на этих ледниках в 2009–2011 гг. За исследуемый период площадь ледников сократилась на 19–25%, а объём – на 30–45%. Максимальная потеря льда произошла с середины 1990-х годов до настоящего времени. Установлена связь между интенсивностью ежегодной потери льда и средней летней температурой в ледниковой зоне Алтая.

Estimates of dynamics of two Altai glaciers Tomich (Katun Ridge) and Vodopadny (North Chuisky Ridge) for the whole period of instrumental observations are shown in the paper. Data on changes of the glaciers' areas and volumes were obtained from the topographic maps, satellite images and author's field researches performed in 2009–2011. During the period of observations (1952–2012), the glacier areas decreased by 19–25%, and the volumes by 34–45%, and the maximum loss of ice took place since the mid-1990s up to present time. The annual rate of the ice loss has been linked to the average summer air temperature over the glacier area of Altai.

Введение

Алтай – один из крупнейших районов современного оледенения Азии. К концу XX в. здесь насчитывалось 953 ледника общей площадью около 750 км² [7]. Как и в других горных районах, на Алтае с середины XIX в. сокращаются длина, площадь и объём практически всех ледников. По данным [8], с середины XIX в. до начала XXI в. площадь и объём ледников здесь стали меньше соответственно на 21,7 и 22,4%. При этом за вторую половину XX в. площадь и объём ледников сократились соответственно на 7,1 и 10,1% [7]. В последние десятилетия во многих горных странах, в том числе на Алтае, отмечается повышение температуры воздуха [15].

Наиболее объективный и информативный показатель колебаний ледников – изменение их массы или объёма, которые можно определить с помощью ежегодных наблюдений за балансом ледника либо по изменению площади и высоты поверхности, полученному путём совмещения крупномасштабных топографических карт, составленных в разные годы. Начало системати-

ческих работ на ледниках Алтая связано с программой Международного гидрологического десятилетия (МГД, 1966–1975 гг.). Наблюдения за составляющими водного и ледового баланса, а также колебаниями ледников вели в опорных бассейнах: в верховьях рек Мульта, Актру и Аккем. По окончании МГД исследования продолжались под эгидой Международной гидрологической программы (МГП) и в рамках программы наблюдений за колебаниями ледников.

В соответствии с «Основными положениями по организации и проведению наблюдений за колебаниями ледников» [11] на Алтае выполнялись топогеодезические работы по III классу на трёх ледниках: 1) Водопадный (Северо-Чуйский хребет, бассейн р. Актру); 2) Малый Актру (Северо-Чуйский хребет, бассейн р. Актру); 3) Томич (Катунский хребет, бассейн р. Мульта).

Первая топографическая съёмка ледника Томич (1973 г.) была выполнена Р.М. Мухаметовым – сотрудником Алтайской гляциологической экспедиции Томского государственного университета. Сгущение горизонталей проводилось на основании фототеодолитной съёмки,



Рис. 1. Местоположение объектов исследования

Fig. 1. Study sites location

данные которой обрабатывались в МГУ под руководством Ю.Ф. Книжникова. С начала 1970-х и до 1990-х годов Р.М. Мухаметов аналогичным образом провёл съёмку 27 ледников Алтая. Материалы этих съёмок опубликованы [1, 2, 4, 5, 12]. В 2009–2010 гг. топогеодезические работы на леднике Томич выполнены сотрудниками Института водных и экологических проблем СО РАН и Алтайского государственного университета (г. Барнаул). В 2011 г. сотрудники Института водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул) провели топогеодезические работы на ледниках бассейна Актру, в том числе выполнили съёмку ледника Водопадный. Имеющиеся материалы позволяют оценить динамику ледников Томич и Водопадный за период инструментальных наблюдений.

Объекты исследований и исходный материал

В работах [7, 8 и др.] отмечается, что сильнее всего сократились ледники в периферийных хребтах Алтая, где преобладают малые формы оледенения. За период инструментальных наблюдений небольшие ледники Алтая уменьшились на 20–40%, а некоторые из них исчезли совсем [4]. Ледники Томич и Водопадный — относительно небольшие по площади (около 1 км²), они рас-

положены в разных частях этой горной страны (рис. 1), имеют разный морфологический тип и неодинаковые условия снегонакопления и таяния.

Главная особенность климата, определяющая большое разнообразие условий существования ледников на Алтае, — внутриконтинентальное положение горной страны с преобладающим западным переносом воздушных масс, в результате которого сумма выпадающих твёрдых осадков при движении на юго-восток уменьшается. В соответствии с этим высота фирновой линии ледников увеличивается с 2200 м в хребтах Западного Алтая до 3200–3300 м на границе с Монголией, а абляция—аккумуляция на высоте фирновой границы уменьшается с 300 до 100 г/см² [4, 12, 13].

Томич — каровый ледник, расположенный в Центральном Алтае, в Западном ледниковом узле Катунского хребта, в истоках р. Томичка (бассейн р. Мульты). Он имеет северо-восточную экспозицию, величина абляции—аккумуляции на высоте фирновой границы составляет 250 г/см². Ледник залегает в двухкамерном цирке, большая его часть приурочена к правой части морфологического бассейна. Нижняя отметка ледника составляет 2200 м, верхняя — 2850 м. Фирновая граница проходит на высоте 2550–2600 м [12]. Современная площадь ледника, определённая по космическому снимку 2010 г., равна 1,25 км². Топографи-

ческая карта ледника Томич 1973 г., построенная Р.М. Мухаметовым в масштабе 1:10 000, опубликована в работе [12]. Повторные съёмки проводились им в 1983 и 1995 гг. Карты, характеризующие изменение поверхности ледника с 1973 по 1983 и с 1973 по 1995 гг., опубликованы в работе [4]. Оценка объёма ледника Томич выполнена С.А. Никитиным с помощью радиолокационного зондирования в 2000 г. [10].

Водопадный относится к ледникам плоских вершин, он находится в бассейне р. Актру, на северном склоне вершины Купол Трёх Озёр (юго-восточная оконечность Северо-Чуйского хребта, ледниковый узел Биш-Иирду). Фирновая граница проходит на высоте 3100 м. Величина абляции—аккумуляции на высоте фирновой границы составляет 100 г/см² [3]. Современная площадь ледника равна 0,8 км² (определена по космическому снимку 2011 г.). Ледник располагается в диапазоне высот 3060–3540 м. Самые старые мелкомасштабные карты района (1:25 000) датированы 1961 г. Они построены на основе топографической привязки аэрофотосъёмки, проводившейся с 1952 г. В 1978 г. Р.М. Мухаметов совместно с сотрудниками МГУ имени М.В. Ломоносова выполнил фототеодолитную съёмку ледников Малый Актру и массива Купол Трёх Озёр. Повторная съёмка проведена Р.М. Мухаметовым в 1983 г. Карты изменения поверхности ледника Водопадный с 1952 по 1978 г., с 1961 по 1978 г. и с 1978 по 1983 г. опубликованы в работе [4]. В 1978 и 1996 гг. под руководством С.А. Никитина проводилась радиолокационная съёмка этого ледника [3, 9].

Для определения площади обоих ледников использовались космические снимки RapidEye (мультиспектральные пятиканальные изображения с пространственным разрешением 5 и 6,5 м, формат GeoTiff) за 2011 г., LANDSAT (пространственное разрешение 15 м, формат GeoTiff) за 1996 и 2008–2010 гг., а также ASTER (пространственное разрешение 15 м, формат GeoTiff) за 2000 г.

Методика исследований

Для оценки изменений морфометрических параметров ледников Томич и Водопадный за 2009–2011 гг. мы выполнили их топографическую съёмку, а также использовали геодезическую GPS-систему. Недавний опыт

использования подобных приборов на ледниках представлен в работе [6]. Топографическую съёмку ледниковой поверхности мы выполнили с помощью одностатной (L1) геодезической системы Leica SR20. При съёмке использовали два приёмника: один, в качестве базовой станции, выполнял съёмку на опорной точке в режиме STATIC, а с помощью второго, работающего в режиме KINEMATIC, измеряли координаты точек на поверхности ледника. При работе с подобными приборами в условиях высокогорья следует учитывать ряд факторов.

1. Для съёмки необходим устойчивый сигнал четырёх и более спутников, что в условиях высокогорья может вызвать определённые затруднения, поэтому предпочтительнее вести GPS-измерения на открытых площадках и в ясную погоду.

2. Съёмка ведётся только в той части ледника, где можно безопасно передвигаться. Так, на ледниках Томич и Водопадный съёмкой было охвачено около 70% их поверхности, а на леднике Малый Актру съёмку поверхности ледника провести не удалось из-за многочисленных трещин, камнепадов и большой крутизны.

3. Для последующего корректного сопоставления данных съёмки с картами прошлых лет необходима привязка к опорным точкам в Балтийской системе высот, тогда как в GPS координаты и высоты определяют в системе WGS-84.

Результаты измерений обрабатывались с помощью поставляемого вместе с GPS программного обеспечения Geo Office, которое позволяет в дальнейшем экспортировать данные в системы GIS и CAD. Изменения площади ледника рассчитывались относительно имеющихся топографических карт: для ледника Томич использовалась карта Р.М. Мухаметова 1973 г. масштаба 1:10 000, а для ледника Водопадный — карта 1961 г. масштаба 1:25 000. Привязка сканированных карт и векторизация изолиний ледниковой поверхности выполнялись в среде ArcGis. Привязка выполнялась по координатной сетке (карта масштаба 1:25 000) и по опорным точкам (карта ледника Томич). Все картографические материалы приводились в единую систему координат UTM WGS-84. Карты изменения поверхности ледников, построенные Р.М. Мухаметовым, были отсканированы, привязаны с помощью опорных точек и оцифрованы. Построение ЦМР ледниковой поверх-

ности и последующие расчёты изменения её высоты выполнялись в среде ArcGis с использованием стандартных модулей Spatial Analyst и 3D Analyst.

Площадь ледников для всех временных срезов определяли по топографическим картам и картам изменения поверхности Р.М. Мухаметова. Современную площадь устанавливали по космическим снимкам. Поскольку верхняя граница ледника Водопадный представляет собой ледораздел, во всех случаях она была проведена в одном и том же месте по картам из работы [4]. Изменение объёма ледников рассчитывали следующим образом: сначала путём совмещения ЦМР ледниковой поверхности получали среднее изменение толщины ледников, а затем, на основе данных радиолокационных съёмок, — среднюю толщину в разные годы.

Объём ледников в годы радиолокационных съёмок пересчитан как произведение средней толщины и площади, определённой с помощью космических снимков. Очевидно, авторы работы [9] использовали устаревшие данные о

площади ледников. Так, площадь ледника Водопадный в 1996 г. принята в соответствии с Каталогом ледников 1974 г. равной 1,0 км². На самом деле, площадь ледника, определённая по космическому снимку LANDSAT 1996 г., составляла 0,9 км², поэтому объём льда был не 41 млн м³, как это опубликовано в работе [9], а несколько меньше — 36,9 млн м³. Площадь ледника Томич в 2000 г., определённая по космическому снимку ASTER, составляла 1,5 км², а не 1,55 км², соответственно и объём был не 48,3 млн м³ [10], а 46,8 млн м³.

Обсуждение результатов

С использованием топографических карт прошлых лет и данных полевых работ мы построили карты изменения поверхности ледников Томич с 1973 по 2010 г. и Водопадный с 1961 по 2011 г. (рис. 2) и рассчитали изменение их толщины и объёма (таблица).

В работах [3–5] показано, что больше всего на баланс ледников Алтая влияет температура

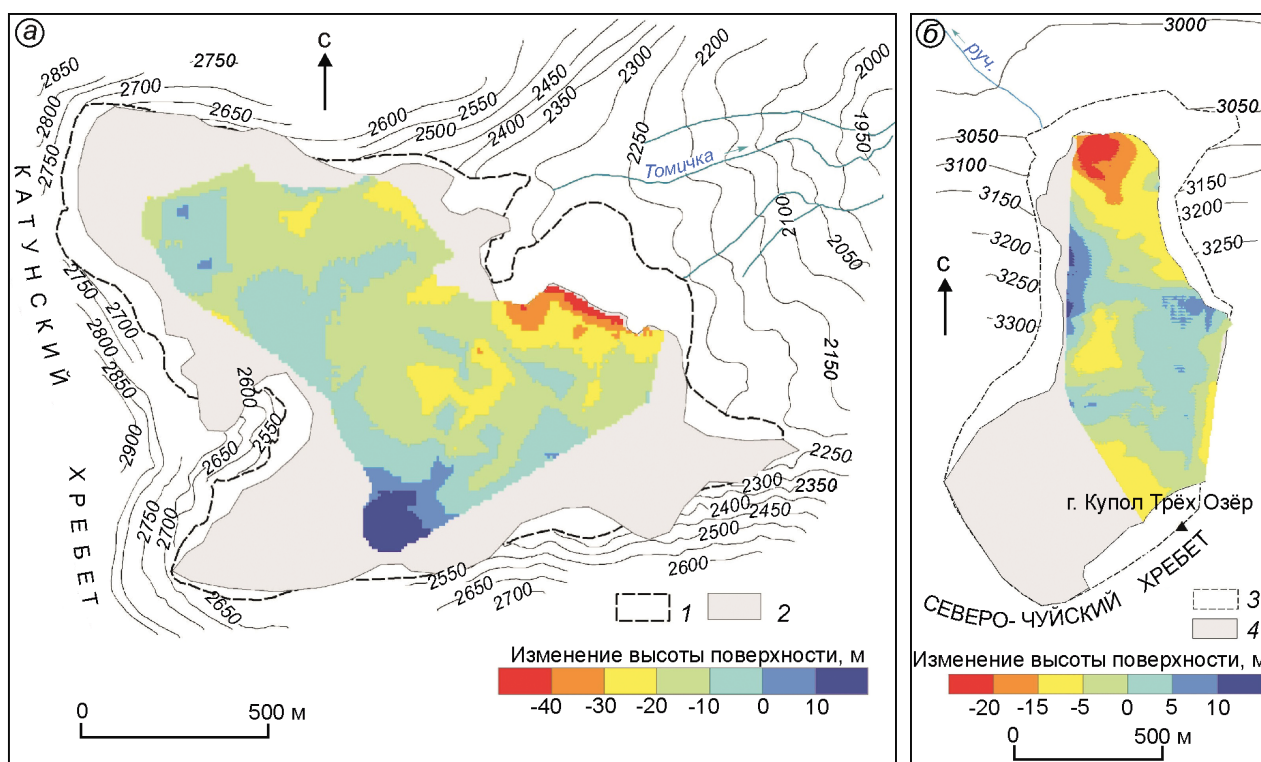


Рис. 2. Изменение поверхности ледников Томич за период 1973–2010 гг. (а) и Водопадный за 1961–2011 гг. (б). Границы ледника Томич: 1 – в 1973 г., 2 – в 2010 г.; границы ледника Водопадный: 3 – в 1961 г., 4 – в 2011 г.

Fig. 2. Changes of the glacier surface Tomich Glacier during 1973–2010 (a), Vodopadny Glacier during 1961–2011 (b). Boundaries of Tomich Glacier: 1 – in 1973, 2 – in 2010; of Vodopadny Glacier: 3 – in 1961, 4 – in 2011

Изменение морфометрических параметров ледников за период инструментальных наблюдений

Год	Площадь ледника, км ²	Средняя толщина ледника, м	Объём ледника, млн м ³
<i>Ледник Томич</i>			
1973	1,55	43,5	67,4
1983	1,54	35,5	54,7
1995	1,54	35,6	54,9
2000*	1,50	31,2	46,8
2010	1,25	29,9	37,4
<i>Ледник Водопадный</i>			
1952	1,1	31,2	34,3
1961	1,07	33,7	36,1
1978**	0,93	36,6	34,0
1983	0,94	34,3	32,2
1996***	0,90	41,0	36,9
2011	0,80	29,7	23,8

*Данные радиолокационной съёмки [9]; **то же, по [4];

***то же, по [8].

воздуха в период абляции (июнь–август). Поэтому данные об изменении объёма ледников были сопоставлены с температурами периода абляции по ГМС Каратюрёк (северный склон Катунского хребта, абсолютная высота 2605 м, наблюдения с 1939 г.). Данные по этой ГМС осо-

бенно показательны для ледника Томич, так как на высоте расположения этой станции проходит фирновая граница ледника, а сам ледник лежит всего в 45 км от станции.

Ледник Водопадный лежит в районе высокогорной ГМС Актру (абсолютная высота 2150 м). Наблюдения на этой ГМС были относительно кратковременными и нерегулярными: круглогодичные наблюдения велись только с 1957 по 1960 г.; с 1960 по 1968 г. были лишь сезонные наблюдения, а с 1972 по 1994 г. ГМС Актру работала в системе Росгидромета. Коэффициент корреляции температур летних месяцев по ГМС Каратюрёк и Актру составил 0,80–0,88, поэтому при анализе динамики ледника Водопадный использовались также данные ГМС Каратюрёк, расположенной в 95 км от ледника.

Средняя летняя температура воздуха по данным ГМС Каратюрёк с 1939 по 2013 г. составляет 5,85 °С, но за это время температура повысилась почти на 1 °С. Наиболее резко температура стала повышаться с середины 1990-х годов: с 1996 по 2013 г. средняя летняя температура увеличилась с 5,57 до 6,76 °С. До этого наблюдались кратковременные периоды сменяющих друг друга потеплений и похолоданий. На рис. 3 показано изменение объёма ледников Томич и Во-

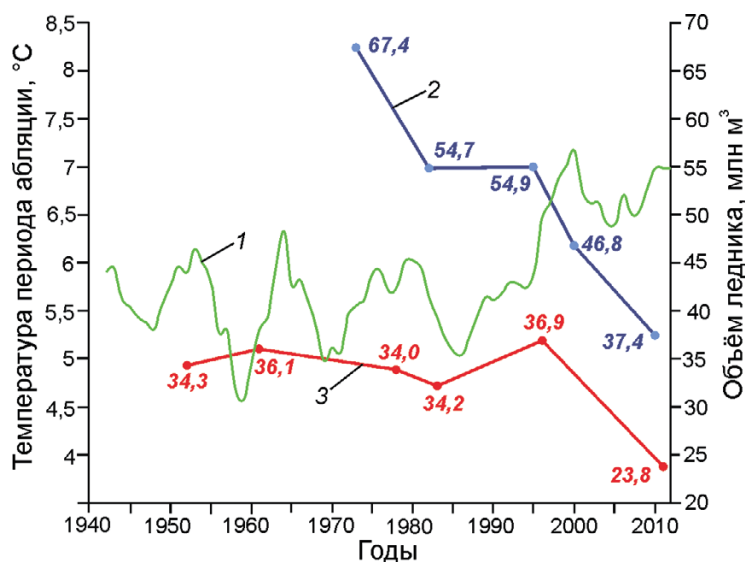


Рис. 3. Изменения объёма ледников Томич и Водопадный и средней летней температуры по ГМС Каратюрёк за период инструментальных наблюдений:

1 — пятилетняя скользящая средняя летних температур; 2 и 3 — соответственно объём ледников Томич и Водопадный

Fig. 3. Changes of volume of Tomich and Vodopadny glaciers and of average summer temperature for the period of instrumental observations of Karatyurek weather station.

1 — five-years running average summer temperature; 2 and 3 — volume of Tomich and Vodopadny glaciers

допадный и приведена кривая температур периода абляции (июнь–август) по ГМС Каратюрек. Топографические съёмки на ледниках велись в разные годы, однако хорошо видно, что колебания параметров в целом синхронны и хорошо согласуются с ходом средних летних температур.

Расчёты показали, что с 1973 по 2010 г. объём ледника Томич уменьшился почти на 30 млн м³, а его толщина сократилась на 13,6 м. Максимальное сокращение характерно для языка. В правой части фирнового бассейна поверхность ледника повысилась на 25 м (см. рис. 2, а). С учётом данных радиолокационной съёмки потеря льда с 1973 по 2010 г. равна около 45%. Площадь ледника за этот период сократилась лишь на 19%. Это значит, что объём льда сократился в основном за счёт уменьшения толщины. Интенсивная потеря льда зафиксирована в 1973–1983 и 1995–2010 гг. В начале 1980-х и в 1990-х годах, когда летние температуры были ниже средних, объём ледника увеличился на 0,2 млн м³. Средняя скорость отступления языка ледника Томич [4] с 1983 по 1995 г. снизилась с 3,2 до 2,0 м/год. Позже 1969 г. язык ледника не наступал.

Ледник Водопадный с 1961 по 2011 г. потерял около 34% своего объёма, или 12,3 млн м³, и 0,27 км² (25%) площади. Поверхность в среднем понизилась примерно на 4 м. Для этого ледника также характерно интенсивное таяние с 1978 по 1983 г. и после 1996 г., в то время как в 1983–1996 гг. объём ледника увеличился на 15%. Изменение объёма льда в наибольшей степени связано с колебаниями средней летней температуры воздуха (рис. 4).

Большой интерес вызывает сравнение полученных данных об изменении ледников Томич и Водопадный с материалами о деградации оледенения Алтая в целом. В работе [8] представлена информация о динамике оледенения Алтая с середины XIX в. до 2003 г. С 1952 по 2003 г. сокращение площади и объёма ледников в Катунском хребте составило 4,4 и 7,2%, а в Северо-Чуйском хребте – 6,1 и 6,5% соответственно. Объём ледников оценивали по данным радиолокационного зондирования и на основе корреляционных зависимостей объёмов ледников разных морфологических типов от их площади. В работе [15] за тот же период отмечается существенно большее сокращение площади ледни-

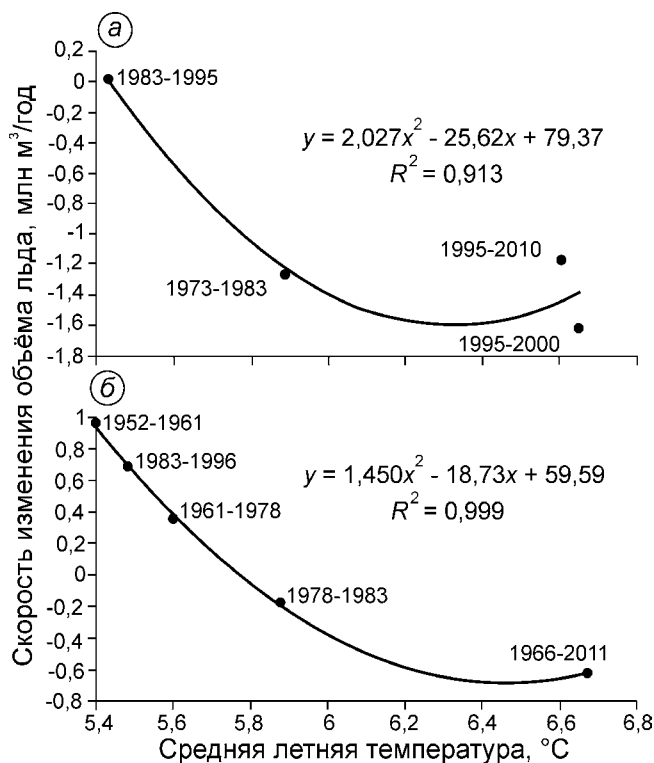


Рис. 4. Скорость изменения объёма ледников Томич (а) и Водопадный (б) в зависимости от средней летней температуры по данным ГМС Каратюрек
Fig. 4. Changing rate of the Tomich (a) and Vodopadnyy (b) glaciers volume depending on the average summer temperature according to data of the Karatyurek weather station

ков в Северо-Чуйском и Южно-Чуйском хребтах – на 19,7%. Полученные нами данные по изменению площади ледников Томич и Водопадный (19–25%) соответствуют оценке деградации оледенения по [15].

Наши оценки сокращения объёма льда в 34–45% значительно превышают приведённые в работах С.А. Никитина. Причины этого, по нашему мнению, заключаются в том, что в работе [8] темпы сокращения площадей (и соответственно объёма) ледников экстраполированы с 1952 по 1995 г. на период 1995–2003 гг. Однако с середины 1990-х годов вслед за резким ростом температуры увеличились и темпы сокращения ледников по сравнению с предыдущим периодом. Кроме того, рост скорости сокращения ледников Водопадный и Томич обусловлен их морфологическими особенностями. Как отмечается в исследованиях [4, 7, 8], максимальные темпы деградации характерны для небольших ледников, в том числе каровых (к

которым относится ледник Томич), присклоновых и ледников плоских вершин (к последним относится ледник Водопадный).

Заключение

Полученные нами данные об изменении морфометрических параметров ледников Томич и Водопадный показывают, что с середины 1990-х годов вслед за ростом летних температур темпы деградации ледников значительно увеличились. За период инструментальных наблюдений объём этих ледников уменьшился на 34–45%. При этом площадь ледников сократилась на 19–25%, т.е. изменение объёма льда произошло в основном за счёт уменьшения их толщины. Анализ связи изменения объёма ледников и температуры воздуха в период абляции показал, что последняя — главный фактор, определяющий динамику ледников.

Отмеченное у обоих ледников увеличение объёма в 1980–90-х годах на фоне продолжающегося отступления языков позволяет сделать вывод, что наблюдение за колебаниями языков не может дать исчерпывающую оценку современного состояния оледенения. Если скорость реакции языков ледников на климатические изменения, по разным оценкам, может колебаться от нескольких лет (ледник Малый Актру, Алтай) [4] до нескольких десятилетий (ледники Альп) [14], то объём льда меняется значительно быстрее. Материалы по леднику Водопадный позволяют отметить весьма важную особенность малых ледников Алтая: в зависимости от климатических условий они могут быстро и набирать свою массу (период 1983–1996 гг.), и терять её (период 1996–2011 гг.). Синхронность колебаний объёма ледников Томич и Водопадный, а также близкие относительные величины их сокращения за последние 15 лет показывают, что подобные процессы характерны для других малых ледников Алтая.

Благодарности. Авторы выражают благодарность научному руководителю работ В.П. Галахову за поддержку исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Президиума РАН «Реконструкция процессов опустынивания в Центральной Азии по

ледникам и ледниковым комплексам» и гранта РФФИ 13-05-00002 «Современные ландшафты на «полюсах влажности» Русского Алтая и их эволюция в голоцене».

Литература

1. *Арефьев В.Е., Мухаметов Р.М.* На ледниках Алтая и Саян. Барнаул: изд-во Комитета администрации Алтайского края по образованию, 1996. 176 с.
2. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
3. *Галахов В.П., Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Окишев П.А., Севастьянов В.В., Севастьянова Л.М., Шантыкова Л.Н., Шуров В.И.* Ледники Актру (Алтай). Л.: Гидрометеиздат, 1987. 119 с.
4. *Галахов В.П., Мухаметов Р.М.* Ледники Алтая. Новосибирск: Наука, 1999. 136 с.
5. *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 АлтГУ, 2005. 132 с.
6. *Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А.* Изменение ледника Марух с 1945 по 2011 г. // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 123–127.
7. *Нарожный Ю.К., Никитин С.А.* Современное оледенение Алтая на рубеже XXI века // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 93–101.
8. *Никитин С.А.* Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // МГИ. 2007. Вып. 107. С. 87–96.
9. *Никитин С.А., Веснин А.В., Осипов А.В., Игловская Н.В.* Радиофизические исследования ледников Алтая // Вопросы географии Сибири. 1997. № 22. С. 120–128.
10. *Никитин С.А., Веснин А.В., Осипов А.В., Игловская Н.В.* Распределение объемов льда в западной Части Катунского хребта по данным радиолокационного зондирования // Вестн. Томского гос. ун-та. 2001. № 274. С. 34–39.
11. Основные положения по организации и проведению наблюдений за колебаниями ледников // МГИ. 1983. Вып. 22. С. 199–222.
12. *Ревякин В.С., Галахов В.П., Голещихин В.П.* Горноледниковые бассейны Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1979. 309 с.
13. *Ревякин В.С., Мухаметов Р.М.* Сокращение ледниковой системы Купол — Малый Актру на Алтае за период 1952–1979 гг. // МГИ. 1981. Вып. 41. С. 187–190.
14. *Хеберли В., Хёльцле М.* Опыт использования кадастровых данных для оценки основных гляциоло-

- гических характеристик и воздействия региональных изменений климата на горные ледники (на примере Альп) // МГИ. 1997. Вып. 82. С. 116–124.
15. *Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A.* Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model // *Journ. of Geophys. Research.* 2010. № 115. D16107. doi:10.1029/2009JD012976

Summary

The paper presents estimates of changes in the morphometric characteristics of two glaciers of Altai, the Tomich and Vodopadny, for the period of instrumental observations 1952–2012. The Tomich is a corrie glacier located on the Katunsky Ridge, the most humid area in Altai. The Vodopadny is a flat-summit glacier situated in the River Aktru basin (the North-Chuisky Ridge). Both glaciers are relatively small (areas of about 1 km²). Data on changes in the glaciers areas and volumes were obtained from the contemporary records, such as topographic maps for different years, radar surveys, satellite images, and our field researches. The field topographic and geodetic works were carried out on the Tomich and Vodopadny glaciers in 2009–2011. Surveying of the ice surface was implemented by means of a single-frequency (L1)

geodetic system Leica SR20. The analysis of the materials available made it possible to reveal that the glaciers volumes decreased with different rates. Furthermore, in the 1980s – mid 1990s, both glaciers demonstrated increasing of the ice volume under condition of the continuing retreat of their tongues. For the above period, the glaciers' areas decreased by 19–25%, while the volume did by 35–45%, and the maximum loss of ice took place from middle of 1990s to the present time. According to data of the Karatyurek weather station, since the middle of 1990s the average summer temperature in the glacier area of Altai has risen by more than 1 °C relative to the previous period. Perhaps, that led to increasing of the glacier degradation rate. The volume fluctuations of both glaciers agree well with the temperature changes for the ablation period (June–August).

In 1980–1990, increasing volume of both glaciers against the background of ongoing tongues' retreats clearly suggests that observations of variations of the glacier tongues do not allow a comprehensive evaluation of the current state of glaciation. Synchronous fluctuations of the Tomich and Vodopadny glacier volumes together with close values of the ice storage reduction for the last 15 years allow conclusion that these processes are typical also for other small glaciers of Altai.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 556.124:551.322

doi:10.15356/2076-6734-2015-3-55-66

Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона

© 2015 г. Ю.Н. Чиждова¹, Дж.Ю. Васильчук¹, К. Йошикава², Н.А. Буданцева¹,
Д.Л. Голованов¹, О.И. Сорокина¹, Ю.В. Станюловская³, Ю.К. Васильчук¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ²Университет Аляски, Фэрбенкс, США;

³Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, Москва
eacentr@yandex.ru

Isotope composition of snow cover in the Lake Baikal area

Ju.N. Chizhova¹, J.Yu. Vasilchuk¹, K. Yoshikawa², N.A. Budantseva¹, D.L. Golovanov¹, O.I. Sorokina¹,
Ju.V. Stanilovskaya³, Yu.K. Vasil'chuk¹

¹Lomonosov Moscow State University; ²University of Alaska, USA;

³Sergeev Institute of Environmental Geoscience, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 5 марта 2015 г.

Байкал, снежный покров, стабильные изотопы кислорода и водорода.

Baikal, snow cover, stable isotopes of oxygen and hydrogen.

Стабильные изотопы водорода и кислорода — природные трассеры гидрологического цикла, которые используются в исследованиях гидрологических процессов и для нахождения источника влаги. В статье приводятся данные по снежному покрову Трансбайкальского региона от г. Якутск до озера Байкал. Улан-Удэ был выбран в качестве ключевого участка для более детального изучения снежного покрова. Показано, что в зимний период значения $\delta^{18}\text{O}$ снега в г. Улан-Удэ достигают -39‰ , что типично для внутриконтинентальных воздушных масс — результатов меридионального и западного переноса. Цель статьи — описать пространственную изменчивость содержания стабильных изотопов водорода и кислорода в снежном покрове.

Deuterium and oxygen-18 are standard water tracers which are widely used to investigate hydrological processes and to trace the moisture sources. In this study, we collected bulk samples taken from the snow cover in the Baikal region distributed from the city Yakutsk to the Lake Baikal. Ulan-Ude had been chosen as a key site to study the snow cover in more details. It has been shown that during the winter season $\delta^{18}\text{O}$ values in Ulan-Ude reach -39‰ that is typical for the inland air masses of meridional or western transport. The aim of this study was to describe the spatial variability of concentrations of the isotopes deuterium (^2H) and oxygen-18 (^{18}O) in the snow cover.

Введение

Изотопный состав кислорода и водорода атмосферных осадков хорошо отражает колебания метеорологических параметров. Он важен для интерпретации таких палеоархивов, как повторно-жильный лёд, пластовые льды, высокогорные ледники, полярные ледниковые покровы, озёрные осадки и органическое вещество [1, 5, 8, 10, 11, 18, 19]. Изотопные вариации служат важными климатическими индикаторами при изучении цикла атмосферной влаги [9, 21], гидрологического цикла [12, 20], а также реконструкций палеоклимата. С 1961 г. Международное агентство по атомной энергии (МАГАТЭ) и Всемирная метеорологическая

организация (ВМО) совместно организовали Глобальную сеть изотопии осадков (GNIP), одна из задач которой — ежемесячный отбор осадков по всему миру для исследования изотопного состава. Эта программа позволила значительно расширить наши знания об атмосферных осадках, изотопном составе и его связи с экологическими параметрами [8, 11].

Пространственные и временные вариации изотопного состава (δD и $\delta^{18}\text{O}$) связаны с равновесным обменом, происходящим при всех фазовых переходах [12], и изотопным фракционированием в процессе испарения с поверхности океана в атмосферу [14]. В. Дансгором [11] установлено, что вариации изотопов связаны с температурным эффектом (выраженная поло-

жительная связь между изотопным составом и температурой воздуха) в основном в средних высокоширотных регионах и с количественным изотопным эффектом (выраженная отрицательная связь между изотопным составом и количеством осадков) главным образом в тропических и низкоширотных регионах.

Пространственная неоднородность свойств и изотопного состава снежного покрова на региональном уровне вызвана различием климатических условий и особенностями атмосферной циркуляции, а на локальном уровне — местными особенностями ландшафтов. Накопление снежного покрова происходит прерывисто, что приводит к слоистости его вертикального разреза. Наличие слоёв снега, выпадающего при разных метеорологических условиях и имеющего разный изотопный состав — основная причина изотопных различий снежной толщи по вертикали. Изотопная «метка» отдельных снежных горизонтов обусловлена зависимостью изотопного состава атмосферных осадков от поверхностной температуры во время отложения снега [16]; зависит она и от источника воздушных масс, продуцирующих осадки. Именно поэтому изотопный состав индивидуальных снеговых покровов неодинаков. Кроме того, начальные изотопные значения снега могут изменяться внутри снежного покрова при метаморфизме снега и его частичном таянии.

Цель нашей работы — изучение закономерностей формирования изотопного состава снега в зимний период в Забайкалье. Исследование снежного покрова в районе оз. Байкал имеет важное палеогеографическое значение, так как при интерпретации изотопных кривых по донным осадкам озера необходимо учитывать вклад атмосферных осадков и талого снежного стока в формирование изотопного состава озёрной воды. Вклад изотопно лёгких снеговых вод в оз. Байкал недостаточно изучен, изотопный импульс снеговых вод больше выражен в северной части озера и менее заметен — в южной [15]. Изучение изотопного состава снежного покрова может иметь различное прикладное значение в целом спектре географических исследований.

Оз. Байкал на юге Восточной Сибири (56°50' с.ш., 104°24' в.д.) расположено в центре азиатского континента, в средних широтах,

на границе Иркутской области и Республики Бурятия и на рубеже разных погодных систем. Территория Байкальского региона — зона активного взаимодействия западных и восточных воздушных масс. Она характеризуется континентальными климатическими условиями с большими колебаниями температур воздуха и неравномерным распределением атмосферных осадков по сезонам года. В холодный период года здесь устанавливается область высокого давления — Сибирский антициклон с малооблачной погодой, малым количеством осадков и сильным охлаждением. В это время относительная влажность достигает максимума (в ноябре—декабре до 80%). Средняя температура января $-24,8^{\circ}\text{C}$. Охлаждение вызвано частым поступлением арктических воздушных масс, и такие события продолжаются до начала лета. В тёплый период года (с мая по сентябрь) преобладает циклоническая деятельность и выпадает 65–85% осадков.

Территория Забайкалья от оз. Байкал до Якутска находится под влиянием Сибирского антициклона, определяющего развитие континентальной обстановки с низкими среднегодовыми температурами воздуха. Ввиду преобладающего западного переноса воздушных масс основная влага поступает сюда из Атлантики и Арктики, однако осадки приносятся сюда циклонами, уже изрядно окклюдиванными, пересёкшими большие расстояния. Воздушные массы с Тихого океана заметного влияния не оказывают. Продвигаясь на материк, они испытывают встречное воздействие западного переноса и, отворачивая на восток, оставляют основную влагу в Дальневосточном регионе. Не может проникнуть сюда и влага с Индийского океана, муссоны которого блокируются горными системами Гиндукуша, Каракорума и Гималаев. С юго-запада на северо-восток от Алтая к Чукотке возрастает степень криоаридизации, характеризующаяся охлаждением территории на фоне усиления климатической континентальности [7]. Трансект от г. Якутск к оз. Байкал находится на этой линии усиления континентальности, и исследование изотопного состава снежного покрова позволит установить реакцию снежного покрова на падение температуры в направлении полюса холода (Якутия).

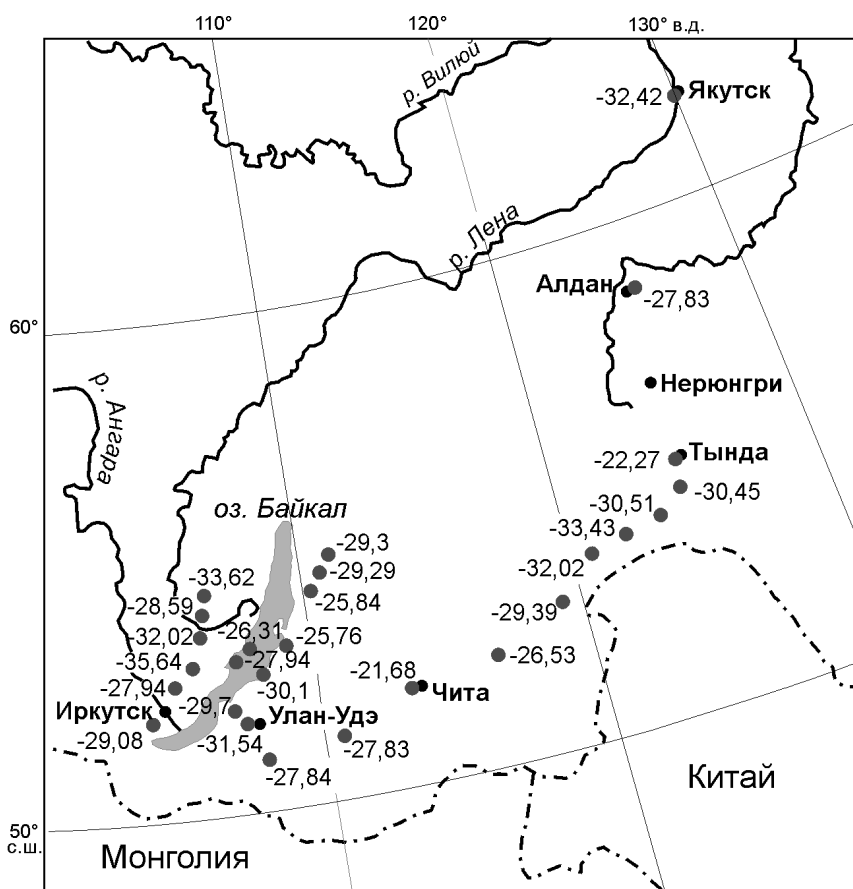


Рис. 1. Расположение точек отбора снежных колонок и значения $\delta^{18}\text{O}$

Fig. 1. Location of snow cover sampling points and values of $\delta^{18}\text{O}$

Методика исследований

Образцы снега отобраны в конце февраля – начале марта 2014 г. по трансекту Якутск – Тында – Чита – Улан-Удэ – оз. Байкал (рис. 1) как полная снежная колонка с использованием снегоотборника фиксированного диаметра. Всего отобрано 27 снежных колонок, координаты места отбора фиксировались GPS. Более детальный отбор снежных образцов (по снежным горизонтам) выполнен в г. Улан-Удэ (ключевой участок) в феврале. Пробы в Улан-Удэ отбирались в разных ландшафтных условиях и функциональных зонах города. В каждом шурфе образцы брались из индивидуальных снежных горизонтов. В каждом горизонте описывались такие характеристики снега, как тип, размер кристаллов, плотность, цвет. Во время экспедиции в Улан-Удэ описаны 63 зимних шурфа глубиной от 12 до 63 см, содержащие от трёх до пяти слоёв. В основном, это был свежий и старый снег, фирн

и глубинная изморозь, а также снежная корка между слоями толщиной 0,5 см. Мощность поверхностного свежего снега колебалась от 3 до 10 см в зависимости от положения рельефа, экспозиции и крутизны склона. Всего в Улан-Удэ отобрано 82 образца снега, которые помещали в полиэтиленовые пакеты, растапливали при комнатной температуре и переливали в стерильные флаконы вместимостью 60 мл. Образцы анализировались на масс-спектрометре Finnigan Delta-V в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Изотопный состав выражается в δ (‰) относительно среднеокеанической воды V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Для измерений использовались международные стандарты V-SMOW ($\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$, $\delta\text{D} = 0\text{‰}$), GISP ($\delta^{18}\text{O} = -24,76\text{‰}$, $\delta\text{D} = -189,5\text{‰}$), SLAP ($\delta^{18}\text{O} = -55,5\text{‰}$, $\delta\text{D} = -427,5\text{‰}$), а также собственный лабораторный стандарт МГУ – снег ледника Гарабаши ($\delta^{18}\text{O} = -15,60\text{‰}$,

Таблица 1. Изотопный состав снежного покрова от г. Якутск до оз. Байкал (отбор К. Йошикава и Ю.В. Станиловская)

Номер образца	Дата	Координаты	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d_{exc} , ‰
Yo-2014/4	22.02.	62,04° с.ш., 129,87° в.д., Якутск	-32,42	-238,47	20,89
Yo-2014/6	23.02.	Алдан	-27,83	-193,64	29
Yo-2014/10	26.02.	55° с.ш., 124,8° в.д., Нерюнгри	-22,27	-153,28	24,88
Yo-2014/11		54,5° с.ш., 124,6° в.д.	-30,45	-225,37	18,23
Yo-2014/12		54,1° с.ш., 123,6° в.д.	-30,51	-224,68	19,4
Yo-2014/13		54° с.ш., 122,2° в.д.	-33,43	-252,61	14,83
Yo-2014/14		53,8° с.ш., 120,8° в.д.	-32,02	-230,89	25,27
Yo-2014/15	27.02.	53° с.ш., 119,4° в.д.	-29,39	-220,88	14,24
Yo-2014/16		52,3° с.ш., 116,5° в.д.	-26,51	-213,64	-1,56
Yo-2014/17		52° с.ш., 113° в.д., Чита	-21,68	-167,08	6,36
Yo-2014/18		51,3° с.ш., 110,6° в.д.	-27,83	-217,78	4,86
Yo-2014/19		51,1° с.ш., 107,9° в.д.	-27,84	-206,05	16,67
Yo-2014/20	28.02.	51,9° с.ш., 107,6° в.д., Улан-Удэ	-31,54	-236,4	15,92
Yo-2014/21		52,8° с.ш., 108° в.д.	-30,1	-221,57	19,23
Yo-2014/22		53,3° с.ш., 109° в.д.	-25,76	-186,74	19,34
Yo-2014/23	01.03.	54,3° с.ш., 110,3° в.д.	-25,84	-185,7	21,02
Yo-2014/30		54,6° с.ш., 110,7° в.д.	-29,29	-212,61	21,71
Yo-2014/31		54,9° с.ш., 111,1° в.д.	-29,3	-217,78	16,62
Yo-2014/41	04.03.	52,1° с.ш., 107° в.д.	-29,72	-216,06	21,7
Yo-2014/42	06.03.	52° с.ш., 103,9° в.д., Иркутск	-29,08	-211,92	20,72
Yo-2014/52	07.03.	52,7° с.ш., 104,8° в.д.	-27,94	-207,78	15,74
Yo-2014/61		53,05° с.ш., 105,5° в.д.	-35,64	-272,62	12,5
Yo-2014/62		53,1° с.ш., 107,2° в.д., оз. Байкал	-27,94	-219,5	4,02
Yo-2014/70	08.03.	53,3° с.ш., 107,7° в.д., оз. Байкал	-26,31	-197,78	12,7
Yo-2014/71	09.03.	53,7° с.ш., 106° в.д.	-32,02	-241,92	14,24
Yo-2014/80	11.03.	54,09° с.ш., 106,1° в.д.	-28,59	-211,92	16,8
Yo-2014/81		54,4° с.ш., 106,3° в.д.	-33,62	-244,34	24,62

$\delta\text{D} = -110,0\text{‰}$). Точность определений составила $\pm 0,6\text{‰}$ для δD и $\pm 0,1\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$.

Обсуждение результатов

Трансбайкальский тренд. Значения δD снежного покрова от г. Якутск до оз. Байкал варьировали от $-153,28$ до $-272,6\text{‰}$, а значения $\delta^{18}\text{O}$ — от $-21,68$ до $-35,64\text{‰}$ (табл. 1). Линейная зависимость $\delta\text{D} = 7,57\delta^{18}\text{O} + 4,33$ представляет собой локальную линию метеорных вод для региона (Local Meteoric Water Line — LMWL). Изменение наклона и свободного члена в уравнении относительно глобальной линии ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$, по [10]) отражает локальные особенности атмосферной циркуляции и региональный источник водяного пара. На рис. 2, а показано соотношение δD – $\delta^{18}\text{O}$ для всех 27 снежных образцов.

Коэффициенты корреляции для $\delta^{18}\text{O}$ -широта и $\delta^{18}\text{O}$ -долгота местности составили 0,13 и 0,02 соответственно. Таким образом, широта местности представляет собой более определяющий географический параметр, влияющий на $\delta^{18}\text{O}$ в осадках, однако в данных исследованиях выраженный широтный изотопный эффект был нарушен зимней температурной инверсией. Снег в г. Иркутск в марте имел значение $\delta^{18}\text{O} = -29\text{‰}$. Согласно данным [17], атмосферные осадки в Иркутске в течение года варьируют от -10 до -25‰ . Зафиксированное нами сильное изотопное истощение снега указывает на поступление воздушных масс, имеющих арктическое или атлантическое происхождение.

Обнаруженные экстремальные вариации дейтериевого эксцесса d_{exc} (см. табл. 1), скорее всего, связаны с тем, что отбиралась вся снежная

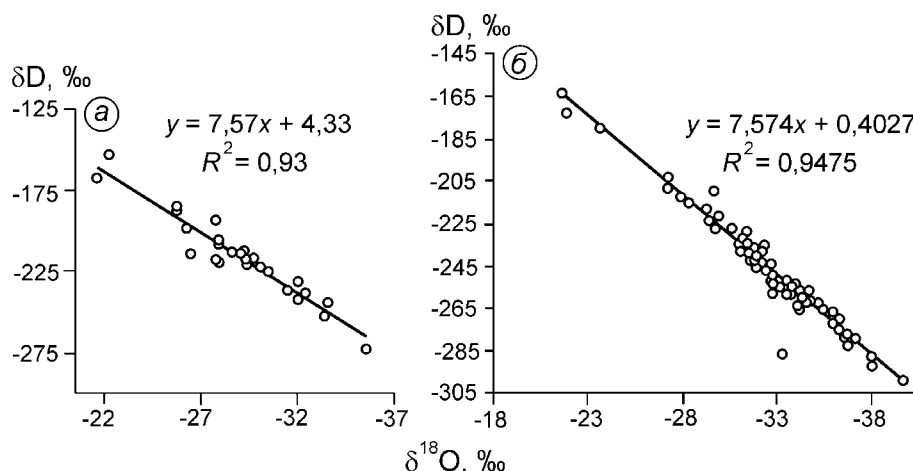


Рис. 2. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – δD в образцах снега от г. Якутск до оз. Байкал (а) и в г. Улан-Удэ (б)

Fig. 2. Relation $\delta^{18}\text{O}$ – δD in samples of snow over the East-Southern territories from Yakutsk to Lake Baykal (a) and Ulan-Ude (b)

колонка целиком, а не послойно по снежным горизонтам, поэтому такой деликатный показатель, как дейтериевый эксцесс (который является исключительно расчётным) в данном случае не может играть свою диагностическую роль. Кроме того, соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – δD предполагает атмосферную природу снега (см. рис. 2, а).

Самые лёгкие значения $\delta^{18}\text{O}$ получены для участков депрессий – в г. Улан-Удэ ($-31,54\text{‰}$) и в Прибайкальской впадине близ Иркутска (образец Уо-2014/61, $\delta^{18}\text{O} = -35,64\text{‰}$, см. табл. 1), что может быть связано с установлением температурных инверсий в долинах и котловинах в зимнее время. Лёгкое значение $\delta^{18}\text{O} = -32,42\text{‰}$ получено для Якутска (см. табл. 1), что вполне ожидаемо для района с резко континентальным климатом. Согласно наблюдениям на ГМС Якутск, средняя толщина снежного покрова здесь не превышает 50 см, причём в нижней части формируются горизонты с выраженными кристаллами глубинной изморози [4]. Мы предполагаем, что горизонты глубинной изморози имеют более тяжёлый изотопный состав по сравнению с вышележащими горизонтами, что связано с изотопным фракционированием при метаморфизме снега. Тем не менее, снег в Якутске отбирался пробоотборником по всей толщине, поэтому значение $-32,42\text{‰}$ характеризует средний состав всего снега. Исследование вариаций изотопного состава снежного покрова по отдельным горизонтам продолжено на ключевом участке.

Ключевой участок. Ключевым участком нашего изучения стал г. Улан-Удэ, где выполнены более детальные исследования снежного покрова – как в черте города, так и на пригородных территориях. Значения δD варьируют от $-163,0$ до $-299,6\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O}$ – от $-21,54$ до $-39,73\text{‰}$ (табл. 2). Линейное соотношение $\delta\text{D} = 7,57\delta^{18}\text{O} + 0,4$ (см. рис. 2, б) представляет собой локальную линию метеорных вод (LMWL). Весь поверхностный снег г. Улан-Удэ характеризуется низкими значениями: $\delta^{18}\text{O}$ в свежем снеге варьируют от -32 до $-39,73\text{‰}$. Самое низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ наблюдалось в верхнем горизонте свежего снега в 10 км к северу от города на высоте 863 м (точка UU-14-59). Ещё севернее на высоте 1166 м на перевале Турунтаево значение $\delta^{18}\text{O}$ поверхностного свежего снега составило $-36,67\text{‰}$ (см. табл. 2, точка of UU-14-63).

В снежном покрове значения $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной становятся позитивнее, что отражает последовательную аккумуляцию снега от начала зимы ($\delta^{18}\text{O} = -20 \div -23\text{‰}$) к более отрицательным значениям в январе ($\delta^{18}\text{O} = -30 \div -33\text{‰}$). Дополнительную роль играют процессы метаморфизма снега, вызывающие изотопное утяжеление метаморфизованного снега (см. табл. 2, рис. 3 – точки UU-14-22, UU-14-7, UU-14-5). Средний состав снежной колонки в точках UU-14-2, UU-14-3 и UU-14-4 очень близок к значению $\delta^{18}\text{O}$, полученному при опробовании по Трансбайкальскому тренду (образец Уо-2014/20, см. табл. 1). Другие точки (рис. 3)

Таблица 2. Изотопный состав снега в г. Улан-Удэ*

Номер	Точка отбора	Глубина, см	Описание	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d_{exc} , ‰
J/UU-3	UU-14-вс.1	0–8	Свежий белый снег	–33,59	–251,2	17,52
J/UU-4		8–20	Старый белый сзс	–30,63	–227,4	17,64
J/UU-5	UU-14-вс.2	0–8	Свежий мзс	–31,96	–241,4	14,28
J/UU-6		8–18	Старый белый снег, фирнизованный	–31,23	–232,2	17,64
J/UU-7		18–23	ГИ	–29,93	–221,1	18,34
J/UU-8	UU-14- вc.3	0–2	Наст	–32,09	–243,5	13,22
J/UU-9		2–7	Сзс	–32,28	–238,1	20,14
J/UU-10		7–10	Старый кзс	–31,38	–235,7	15,34
J/UU-11		10–14	ГИ	–29,3	–218,0	16,4
J/UU-12	UU-14-4	0–8	Свежий мзс	–34,05	–253,3	19,1
J/UU-13		8–12	Снег лежалый	–31,32	–231,9	18,66
J/UU-14		12–16	ГИ	–27,96	–212,5	11,18
J/UU-15	UU-14-5	0–0,5	Наст	–31,54	–240,4	11,92
J/UU-16		0,05–10	Лежалый сзс	–32,75	–244,0	18
J/UU-17		10–17	ГИ серого цвета	–23,63	–180,3	8,74
J/UU-18	UU-14-20	0–7	2 см свежий снег, 0,5 см корка, 4,5 см лежалый сзс	–29,76	–227,3	10,78
J/UU-19	UU-14-21	0–2	Свежий мзс, сероватый	–32,02	–242,4	13,76
J/UU-20	UU-14-6	0–3	Свежий мзс	–32,52	–248,4	11,76
J/UU-21		3–8	Мзс	–31,89	–235,7	19,42
J/UU-22		8–16	Лежалый сзс	–29,42	–223,5	11,86
J/UU-23		16–25	ГИ	–27,29	–208,7	9,62
J/UU-24	UU-14-22	0–3	Свежий мзс	–32,64	–250,9	10,22
J/UU-25		3–19	Лежалый сзс	–29,24	–219,0	14,92
J/UU-26		19–24	ГИ	–21,54	–163,0	9,32
J/UU-27	UU-14-23	0–3	Свежий мзс	–32,14	–242,4	14,72
J/UU-28	UU-14-24	0–3		–33,36	–286,8	–19,9
J/UU-29	UU-14-25	0–4		–34,34	–256,9	17,82
J/UU-30	UU-14-26	0–1,5	Наст	–35,64	–265,9	19,22
J/UU-31	UU-14-27	0–6	Свежий мзс	–33,56	–256,1	12,38
J/UU-32	UU-14-28	0–6		–32,78	–249,0	13,24
J/UU-33	UU-14-29	0–2,5	Свежий мзс сероватого цвета	–31,54	–241,9	10,42
J/UU-34	UU-14-17	0–15	Сзс с поверхности сероватого цвета; общая мощность 50 см	–33,48	–253,6	14,25
J/UU-35	UU-14-18	0–12	Рыхлый сзс; общая мощность 30 см	–32,81	–244,0	18,5
J/UU-36	UU-14-19	0–10	Сзс сероватого цвета; общая мощность 25 см	–31,96	–246,0	9,69
J/UU-38	UU-14-41	0–15	Рыхлый сзс; общая мощность 18 см	–29,69	–209,7	27,8
J/UU-39	UU-14-42	0–10	Рыхлый сзс; общая мощность 20 см	–32,41	–246,7	12,6
J/UU-40	UU-14-43	0–10	Рыхлый сзс серого цвета; общая мощность 25 см	–33,51	–258,4	9,65
J/UU-41	UU-14-44	0–10	Рыхлый сзс серый с поверхности; общая мощность 25 см	–32,15	–241,2	16
J/UU-42	UU-14-45	0–15	Рыхлый сзс; общая мощность 35 см	–31,43	–228,7	22,74
J/UU-43	UU-14-46	0–10	Кзс мощностью 21 см	–28,39	–215,6	11,52

Окончание таблицы 2.

Номер	Точка отбора	Глубина, см	Описание	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d_{exc} , ‰
J/UU-44	U-14-30	0–5	Мзс	–34,42	–257,8	17,56
J/UU-45	UU-14-31	0–5		–34,95	–262,1	17,5
J/UU-46	UU-14-32	0–5		–34,58	–259,9	16,74
J/UU-47	UU-14-33	0–5		–36,4	–269,7	21,5
J/UU-48		0–5		–35,21	–262,3	19,38
J/UU-49	UU-14-34	0–5		–33,78	–256,7	13,54
J/UU-50	UU-14-35	0–5		–32,81	–250,2	12,28
J/UU-51	UU-14-36	0–5		–33,75	–258,6	11,4
J/UU-52	UU-14-37	0–5		–34,95	–260,5	19,1
J/UU-53	UU-14-38	0–5		–34,76	–256,8	21,28
J/UU-54	UU-14-39	0–5		–35,98	–266,5	21,34
J/UU-55	UU-14-48	0–5	Свежий мзс	–34,21	–265,7	8
J/UU-56	UU-14-49	0–5	Свежий мзс серый	–32,74	–258,4	3,49
J/UU-57	UU-14-51	0–5	Свежевыпавший мзс ярко-белый	–36,79	–283,1	11,22
J/UU-58	UU-14-52	0–5	Свежий мзс	–36,21	–273,8	15,88
J/UU-59	UU-14-53	0–5		–34,65	–262,3	14,9
J/UU-60	UU-14-54	0–5		–34,41	–260,2	15,08
J/UU-61	UU-14-56	0–5		–35,99	–272,0	15,92
J/UU-62	UU-14-57	0–5	Мзс уплотнённый	–36,56	–278,9	13,58
J/UU-63	UU-14-58	0–5	Свежий мзс	–37,21	–279,3	18,38
J/UU-64	UU-14-50	0–5	Свежий мзс серого цвета	–34,03	–252,6	19,64
J/UU-65	UU-14-40	0–5		–38,04	–288,8	15,52
J/UU-66	UU-14-59	0–10	Свежий мзс	–39,73	–299,6	18,2
J/UU-67	UU-14-60	0–9		–31,61	–234,2	18,69
J/UU-68	UU-14-61	0–5	Наст	–38,07	–292,4	12,16
J/UU-69	UU-14-62	0–5	Снежная доска плотная	–33,52	–253,8	14,36
J/UU-71		0	Лёд оз. Байкал	–14,34	–110,9	3,82
J/UU-72		0	Снег с поверхности оз. Байкал	–25,67	–190,2	15,15
J/UU-73	UU-14-63	0–7	Свежий мзс	–36,67	–277,1	16,23
O/UU-1	UU-14-7	0–0,5	Корка снежная серого цвета	–33,31	–257,1	9,38
O/UU-2		0,05–17	Сзс белого цвета	–31,13	–234,5	14,54
O/UU-3		17–18	Лежалый кзс серого цвета	–27,3	–203,0	15,4
O/UU-4		18–26	ГИ	–21,88	–172,6	2,44
O/UU-5	UU-14-8	0–0,5	Мзс серого цвета, перекрыт с поверхности тонким слоем свежевыпавшего мзс	–34,17	–263,1	10,26
O/UU-6		0,05–16	Сзс лежалый	–32,18	–244,6	12,84
O/UU-7	UU-14-9	0–6	Мзс свежий	–33,04	–254,7	9,62
O/UU-8	UU-14-10	0–17	Мзс белый	–32,57	–245,0	15,56
O/UU-9	UU-14-11	0–2,5	Сзс белый	–31,12	–238,1	10,86
O/UU-10	UU-14-12	0–10	Свежий мзс белый	–32,45	–247,4	12,2
O/UU-11	UU-14-13	0–10	Мзс белый	–32,47	–245,2	14,56
O/UU-12	UU-14-14	0–13		–33,54	–251,4	16,92
O/UU-13	UU-14-15	0–15		–32,38	–235,5	23,54

*Снег: среднезернистый – сзс, крупнозернистый – кзс, мелкозернистый – мзс. ГИ – глубинная изморозь.

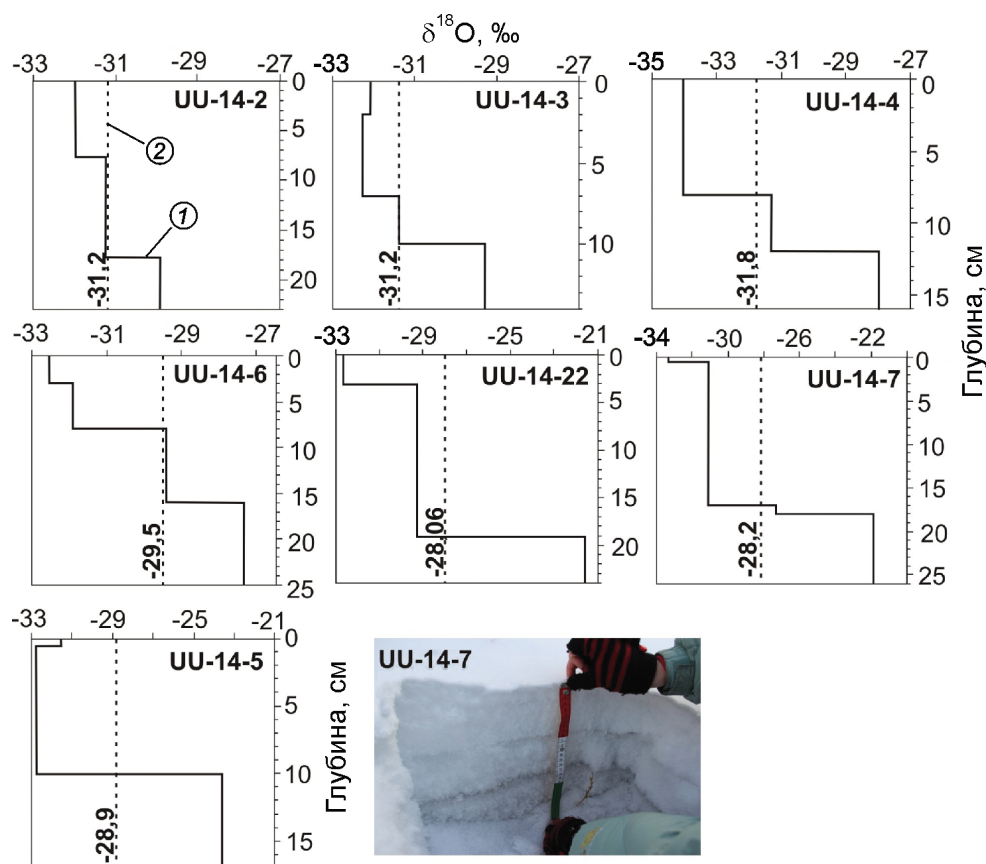


Рис. 3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в снежном покрове г. Улан-Удэ.

1 – значения $\delta^{18}\text{O}$ в снежных горизонтах на разных глубинах; 2 – среднее значение по разрезу

Fig. 3. The $\delta^{18}\text{O}$ distribution in snowpack of Ulan-Ude.

1 – $\delta^{18}\text{O}$ in snow layers in different depth; 2 – mean isotope value

расположены в центре города, где на температурный режим снежной толщ может влиять антропогенный фактор – повышение пылевой нагрузки на снежный покров в 6–9 раз по сравнению с фоновыми близлежащими территориями [6]. В результате альбедо снежной поверхности меняется, что может провоцировать возникновение ледяных корок, под которыми процессы снежного метаморфизма протекают активнее. Снежный покров здесь имеет выраженный изотопно обогащенный горизонт, в результате и осреднённый состав всей снежной колонки становится чуть тяжелее.

Интересно поведение дейтериевого эксцесса в нижних горизонтах некоторых точек, например UU-14-4, UU-14-7, UU-14-22, где, кроме заметного утяжеления изотопного состава, наблюдается уменьшение d_{exc} (см. табл. 2). Графически это выражается в изменении наклона линии регрессии, соединяющей изотопные зна-

чения на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – δD (рис. 4). В верхних горизонтах наклон линии регрессии 8 или 9 указывает на старение снежного покрова при изотопном обмене с атмосферой. В нижнем горизонте наклон изменяется (7 или 6), что указывает на процессы диффузного переноса влаги в нижней части снежного покрова. Возможно, если бы отбор снега вёлся в марте или начале апреля, то наклон в нижних горизонтах ещё бы уменьшился в случае дальнейшего старения снежного покрова. Также вероятно, что процессы диффузного переноса влаги и сопутствующего изотопного фракционирования связаны с условиями подстилающей поверхности.

Поверхностное опробование снега выполнялось на большой площади с перепадом высот 740 м, что позволяло обнаружить высотный изотопный эффект, т.е. обеднение изотопного состава с высотой, что в принципе характерно для атмосферных осадков зимнего периода [3]. Од-

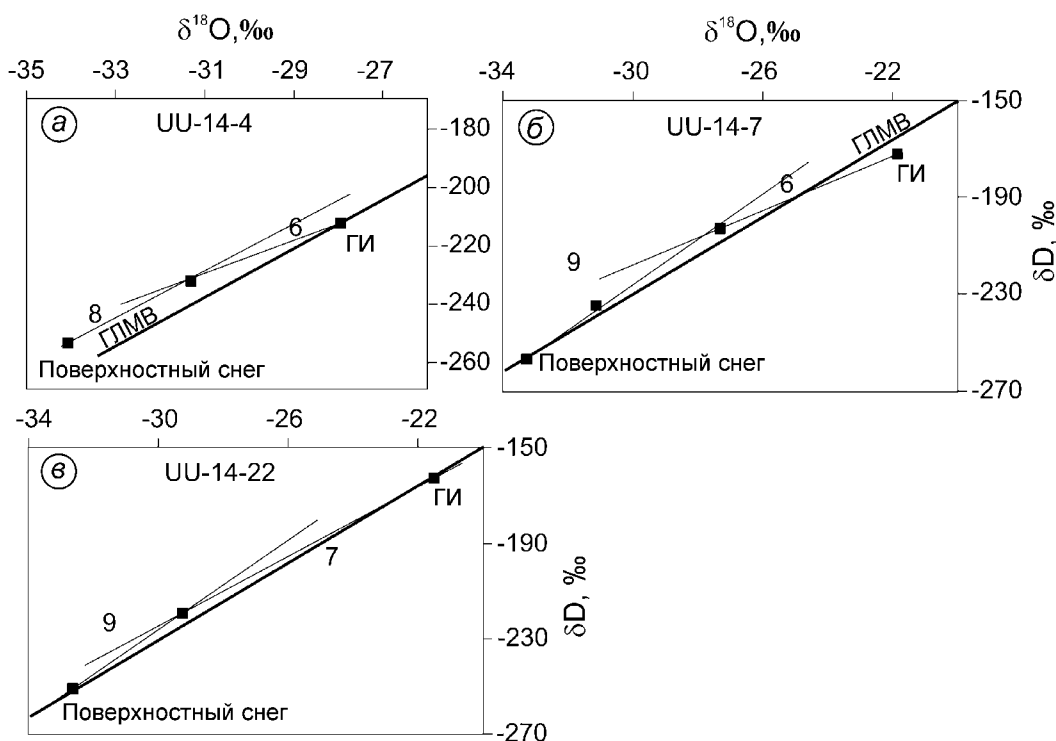


Рис. 4. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – δD в снежных шурфах г. Улан-Удэ в точках:

a – UU-14-4; *б* – UU-14-7; *в* – UU-14-22; ГЛМВ – глобальная линия метеорных вод Х. Крейга; ГИ – образец из горизонта глубинной изморози; цифрами показан наклон линии регрессии

Fig. 4. Plot of $\delta^{18}\text{O}$ – δD for Ulan-Ude snow cover in sites:

a – UU-14-4; *б* – UU-14-7; *в* – UU-14-22; ГЛМВ – Global meteoric water line; ГИ – snow from deep metamorphosed layer; numbers shows the slope of the regression line

нако в низко- и среднегорье классическое высотное распределение изотопных значений нарушается из-за ветрового перераспределения и выпадения осадков на одном уровне конденсации. На высоте 503 м (UU-14-29) значение $\delta^{18}\text{O}$ свежего снега составило $-31,54\text{‰}$, а на высоте 863 м (UU-14-59) – $\delta^{18}\text{O} = -39,73\text{‰}$, при этом для промежуточных точек было характерно уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ с увеличением высоты: высотный градиент составил $-2,27\text{‰}$ на 100 м. Вместе с тем на высоте 485 м (UU-14-51) $\delta^{18}\text{O}$ свежего снега = $-36,79\text{‰}$, а на высоте 1166 м (UU-14-63) – $\delta^{18}\text{O} = -36,67\text{‰}$, так что однозначно выраженного высотного изотопного эффекта зафиксировано не было.

Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ поверхностного снега от высоты H аппроксимируется уравнением $\delta^{18}\text{O} = -0,006H - 30,65$; при этом коэффициент достоверности аппроксимации $R^2 = 0,13$, что указывает на отсутствие линейной зависимости. Тем не менее, некую тенденцию можно отметить (рис. 5). Наиболее тяжёлое значение

$\delta^{18}\text{O}$ в свежем снеге $-25,67\text{‰}$ характерно для верхнего горизонта снежного покрова на поверхности замёрзшего оз. Байкал (см. табл. 2). Озёрный лёд имел $\delta^{18}\text{O} = -14,34\text{‰}$, что указывает на его формирование из озёрной воды. Значения $\delta^{18}\text{O}$ воды оз. Байкал, согласно [17], варьируют от $-14,4$ до $-15,9\text{‰}$.

В целом, экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ свежего снега в феврале (от $-31,1$ до $-39,7\text{‰}$) отражают континентальный изотопный эффект (истощение изотопного состава с увеличением континентальности), а также арктическую или атлантическую природу воздушных масс, значительно обеднённых стабильным кислородом. Предположение, что изотопный состав снежного покрова отражает общий тренд криоаридизации по направлению от Алтая к Оймякону и верхней Колыме, в данном случае не подтвердилось.

В случае отдельного снегопада существует большая вероятность проследить по изотопному составу направление воздушной массы и её

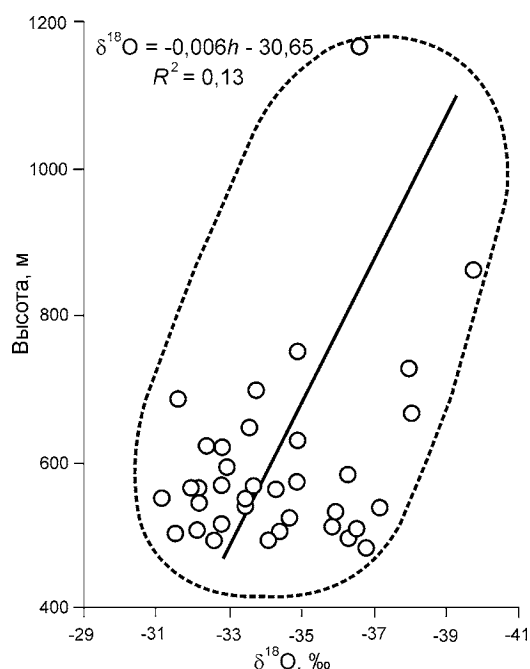


Рис. 5. Значения $\delta^{18}\text{O}$ поверхностного снега г. Улан-Удэ в зависимости от высоты: чёрная линия — линейная аппроксимация, пунктирная — тенденция

Fig. 5. $\delta^{18}\text{O}$ vs altitude in surface snow in Ulan-Ude. Black line — linear approximation; dashed line — the tendency

изотопное истощение [2], однако для снежной пачки, которая накапливалась 2–3 месяца, мы не зафиксировали такого изотопного эффекта. Несмотря на то, что от Иркутска и Улан-Удэ в направлении Якутска среднемесячные январские температуры падают почти на 8°C (рис. 6), изотопное распределение не отражает истощения воздушных масс при продвижении в глубь континента в условиях понижения температур в направлении центра Сибирского антициклона. Полученные изотопные значения, скорее, указывают на влияние локальных условий накопления снега, а средний диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ составил около 6‰ без чётко выраженного пространственного тренда.

Тихоокеанского влияния, судя по изотопным данным, не выявлено. Северо-Восточный Китай и Монголия — ближайшие регионы к нашему району исследований. Хорошо известно, что на осадки в Китае влияет муссон, но появляются муссоны только летом и граница регионов с выраженным муссоном и переходной зоной находится между Северным и Северо-Западным Китаем. По данным [13], в зимние сезоны осадки в Северо-Западный Китай по-

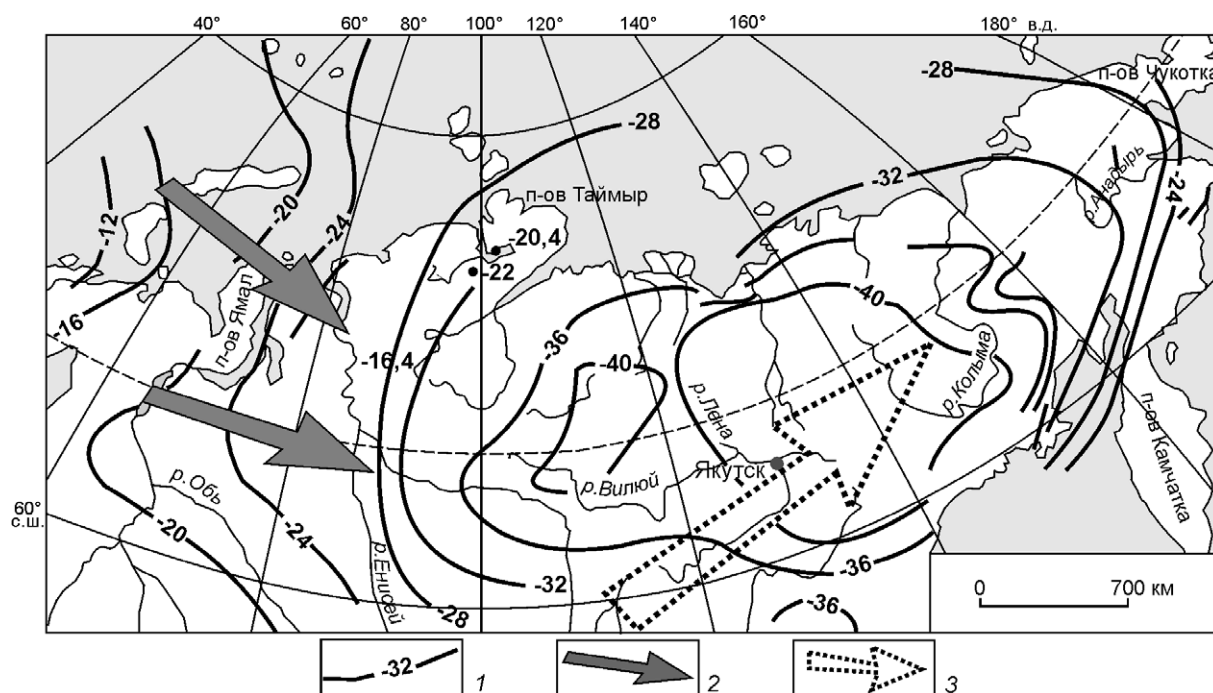


Рис. 6. Изотермы января, $^\circ\text{C}$:

1 — для севера Евразии, по [19] с дополнениями по [7]; 2 — влагонесущие воздушные потоки; 3 — тренд криоаридизации

Fig. 6. Isotherms of January, $^\circ\text{C}$:

1 — in Northern Eurasia according to [19] with additions from [7]; 2 — moisture-laden air flows; 3 — the trend of cryoaridity

ступают из высокоширотных арктических регионов и приносятся западным переносом, как было в 2005 и 2006 гг. (декабрь–февраль), когда значения $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков составляли от -20 до $-24,6\text{‰}$. По оценкам [13], низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ отражают изотопное истощение воздушных масс по пути следования над континентальными районами.

Выводы

1. Низкие изотопные значения снега Байкальского региона связаны с высокоширотным источником водяного пара. Воздушные массы имеют арктическое или атлантическое происхождение и сильно обеднены стабильными изотопами. Тихоокеанское влияние не установлено.

2. Опробование снега путём отбора всей снежной колонки достаточно информативно. На ключевом участке, где проводилось послонное опробование снежных горизонтов, средний изотопный состав такой, как и при анализе всей толщи снежного покрова пробоотборником.

3. Статистически значимой корреляции изотопного состава поверхностного снега с высотой местности не установлено.

Благодарности. Авторы признательны И.А. Алексеенко, А.В. Алексеенко и Г.Л. Шинкаревой за помощь при проведении полевых работ.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (соглашение 14-27-00083).

Литература

1. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. М.: Изд-во Московского университета. 2000. 616 с.
2. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Панеш В. Тренд изотопного состава отдельного зимнего снегопада на северо-востоке Европы // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 3. С. 81–87.
3. 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.
4. Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Закономерности формирования стратиграфии снежного покрова // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 58–72.
5. Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
6. Сорокина О.И., Власов Д.В., Голованов Д.Л., Шинкарева Г.Л., Алексеенко А.В., Алексеенко И.В., Васильчук Дж.Ю., Волобаев А.А., Костин А.С., Рыжов А.В., Аюржанаев А.А., Терская Е.В., Добрыднева Л.В., Хлынина Н.И. Техногенная геохимическая трансформация снежного покрова г. Улан-Удэ // Тр. Бурятского республиканского отделения Русского географического общества. 2014. Т. 19. С. 51–58.
7. Шейнкман В.С., Антипов А.Н. Байкальская палеоклиматическая летопись: дискуссионные вопросы ее возможной корреляции с древними оледенениями гор Сибири // География и прир. ресурсы. 2007. № 1. С. 5–13.
8. Araguás-Araguás L., Froehlich K., Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. P. 721–728.
9. Araguás-Araguás L., Froehlich K., Rozanski K. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture // Hydrological Processes. 2000. V. 14. P. 1341–1355.
10. Craig H. Isotope variation in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
11. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
12. Gat J. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1996. V. 24. P. 225–262.
13. Liu J., Song X., Sun X., Yuan G., Liu X., Wang S. Isotopic composition of precipitation over Arid Northwestern China and its implications for the water vapor origin // Journ. of Geogr. Sciences. 2009. V. 19. P. 164–174. doi:10.1007/s11442-009-0164-3
14. Merlivat L., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84. P. 5029–5033.
15. Morley D.W., Leng M.J., Mackay A.W., Sloane H.J. Late glacial and Holocene environmental change in the Lake Baikal region documented by oxygen isotopes from diatom silica // Global and Planetary Change. 2005. V. 46. P. 221–233.
16. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. № 6735. P. 429–436.
17. Seal R.R., Shanks W.C. Oxygen and hydrogen isotope systematics of Lake Baikal, Siberia: Implications for

- paleoclimate studies // *Limnology. Oceanography*. 1998. V. 43. № 6. P. 1251–1261.
18. Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Henderson K.A. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum // *Journ. of Quaternary Science*. 2000. V. 15. P. 377–394.
 19. Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A. Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data // *Boreas*. 2013. V. 43. № 1. P. 43–52.
 20. Vitvar T., Aggarwal P., McDonnell J. A review of isotope applications in catchment hydrology. *Isotopes in the Water Cycle*. 2005. Part 3: 151–169. doi:110.1007/1001-4020-3023-1001_1012
 21. Yamanaka T., Tsujimura M., Oyunbaatar D., Davaa G. Isotopic variation of precipitation over eastern Mongolia and its implication for the atmospheric water cycle // *Journ. of Hydrology*. 2007. V. 333. P. 21–34. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.07.022

Summary

Stable isotopes of hydrogen and oxygen are natural tracers of the water circulation and so they are widely used in studies of hydrological processes and for finding sources of moisture. This article presents data on the snow cover isotope composition in the Lake Baikal Region over an area from the city Yakutsk to Lake Baikal. The purpose of the article is to describe the spatial variability of stable isotopes of hydrogen and oxygen in the snow cover. Snow samples were taken in late February – early March of 2014 along the direction Yakutsk – Tynda – Chita – Ulan-Ude – Irkutsk as bulk samples (whole snow column) using snow

sampling tube (27 samples). More detailed sampling of snow (by layers) was performed in the vicinity of the city Ulan-Ude (the key site) in February (82 samples). Samples were analyzed by means of the Finnigan mass Delta-V spectrometer in Stable Isotope Laboratory of Geographical Faculty in the Lomonosov Moscow State University. The δD values varied along the above distance (from Yakutsk to Baikal) from -153.28 to -272.6‰ , and for the $\delta^{18}O$ isotope from -21.68 to -35.64‰ . On the key site (Ulan-Ude) the δD values changed from -163.0 to -299.6‰ , and that for $\delta^{18}O$ – from -21.54 to -39.73‰ .

It was shown that in winter the $\delta^{18}O$ values in Ulan-Ude are typical for the inland air masses coming due to meridional or western transport. The low $\delta^{18}O$ values in the Baikal region were connected with high-latitude water vapor source. The origin of snow is the Arctic and North Atlantic air masses strongly depleted in stable isotopes of oxygen. Influence of Pacific air masses was not revealed. It was ascertained that sampling of the whole snow column is informative enough and this provide the reliable data. Samples taken in Ulan-Ude where the snow was sampled from individual snow layers demonstrate average composition which is similar to samples obtained by the bulk method. No significant correlation of the isotope composition with altitude was found. The spatial distribution of the obtained isotope values rather point to the influence of local conditions of the snow accumulation: the average range of the $\delta^{18}O$ variations was about 6‰ without any clear spatial trend.

Спектральный состав отражённой и проникающей в глубь снежного покрова коротковолновой радиации в районе посёлка Баренцбург (Шпицберген)

© 2015 г. П.Н. Священников^{1,2}, А.В. Уразгильдеева^{1,2}, Ю.Н. Курочкин¹, Б.В. Иванов^{2,1}, К.В. Чистяков¹, D. Divin³, S. Hudson³

¹Санкт-Петербургский государственный университет; ²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; ³Норвежский Полярный институт, г. Тромсё
svyashchennikov@mail.ru

Spectral composition of shortwave radiation reflected and deep penetrating into snow near the Barentsburg settlement (Svalbard)

P.N. Svyashchennikov^{1,2}, A.V. Urazgildeeva^{1,2}, Y.N. Kurochkin¹, B.V. Ivanov^{2,1}, K.V. Chistyakov², D. Divin³, S. Hudson³

¹Sankt-Petersburg State University; ²Arctic and Antarctic Research Institute, Sankt-Petersburg; ³Norwegian Polar Institute, Tromsø

Статья принята к печати 19 февраля 2015 г.

Баренцбург, спектральное альbedo снежной поверхности, Шпицберген.
Barentsburg, spectral albedo of snow surface, Svalbard.

Представлены результаты измерений спектрального состава отражённой от снежной поверхности и проникающей вглубь коротковолновой радиации. Измерения выполнены с помощью спектрального радиометра TriOS Ramses в диапазоне длин волн 280–950 нм. Результаты измерений позволят корректнее учитывать влияние антропогенного загрязнения на радиационные свойства снежного покрова в условиях хозяйственной деятельности, связанной с добычей и сжиганием угля в посёлке Баренцбург.

Data on spectral composition of shortwave radiation that is reflected from snow and penetrates deep into the snow cover obtained near the Barentsburg settlement (Svalbard) are discussed in the paper. Measurements were made by the use of the spectral radiometer TriOS Ramses within the wavelength range of 280–950 nm. The results will allow more proper taking account of the anthropogenic pollution effects on the radiative properties of snow cover under conditions of industrial activity related to the coal extraction and burning in Barentsburg.

Введение

Исследования спектральных свойств подстилающей поверхности крайне важны для изучения радиационного баланса поверхности, современных изменений климата, моделирования процессов энергомассообмена и ряда прикладных проблем. Данные о радиационных и теплофизических свойствах снежного покрова необходимы для разработки и верификации методов и алгоритмов дистанционного зондирования поверхности [11, 22–24]. В равной мере эти данные нужны и при моделировании радиационных процессов в климатических моделях [15]. Исследования особенностей проникновения солнечной радиации в подповерхностные слои снежного покрова имеют большое значение для изучения теплового и радиационного режима деятельного слоя снежного покрова и почвы, таяния снега и морского льда [7, 8, 12–15].

В арктическом регионе снежный покров играет важную роль при определении радиационного и теплового баланса поверхности [1]. Спектральные отражательные характеристики снежного по-

крова определяют интенсивность поверхностного и внутрислойного таяния, что приводит к «драматическому» изменению свойств подстилающей поверхности, что в свою очередь интенсифицирует процессы таяния (положительная обратная связь). Уменьшение альbedo снежного покрова в основном обусловлено процессами, происходящими непосредственно на его поверхности, включая последствия естественного и антропогенного загрязнения [5, 10, 16, 17, 19–21].

Последнее обстоятельство имеет большое значение для окружающей среды в районах активной промышленной и хозяйственной деятельности. Ярким примером могут служить территории и окрестности современных арктических посёлков. В данной статье мы рассматриваем условия, которые наблюдаются в районе российского шахтёрского посёлка Баренцбург, расположенного на архипелаге Шпицберген, где ведётся добыча угля и действует тепловая электростанция (ТЭЦ). Как показали исследования, в пос. Лонгьербюен, наряду с промышленным загрязнением, дополнительный источник углеродосодержащих частиц — увеличение числа снегоходов (туризм) [10, 19].

Данные и методы исследований

Здесь мы рассмотрим результаты, полученные в рамках двухстороннего научного сотрудничества с Норвежским Полярным институтом (НПИ) по проекту Международного полярного года 2007–2008 «Арктическое климатическое многообразие» («Arctic Climate Diversity», ARCDIV), который по инициативе норвежской стороны был продлён до 2013 г. Весной 2013 г. (с 21 апреля по 9 мая) здесь работала совместная экспедиция специалистов Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), НПИ и Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ). Основная цель совместных исследований — оценка спектральных характеристик снежного покрова в посёлке Баренцбург и его окрестностях в зависимости от уровня и характера загрязнения снежной поверхности, а также в условиях меняющейся облачности.

Поставленная цель определила две задачи экспериментальных исследований: 1) измерение и последующий анализ спектрального состава приходящей, отражённой и проникающей в глубь снежного покрова солнечной радиации; 2) расчёт на основе полученных данных спектрального альбедо. Наблюдения за приходящей и отражённой солнечной радиацией велись в нескольких пунктах на территории посёлка и за его пределами. Пункты наблюдений выбирались в местах с различными источниками загрязнений снежного покрова. Так, точка наблюдений № 1 находилась в пос. Баренцбург на небольшом удалении от склада открытого хранения угля, точка № 2 — на окраине посёлка между метеорологической станцией и местной ТЭЦ, точка № 3 — на въезде в посёлок со стороны аэродрома. Снежный покров в окрестностях точек № 1 и 2 в основном загрязняется за счёт осаднения продуктов горения угля и частиц угля, переносимых за счёт местной циркуляции воздуха со склада открытого хранения угля. В точке № 3 основной источник — осыпи горных пород на восточном склоне горы, а также осаднение выбросов сжигания бензина: вдоль склона пролегает основная туристическая трасса следования снегоходов.

При исследовании использовали гиперспектральный радиометр «Ramses» (Германия), позволяющий измерять солнечную радиацию в

диапазоне 280–950 нм с разрешением 3 нм [18]. Измерения вели в соответствии с методиками, специально разработанными для гиперспектрального радиометра [18]. Наблюдения проводили комплектом из двух датчиков. Для оценки интенсивности солнечной радиации, проникающей в глубь снежного покрова, один из датчиков комплекса помещали в толщу снега на глубину от 3,5 до 7 см, а другой устанавливали над поверхностью. Датчик, установленный над поверхностью снега, при направлении вверх измерял приходящую коротковолновую радиацию, а при направлении вниз — отражённую снежной поверхностью коротковолновую радиацию. Наблюдения за коротковолновой радиацией дополнялись визуальными наблюдениями за количеством и типом облачности и состоянием диска Солнца. Это позволяло непрерывно регистрировать меняющиеся условия освещённости в зависимости от смены характеристик облачного покрова. Отметим, что установка датчика в глубь снежного покрова определялась необходимостью обеспечить прохождение коротковолновой радиации через однородный слой свежеевыпавшего снега.

Для изучения влияния загрязнения снежного покрова на его отражательные характеристики проведён специальный эксперимент с искусственным загрязнением снежной поверхности частицами породы и последующей оценкой спектральных свойств этой поверхности. В результате наблюдений получены квазисинхронные серии измерений спектров суммарной, отражённой и проникающей в снег солнечной радиации при различных условиях облачности. Эти данные использованы для последующих оценок спектрального альбедо и проникающей в глубь снежного покрова радиации.

Результаты и обсуждение

Приходящая коротковолновая радиация измерялась при разных условиях облачности, что позволило оценить спектральный состав разных типов приходящей радиации: и рассеянной, и прямой. Как следует из рис. 1, спектры приходящей солнечной радиации, полученные при различных условиях облачности, имеют схожий вид и соответствуют характерным типам спектрального распределения суммарной радиации [6, 9]. Измерения показали, что изменяются только аб-

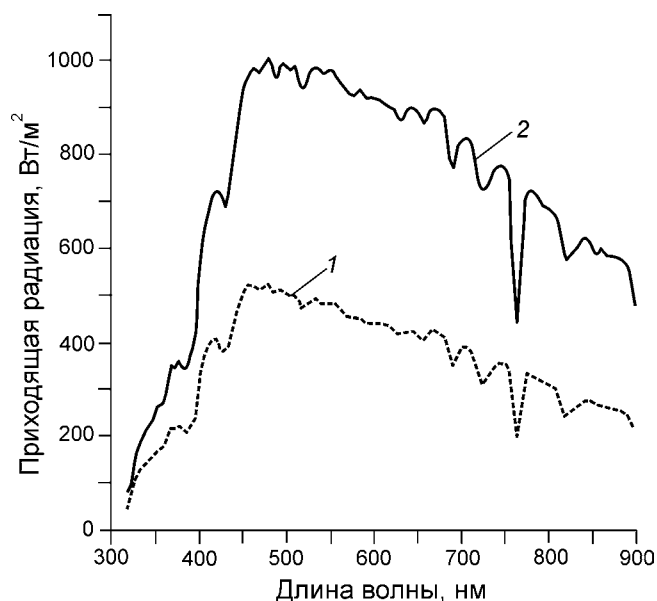


Рис. 1. Спектральный состав приходящей солнечной радиации при разных типах приходящей радиации: 1 – рассеянная радиация (облачность: 10/10 St), 2 – прямая и рассеянная радиация (облачность: 7/0 As, Cs)

Fig. 1. Spectral composition of the incoming solar radiation at various types of incoming radiation: 1 – diffuse radiation (cloudiness: 10/10 St), 2 – direct and diffuse radiation (cloudiness 7/0 As, Cs)

солютные значения приходящего излучения (в условиях прямой радиации они увеличиваются), а спектральный состав при этом не меняется. Максимальные значения у всех полученных спектров суммарной радиации приходятся на диапазон длин волн 480–500 нм. В диапазонах более коротких (320–450 нм) и более длинных (500–920 нм) волн соответствующие значения убывают. В спектре имеются два локальных минимума – на длинах волн 690 и 760 нм, соответствующих полосам поглощения кислорода [3].

Особенно интересны величины спектрального альбедо поверхности снега, рассчитанные по данным измерений приходящей и отражённой радиации. На рис. 2 представлены три кривые, описывающие спектральное альбедо снежной поверхности в условиях изменения характера приходящей солнечной радиации и при разной степени загрязнённости снежной поверхности. Кривые 1 и 2 описывают спектральное альбедо чистого свежеснежавшего снега; кривая 3 – при искусственном загрязнении снега частицами породы горного склона. Измерения, соответствующие кривой 1, вели при

плотной слоистой облачности, т.е. приходящая радиация была только рассеянная. Максимальное значение альбедо приходится на длину волны 719 нм и составляет 88%. В спектре для всех кривых присутствует локальный минимум на длине волны 800 нм, который обуславливается минимумом в спектре поглощения кислородом приходящей радиации области.

Кривая 2 характеризует альбедо в условиях приходящей рассеянной и прямой коротковолновой радиации. Максимальное значение альбедо (88%) наблюдается в ультрафиолетовой области спектра и приходится на длину волны 338 нм. Также видно монотонное, с одним локальным минимумом, уменьшение значений альбедо при изменении длины волны от ультрафиолетовой области до ближней инфракрасной области. Кривая 3 демонстрирует спектральное альбедо загрязнённой поверхности в условиях только рассеянной приходящей радиации. Ха-

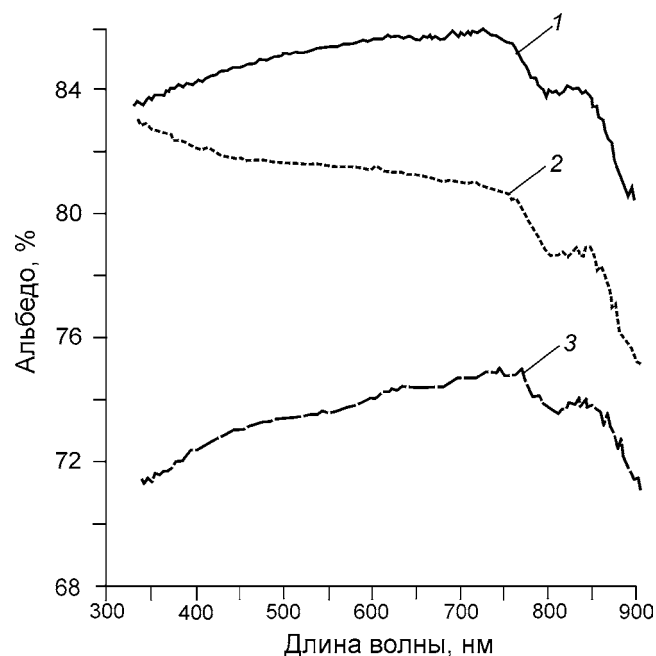


Рис. 2. Спектральное альбедо снежного покрова в зависимости от условий освещённости и степени загрязнения снежного покрова:

1 – рассеянная радиация (10/10 St; пасмурно), 2 – прямая радиация (7/0 As, Cs; ясно), 3 – загрязнённая снежная поверхность (10/10 St; пасмурно)

Fig. 2. Spectral albedo of snow cover, depending on the illumination conditions and degree of contamination of the snow cover:

1 – diffuse radiation (10/10 St; пасмурно), 2 – direct radiation (7/0 As, Cs; ясно), 3 – contaminated snow cover (10/10 St; пасмурно)

рактически аналогичен чистой снежной поверхности при данных условиях освещённости. Максимум альбедо (74%) смещён в красную область и приходится на длину волны 760 нм. Влияние загрязнения поверхности снежного покрова частицами породы приводит к монотонному уменьшению спектрального альбедо. Подобное изменение согласуется с лабораторными и модельными результатами исследования спектральных свойств углеродных частиц [2, 4]. Исследование влияния загрязнения, вызванного добычей и сжиганием угля, на интегральное альбедо, выполненное ранее, привело к аналогичным результатам [21].

Спектральное альбедо загрязнённой поверхности характеризуется монотонными изменениями величины альбедо на исследуемом участке спектра. Оптические свойства частиц, загрязняющих снежный покров, в результате своего монотонного изменения не позволяют выявить различия в типе загрязняющих частиц, будь то частицы угля антропогенного происхождения или частицы породы со склонов гор естественного происхождения. Спектральное альбедо в значительной степени зависит от морфометрических и теплофизических свойств снежного покрова. Во время спектральных измерений во всех точках наблюдался свежеснеженный рыхлый снег, который ещё не начал таять и уплотняться. За счёт проникновения коротковолновой солнечной радиации снежный покров тает не только на поверхности, но и на глубине (внутрислойное таяние). Исследования спектрального состава проникающей вглубь солнечной радиации позволили оценить величину ослабления проникающей радиации при различных её типах. На рис. 3 дан спектральный состав солнечной радиации, проникающей на глубину 6 см в толщу снега и отнесённой к приходящей радиации.

В данном случае поглощённая поверхностью снежного покрова приходящая радиация I_λ рассматривается как разность между приходящей и отражённой радиацией:

$$I_\lambda = (S_\lambda + D_\lambda) - R_\lambda,$$

где S_λ , D_λ и R_λ — соответственно прямая, рассеянная и отражённая радиация; λ — длина волны.

Таким образом, кривая 1 (см. рис. 3) описывает спектральный состав проникающей радиации в условиях отсутствия нижней облачности,

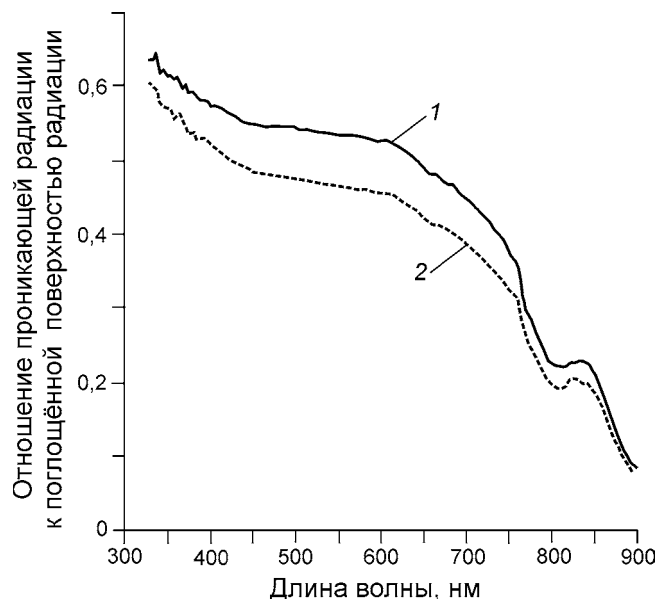


Рис. 3. Спектральный состав проникающей в снег радиации, нормированной на величину радиации, поглощённой снежной поверхностью:

1 — прямая и рассеянная радиация; 2 — рассеянная радиация
Fig. 3. The spectral composition of the radiation penetrates the snow normalized by the amount of radiation absorbed by the snow surface radiation:

1 — direct and diffuse radiation; 2 — diffuse radiation

т.е. при прямой и рассеянной радиации (облачность: 7/0 As, Cs), диск Солнца открыт; кривая 2 — при рассеянной радиации (облачность: 8/7 St), диск Солнца просвечивает сквозь облака. Как показывают результаты измерений, величина поглощённой слоем снега радиации существенно зависит от длины волны. Так, на глубину 6 см проникает более 60% ультрафиолетовой радиации, пришедшей на поверхность, тогда как в ближней инфракрасной области проникает только 10%. Отметим, что рассеянная радиация на всём исследуемом диапазоне длин волн ослабляется на 5–10% больше, чем прямая и рассеянная. Спектральная зависимость проникающей радиации позволяет корректно оценить процессы радиационного таяния снежного покрова.

Выводы

Полученные результаты представляют определённый интерес при изучении радиационных свойств снежного покрова в условиях интенсификации и расширения хозяйственной и культурной (туризм) деятельности в районе россий-

ского пос. Баренцбург. Загрязнение поверхности снежного покрова частицами породы приводит к общему уменьшению альбедо в видимой и ближней инфракрасной области спектра, одинаковому на всех длинах волн. Поскольку оптические свойства частиц антропогенного и естественного происхождения в исследуемой области спектра не имеют характерных полос поглощения, оценки антропогенного загрязнения, выполненные с помощью спектральных измерений отражённой радиации в видимой и ближней инфракрасной области, могут оказаться завышенными.

Спектральное альбедо снежной поверхности (селективные изменения) в большей степени обусловлено характером приходящей солнечной радиации при одинаковом состоянии снежного покрова, чем загрязнением его поверхности. Загрязнение поверхности вызывает уменьшение величины отражённой радиации на всех длинах волн. Интенсивность уменьшения возрастает с ростом концентрации загрязняющих частиц. Интенсивность проникновения в глубь снежного покрова солнечной радиации существенным образом зависит от длины волны. Максимальные значения (60%) наблюдаются в ультрафиолетовой части спектра, монотонно уменьшаясь до величины, равной 10% в инфракрасной части спектра. Учёт подобной зависимости, а также влияния облачности позволяет получить корректную оценку радиационного таяния снежного покрова.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ (проекты № 12-05-00780_а, № 14-05-10065_к), проекта ARCDIV (сотрудничество с Норвежским Полярным институтом), плановой тематики ЦНТП Росгидромета 1.5.3.3 и при финансовой поддержке Минобрнауки России по теме «Создание новых методов и средств мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки на архипелаге Шпицберген и в Западной Арктической зоне Российской Федерации» (Соглашение о предоставлении субсидии от 20.11.2014 № 14.610.21.0006, уникальный идентификатор ПНИЭР RFMEFI61014X0006).

Литература

1. Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Радионов В.Ф. Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 124 с.
2. Андреев С.Д., Ивлев Л.С. Моделирование оптических характеристик аэрозолей приземного слоя атмосферы в области спектра 0,3–15 мкм. Ч. 3. Результаты моделирования // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. № 8. С. 1236–1243.
3. Атмосфера: Справочник / Под ред. Ю.С. Седунова, С.И. Авдюшина, Е.П. Борисенкова, О.А. Волковицкого, Н.Н. Петрова, Р.Г. Рейхтенбаха, В.И. Смирнова, А.А. Черникова. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
4. Васильев А.В., Ивлев Л.С., Кугейко М.М., Лысенко С.А., Терехин Н.Ю. Оценка точности контрольных измерений в задачах оптической диагностики микрофизических параметров аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 9. С. 873–881.
5. Иванов Б.В. Оценка естественного и антропогенного загрязнения морского льда // МГИ. 2007. Т. 102. С. 121–126.
6. Кондратьев К.Я. Актинометрия. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 693 с.
7. Красс М.С., Мерзликин В.Г. Радиационная теплофизика снега и льда. М.: Наука, 1987. 261 с.
8. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Влияние снежного покрова на теплообмен с подстилающей поверхностью // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 2007. С. 15–54.
9. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 564 с.
10. Священников П.Н., Иванов Б.В., Говорина И.А. Влияние промышленного загрязнения окружающей среды в окрестности пос. Баренцбург (арх. Шпицберген) на радиационные свойства снежно-ледяного покрова и атмосферы // Ученые записки РГГМУ. 2013. № 31. С. 45–50.
11. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей // Под ред. В.Г. Смирнова. СПб.: изд. ААНИИ, 2011. 239 с.
12. Aamaas B., Egede B.C., Stordal F., Berntsen T., Holmen K. Elemental carbon deposition to Svalbard snow from Norwegian settlements and long-range transport // Tellus. 2011. V. 3. № 3. P. 340–351.
13. Gerland S., Winther J.-G., Orbaek J.-B., Ivanov B.V. Physical properties, spectral reflectance and thickness development of first year fast ice in Kongsfjorden, Svalbard // Polar Research. 1999. V. 18. № 2. P. 275–282.
14. Gerland S., Winther J.-G., Orbaek J.-B., Liston G., Orisland N.-A., Blanko A., Ivanov B.V. Physical and optical properties of snow covering Arctic tundra and Svalbard // Hydrological Processes. 1999. V. 13. P. 2331–2343.
15. Gerland S., Liston G.E., Winther J.-G., Orbaek J.B., Ivanov B.V. Attenuation of solar radiation in Arctic

- snow: field observation and modeling // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 364–368.
16. *Ivanov B.V.* New data on sea-ice albedo in the Laptev and Barents seas // *Land-ocean systems in the Siberian Arctic* / Eds. H. Kassens, H. Bauch, H. Eicken, H.-W. Huberten, M. Melles, J. Thiede. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 59–63.
17. *Marshall S., Oglesby R.J.* An improved snow hydrology for GCMs. Part 1: Snow cover fraction, albedo, grain size, and age // *Climate Dynamic*. 1994. V. 10. P. 21–37.
18. *Nicolaus M., Hudson S., Gerland S., Munderloh K.* A modern concept for autonomous and continuous measurements of spectral albedo and transmittance of sea ice // *Cold Regions Science and Technology*. 2010. V. 62. P. 14–28.
19. *Pedersen C.A., Gallet J.-C., Ström J., Gerland S., Hudson S.R., Forsström S., Isaksson E., Berntsen T.K.* In-situ observations of black carbon in snow and the corresponding spectral surface albedo reduction // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2015. № 1. doi:10.1002/2014JD022407.
20. *Singh S.K., Kulkarni A.V., Chaudhary B.S.* Hyperspectral analysis of snow reflectance to understand the effects of contamination and grain size // *Annals of Glaciology*. 2010. V. 51 (54). P. 83–88.
21. *Sviashchennikov P.N., Ivanov B.V., Govorina I.A.* Environmental pollution impact on radiation properties of atmosphere, snow and ice cover: Study from Barentsburg (Spitsbergen Archipelago) // *Czech Polar Report*. 2014. V. 4. № 2. P. 178–184.
22. *Stroeve J., Nolin A., Steffen K.* Comparison of AVHRR – derived and «in situ» surface albedo over the Greenland ice sheet // *Remote Sensing of Environment*. 1997. V. 62. P. 262–276.
23. *Winther J.-G., Gerland S., Orbaek J.-B., Ivanov B.V., Blanko A., Boike J.* Spectral reflectance of melting snow in a high Arctic watershed on Svalbard: some implications for optical satellite remote sensing studies // *Hydrological Processes*. 1999. V. 13. P. 2033–2049.
24. *Winther J.-G., Bruland O., Sand K., Gerland S., Marechal D., Ivanov B., Glowacki P., Konig M.* Snow research in Svalbard – an overview // *Polar Research*. 2003. V. 22. № 2. P. 125–144.

Summary

Snow cover in the Arctic Regions plays a great role in formation of the surface radiation balance. Studies conducted by Russian and Norwegian scientists in the Barentsburg settlement and surrounding area made possible to estimate characteristics of shortwave radiation reflected from snow and penetrating into the snow cover. The measurements were performed by spectral radiometer TriOS Ramses within the wavelength range of 280–950 nm. Influence of cloudiness on change of the spectral composition of the reflected radiation was estimated on the basis of comparison with data under the cloud-free conditions. Measurements of spectral composition of reflected and penetrating into the snow radiation made under conditions when the snow surface was polluted by particles of surrounding rocks did show that for all wavelengths within the range of measurements the attenuation is actually the same. Since similar attenuation is also caused by the soot particles of anthropogenic origins, it is hardly possible to isolate effect of the anthropogenic pollution on the snow radiative properties. So, the anthropogenic influence can be overestimated. It means that additional studies of chemical composition of the snow cover pollution in Barentsburg are needed for the purpose to separate anthropogenic and natural components of the pollution.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.515.(8) (589.1)

doi:10.15356/2076-6734-2015-3-73-82

Влияние притока тёплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики

© 2015 г. А.Н. Золотокрылин, А.Ю. Михайлов, Т.Б. Титкова

Институт географии РАН, Москва
azolotokrylin1938@yandex.ru

Effect of Warm Atlantic Waters on the Climate Anomalies in the West Arctic

A.N. Zolotokrylin, A.Yu. Mikhaylov, T.B. Titkova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 4 марта 2015 г.

*Аномалии температуры поверхности океана, атлантический сектор Арктики, глубокие циклоны, обратные связи, площадь морского льда, потепление Арктики, температура воздуха.**Air temperature, anomalies of sea surface temperature (SST anomalies), Arctic amplification (Arctic warming), Atlantic sector of Arctic, deep cyclones, feedbacks, sea ice concentration.*

Исследованы значимые климатические изменения океанических и атмосферных переменных в атлантическом секторе Арктике, определяемые аномалиями температуры поверхности океана зимой. Определены периоды «тёплого» (2002–2012 гг.) и «холодного» (1960–70-е годы) океана. Положительная аномалия температуры поверхности океана вызывает увеличение площади свободной ото льда воды и сокращение площади сплошных льдов. В результате такого изменения свойств подстилающей поверхности (открытая вода и лёд) растёт приземная температура воздуха и, как следствие, понижается давление в центральной области заданного сектора Арктики.

Significant climatic changes of oceanic and atmospheric elements and a relation of them to the ocean surface winter anomalies in North Atlantic are analyzed in the paper. Periods of «warm» ocean (2002–2012) and «cold» ocean (1960–1970) were determined. Positive anomalies of the ocean surface temperature increase the ice-free water area and, correspondingly, decrease the ice-field area. As a result of such changes in a state of the ocean surface (open water and ice), surface air temperature rises, and, consequently, atmospheric pressure in central part of a given Arctic sector drops.

Введение

Температура поверхности Атлантики испытывает квазипериодические колебания с характерным временным масштабом порядка нескольких десятилетий. Они известны как Атлантическая мультideкадная осцилляция (Atlantic Multidecadal Oscillation, АМО) [9]. Для индексации АМО используется температура поверхности всей Северной Атлантики или в её заданных районах [5, 10]. Мультideкадная квазипериодичность АМО вызывает изменение давления в Северной Атлантике, которое можно проследить с помощью индекса Северо-Атлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO). Индексом NAO служит первый главный компонент давления в атлантическом секторе Арктики. NAO влияет на траектории, интенсивность атлантических циклонов и, следовательно, на климат. Важность влияния АМО на климатическую изменчивость Северной Атлантики и потепление Арктики подтверждена в рабо-

те [7]. NAO также определяет перенос атлантических вод в Северный Ледовитый океан [8]. Таким образом, АМО и NAO вовлечены в наблюдаемое за последние десятилетия региональное потепление Арктики, сопровождаемое значительным сокращением площади морского льда [2, 6, 11].

Современное потепление Арктики часто обозначают термином «арктическое усиление» (Arctic amplification), чтобы подчеркнуть более высокую интенсивность потепления в Арктике по отношению к глобальному потеплению. В строгом понимании арктическое усиление есть часть более широкого понятия — «полярное усиление» (Polar amplification) [13]. Оно означает, что изменения радиационного баланса Земли в результате повышения концентрации парниковых газов могут привести к большим изменениям приповерхностной температуры вблизи полюсов, чем в среднем на планете. Существующие расхождения в трактовке арктического усиления связаны с динамическими и радиационными положительными об-

ратными связями в арктической климатической системе, включая изменения площади арктических льдов, которые часто считаются основными при объяснении причин усиления [2].

По схеме Г.В. Алексеева [2], арктическое усиление — это результат роста меридионального переноса тепла из низких широт и возникающих обратных связей в арктической климатической системе. Более детальное объяснение усиления потепления на примере Баренцева моря дано в работе [12], авторы которой подчёркивают важность влияния увеличения переноса океанического тепла в комбинации с возможными крупномасштабными изменениями атмосферной циркуляции.

Долгопериодные вариации океанического притока тепла в Баренцево море воздействуют на региональную климатическую изменчивость с помощью положительной ветровой обратной связи (wind feedback) [12]. Согласно этой связи, в период положительной аномалии температуры поверхности океана повышается приводная температура воздуха и ускоряется таяние льда. При этом усиление передачи тепла нижней атмосфере вызывает локальное уменьшение давления, рост сходимости ветра (циклоничности) и усиление западных ветров. В итоге приток тёплых океанических вод возрастает.

Авторы работы [12] рассматривают ветровую обратную связь в качестве гипотезы и подчёркивают отсутствие прямого доказательства её существования. Отметим, что ветровая обратная связь анализируется в комбинации с океанической обратной связью (ocean feedback), ответственной за регулирование обмена водами Атлантики и Арктики [12]. Независимо система океанических обратных связей в водах Арктики и Атлантики выявлена по результатам численных экспериментов с помощью модели совместной циркуляции Атлантики, Северного Ледовитого океана и Берингова моря [4].

В настоящей статье дан эмпирический анализ реакции приземной атмосферы на повышение температуры поверхности атлантического сектора Арктики зимой. Задачи настоящего исследования заключаются в следующем: 1) обнаружить значимые связи между аномалиями температуры океана и изменением повторяемости глубоких циклонов;

2) оценить вклад изменчивости площадей сплошного льда и свободной ото льда воды в межгодовую изменчивость средней температуры поверхности океана для всего сектора; 3) изучить влияние снижения приводного давления на увеличение сходимости ветра и оценить изменение меридиональной составляющей скорости ветра.

Методика исследований

Территория исследования — океанический арктический сектор (70° – $88^{\circ}45'$ с.ш., 10° – 60° в.д.) с сеткой $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$. Анализ охватывает зимний (декабрь–февраль) 64-летний период — 1949–2012 гг. Список наблюдаемых и вычисляемых атмосферно-океанических переменных дан в табл. 1. Анализировались осреднённые по сектору переменные. Осреднение по площади выполнялось интегрированием в сферической системе координат и нормированием на соответствующую площадь с учётом маски «океан–суша». Все горизонтальные операторы также вычислялись в сферической системе. Месячное и сезонное осреднения выполняли по срочным данным (четыре срока в сутки). Понятие «все циклоны» соответствует событиям, при которых давление в центре ячейки меньше давления во всех четырёх соседних ячейках [3], а понятие «глубокие циклоны» — при давлении в центре, меньшем на 1 гПа по сравнению с соседними четырьмя ячейками (ограничение по величине геострофического вихря в центре всех циклонов, *grot_cc*). При таком ограничении глубокие циклоны в среднем составляют половину общего числа циклонов.

Данные по температуре сетки ($2^{\circ} \times 2^{\circ}$) получены из архива NCDC NOAA ERSST version3b sst¹; в этом архиве $SST = -1,8^{\circ}\text{C}$ соответствует сплошному льду в ячейке². В нашем случае наличие сплошного льда в ячейке принималось по условию $SST < -1^{\circ}\text{C}$, что примерно соответствует концентрации льда большей 0,9. Изотерма $SST = +1^{\circ}\text{C}$ в среднем ограничивает с севера область с концентрацией льда меньше 0,05, поэтому эту область называли зоной свободного ото льда океана. Величина доли площади океана между изотермами $SST < +1^{\circ}\text{C}$ и $SST > -1^{\circ}\text{C}$ (*sqw_ice*) соответствует области несплошного льда (боль-

¹Extended reconstructed sea surface temperature data

²<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/.sst/>

Таблица 1. Обозначение используемых характеристик

По месячным данным [1]	
<i>ice_c</i>	Доля сплошного льда от площади океана (сплошной лёд при $SST < -1\text{ }^{\circ}\text{C}$)
$SST > 1, ^{\circ}\text{C}$	Температура поверхности свободного ото льда океана при $SST > +1\text{ }^{\circ}\text{C}$
<i>sqw</i>	Доля площади свободного ото льда океана (для $SST > +1\text{ }^{\circ}\text{C}$)
<i>sqw_ice*</i>	Доля площади океана между изотермами $SST < +1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $SST > -1\text{ }^{\circ}\text{C}$
По срочным данным [3] на уровне $\sigma = 0,995$ ($h = 40\text{ м}$)	
<i>vh</i> , м/с	Меридиональная составляющая скорости ветра, положительная — южная
<i>th</i> , $^{\circ}\text{C}$	Температура воздуха
<i>mvh</i> , м/с	Скорость ветра
<i>mad</i> , Вт/м ²	Модуль адвекции тепла в слое h
<i>adv</i> , Вт/м ²	Адвекция тепла в слое h (минус — адвекция холода)
<i>rot</i> , 1/сут	Вертикальная составляющая вихря скорости (положительный — против часовой стрелки)
<i>div</i> , 1/сут	Горизонтальная часть дивергенции скорости (положительная — конвергенция или сходимость)
<i>Ps</i> , гПа	Давление на уровне моря, вычисленное по высоте H1000
По срочным данным [3] на AT1000	
<i>grot_cc</i> , 1/сут	Геострофический вихрь в центре всех циклонов
<i>Pcc</i> , гПа	Давление в центре всех циклонов
<i>Ncc_d</i>	Среднее число центров глубоких циклонов над выбранным регионом
<i>Pcc_d</i> , гПа	Давление в центре глубокого циклона
<i>sdT</i> , $^{\circ}\text{C}$	Стандартное отклонение температуры (междусрочная)
Данные [2] на 2 м	
<i>Tz</i> , $^{\circ}\text{C}/\text{м}$	Вертикальный градиент температуры в слое 2–40 м ($\sigma = 0,995$); положительные значения — инверсия

$$*sqw_{ice} = 1 - ice_c - sqw.$$

ше 0,05 и меньше 0,9). Эти оценки сделаны путём сравнения средних за весь период полей температуры поверхности океана SST и концентрации льда, полученной из архива NCEP/NCAR Reanalysis³. Все остальные данные табл. 1 получены из архива NCEP/NCAR Reanalysis⁴ по данным сетки $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ за период 1949–2012 гг.

Для решения задачи: 1) выделены 11-летние интервалы с максимальными и минимальными температурами поверхности океана для всего сектора; 2) рассчитаны статистические характеристики и оценена значимость линейного тренда всех переменных за весь период между тёплым и холодным океаном; 3) выполнено сравнение статистических характеристик переменных и построены карты переменных для этих интервалов.

Выбор интервалов с максимальными аномалиями температуры поверхности океана проведён по данным доли сплошного льда от площади океана (*ice_c*) и доли площади свободного ото льда

океана (*sqw*) в секторе (рис. 1), так как основной вклад в межгодовую изменчивость средней SST для всего сектора вносит именно изменчивость площадей сплошного льда и свободной ото льда воды. Самая продолжительная (11-летняя) отрицательная аномалия средней SST отмечалась в 1960–70-х годах (холодный океан), а положительная — в период 2002–2012 гг. (тёплый океан). Проведено статистическое сравнение всех переменных в периоды отрицательной и положительной аномалий SST по t -критерию Стьюдента. Также рассчитаны и оценены по F -критерию линейные тренды за соответствующий период между холодным и тёплым океаном (1960–2012 гг.).

Из всего списка переменных в статье представлены только те, которые имеют тренд с уровнем значимости менее 0,25 (вероятность отсутствия тренда). Повышение уровня значимости при оценке трендов объясняется необходимостью рассмотрения параметров, характеризующих вариации

³<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.surfaceflux.html>

⁴<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncep/>

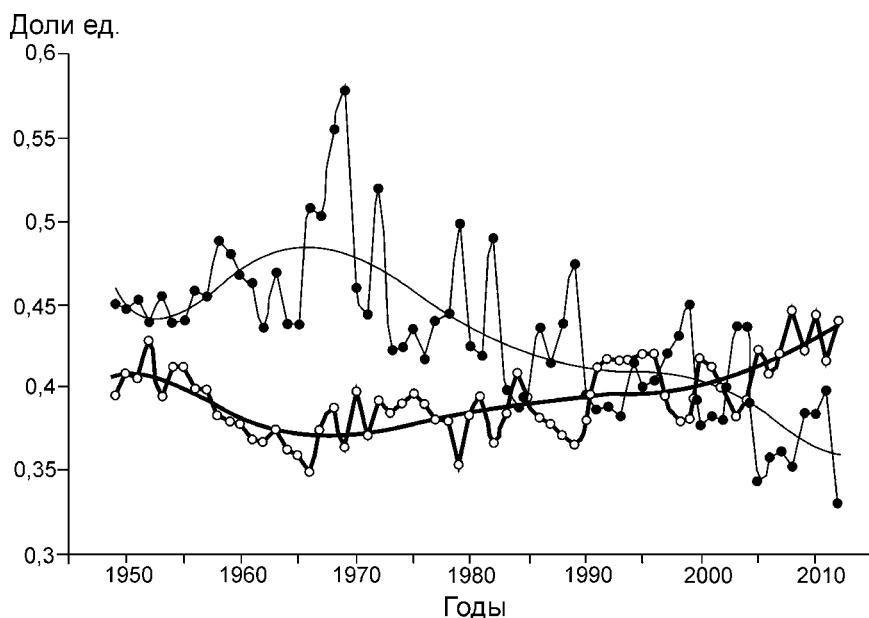


Рис. 1. Межгодовой ход *sqw* в долях единицы (жирная линия) и *ice_c* в долях единицы (тонкая линия) в океанической части Арктического сектора Атлантики (70°–88°45' с.ш., 10° з.д. – 60° в.д.) (севернее 70° с.ш.), 1949–2012 гг., зима

Fig. 1. Inter-annual *sqw* variations in unit fraction (thick line) and *ice_c* in unit fractions (thin line) for the oceanic Arctic sector (70°–88°45' N, 10° W – 60° E) (north of 70° N), winters of 1949–2012

Таблица 2. Значение параметров над акваторией океана для территории севернее 70° с.ш., зима

Параметры	Для двух экстремальных периодов				Для периода 1960–2012 гг.			
	средняя за 1960–1970	средняя за 2002–2012	<i>t</i> -критерий для двух выборок	значимость по <i>t</i> -статистике	стандартное отклонение	тренд за 40 лет, нормированный на стандартное отклонение	доля тренда в общей дисперсии R^2	значимость по <i>F</i> -статистике
<i>ice_c</i>	0,48	0,38	–1,77	0,05	0,051	–1,87	0,48	0,00
<i>SST</i> > 1	3,04	3,13	1,22	0,12	0,089	1,14	0,18	0,00
<i>sqw</i>	0,37	0,42	1,88	0,04	0,023	1,96	0,52	0,00
<i>sqw_ice</i>	0,15	0,20	1,03	0,16	0,038	1,31	0,24	0,00
<i>vh</i>	–0,77	0,41	0,68	0,25	1,19	0,73	0,07	0,05
<i>th</i>	–14,72	–9,19	1,93	0,03	2,72	1,75	0,42	0,00
<i>mvh</i>	8,47	9,36	1,79	0,04	0,53	1,31	0,24	0,00
<i>mad</i>	7,54	6,51	–1,21	0,12	0,64	–1,39	0,26	0,00
<i>adv</i>	–4,81	–3,88	0,94	0,18	0,76	0,91	0,12	0,01
<i>rot</i>	1,17	1,40	0,45	0,33	0,38	0,44	0,03	0,25
<i>div</i>	0,62	0,76	0,47	0,32	0,20	0,45	0,03	0,24
<i>Ps</i>	1010,29	1006,53	–0,57	0,29	5,68	–0,53	0,04	0,17
<i>grot_cc</i>	5,28	5,66	0,57	0,29	0,57	0,45	0,03	0,24
<i>Pcc</i>	996,62	990,54	–0,74	0,23	7,03	–0,65	0,06	0,09
<i>Ncc_d</i>	0,32	0,39	–0,54	0,30	0,09	0,62	0,05	0,10
<i>Pcc_d</i>	988,72	984,77	–0,47	0,32	7,01	–0,49	0,03	0,20
<i>sdT</i>	5,17	4,75	–0,74	0,23	0,50	–1,03	0,14	0,00
<i>Tz</i>	0,017	0,008	–1,37	0,09	0,0056	–1,50	0,31	0,00

ции атмосферной циркуляции. Данные статистики приведены в табл. 2. Кроме общепринятых характеристик, здесь приведена величина 40-летнего тренда, нормированного на стандартное отклонение (СТО). Такая нормировка была вызвана

необходимостью приведения тренда к безразмерному виду для сравнения тенденций изменения различных величин, а выбор 40-летнего периода обусловлен тем, что временная разница между 11-летними периодами примерно равна 40 годам.

Результаты исследований

Из табл. 2 следует, что за данный период тренды отсутствуют или незначимы для следующих важных величин: осадков; числа всех циклонов; зональной составляющей ветра; горизонтальных потоков тепла (ковариации между составляющими ветра и температурой); средней температуры поверхности свободного ото льда океана для зоны несплошного льда и др. Из табл. 2 также видно, что увеличение площади «тёплой» воды ($SST > +1\text{ }^{\circ}\text{C}$) и её средней температуры сопровождается сокращением площади сплошных льдов. При этом площадь промежуточной зоны несплошных льдов увеличивается, а средняя температура воды в этой зоне меняется слабо (тренд незначим). Факт увеличения зоны океана между изотермами $SST < +1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $SST > -1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (sqw_ice) очень важен, так как именно здесь наблюдаются максимальные горизонтальные температурные контрасты, определяющие характер изменения всех температурных параметров.

Предварительный анализ построенных карт показал, что к узкой промежуточной зоне не-

сплошных льдов приурочены: 1) максимальные значения средней величины (модуля) горизонтального градиента температуры; 2) максимальные значения модуля адвекции в слое h (mad); 3) максимум стандартного отклонения температуры (sdT); 4) минимальные (отрицательные) значения адвекции тепла в слое h (adv). Отметим, что величина mad – аналог горизонтального градиента температуры (их парная корреляция в пространстве и во времени превышает 0,9, а относительные статистические оценки одинаковые), поэтому в табл. 2 приведена только величина mad , характеризующая интенсивность горизонтального обмена теплом.

Если учесть, что среднее положение этой зоны (рис. 2) соответствует в среднем $77^{\circ}30'$ с.ш., то по данным для доли площади океана между изотермами $SST < +1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $SST > -1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (sqw_ice) можно легко вычислить её среднюю ширину в градусах широты: для холодного периода она составляет $2^{\circ}40'$ ширины, а для тёплого – $3^{\circ}45'$ ширины. Таким образом, максимальные контрасты между температурой открытой воды и сплошного льда как бы «размазываются» по увеличивающейся площади sqw_ice и её ширине, что приводит к умень-

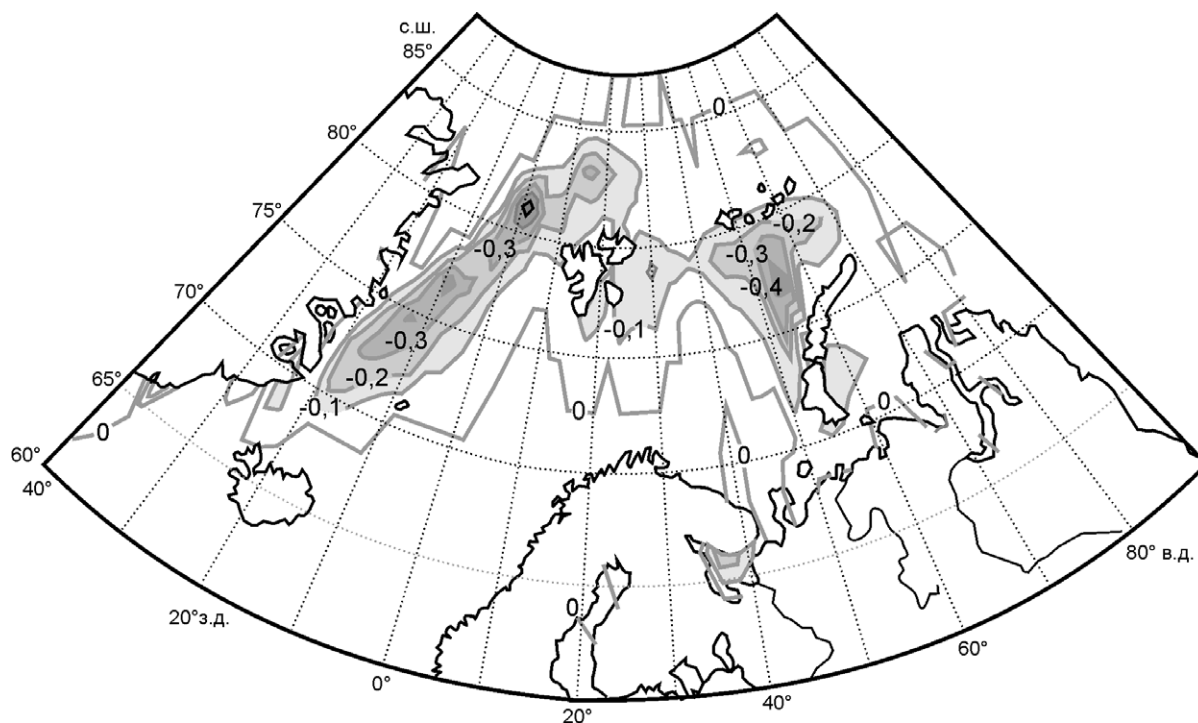


Рис. 2. Разности между средними концентрациями льда за периоды 1981–2012 и 1949–1980 гг. (в долях единицы), зима; по данным архива (2) NCEP/NCAR Reanalysis

Fig. 2. Differences between average values of the ice concentrations for periods 1981–2012 and 1949–1980 (in unit fractions), winter time; from data of the Archive (2) NCEP/NCAR Reanalysis

шению горизонтального градиента температуры и, как следствие, к снижению горизонтального обмена тепла (mad), абсолютных значений адвекции тепла (adv) и максимума стандартного отклонения температуры (sdT). Последняя величина характеризует температурные контрасты различных воздушных масс (суточный ход здесь незначителен), что объясняет её уменьшение через отрицательный тренд горизонтального обмена тепла (mad).

Другой (геометрический) аспект трендов рассмотренных здесь величин состоит в уменьшении протяжённости границы сплошных льдов в фиксированном секторе при её смещении к северу и, как следствие, в укорачивании зоны максимальных температурных градиентов (линия максимальной величины градиента температуры смещается к северу на 2–2,5°). Уменьшение вертикальной устойчивости атмосферного пограничного слоя по вертикальному градиенту температуры (Tz), очевидно, напрямую связано с сокращением доли сплошного льда (ice_c), так как над свободной водой в среднем формируется неустойчивый вертикальный профиль, а над сплошным льдом — инверсия.

Максимум изменения температуры воздуха (th , °C) наблюдается в окрестностях широты 80° с.ш., т.е. в зоне максимального сокращения льда, а минимум изменения температуры — вблизи широты 70° с.ш. Это обстоятельство подчёркивает основные причины роста температуры воздуха в данном районе — сокращение площади морского льда и увеличение площади открытой воды. Уменьшение фона давления на уровне моря (Ps) — прямое следствие увеличения температурного фона, так как величина ковариации давления и температуры у земли за редким исключением всегда отрицательна, что и подтвердили наши исследования.

Уменьшение фона давления приводит к смещению кривой распределения давления в центре всех циклонов (Pcc) в сторону более низкого давления, при этом общее число циклонов не меняется, что показывает отсутствие тренда межгодового хода этой величины при значимом отрицательном тренде для Pcc . Важное следствие анализа циклонической деятельности — тенденция к росту вихревой активности всех циклонов (рост $grot_cc$) и, как следствие, росту скорости ветра mvh . Увеличение скорости приземного ветра над океаном может быть также вызвано снижением шероховатости подстилающей поверхности и трения при уменьшении площади ледяного покрова.

Таблица 3. Корреляционная матрица океанических и динамических характеристик*

	<i>ice_c</i>	<i>sqw</i>	<i>vh</i>	<i>th</i>	<i>Ps</i>	<i>div</i>
<i>ice_c</i>	1,00	−0,67	−0,27	−0,68	0,34	−0,18
<i>sqw</i>	−0,67	1,00	0,26	0,62	−0,20	0,32
<i>vh</i>	−0,26	0,26	1,00	0,79	0,07	0,36
<i>th</i>	−0,68	0,62	0,79	1,00	−0,17	0,39
<i>Ps</i>	0,34	−0,20	0,07	−0,17	1,00	−0,49
<i>div</i>	−0,18	0,32	0,36	0,39	−0,49	1,00

*Жирным шрифтом выделены значения для значимых величин с уровнем $p = 0,05$.

Уменьшение давления над арктическими морями по сравнению с увеличением давления над более южными районами приводит к росту циклонического вихря (rot) и сходимости (div), что, в свою очередь, может влиять на ветровой режим. К важным особенностям ветрового режима относятся сохранение в среднем для сектора зональной восточной составляющей скорости ветра в обоих периодах и сокращение площади с меридиональной северной составляющей скорости ветра за счёт увеличения площади с меридиональной южной составляющей в период тёплого океана (рисунок не приводится).

Для исследования рассматриваемых связей между океаническими и динамическими характеристиками за период 1949–2012 гг. рассчитана корреляционная матрица, представленная в табл. 3. Полученные зависимости учтены при детализации ветровой положительной обратной связи в атлантическом секторе Арктики в период положительной аномалии температуры океана (2002–2012 гг.). В итоге обратная связь из работы [13] трактуется следующим образом: аномальное распространение к северу тёплых атлантических вод с положительной температурой поверхности океана sqw сдерживает образование льда ice_c (отрицательная корреляция); в результате повышается температура приводного воздуха th (отрицательная корреляция), снижается давление на уровне моря Ps (отрицательная корреляция), растёт сходимость ветра div (отрицательная корреляция), сокращается зона меридионального северного ветра и увеличивается зона меридионального южного ветра (положительная корреляция). Южные ветры поддерживают приток более тёплых атлантических вод и дрейф льда к северу (положительная корреляция), за счёт чего уменьшается доля сплошного льда ice_c (отрицательная корреляция с vh) (схема этих связей дана на рис. 3).

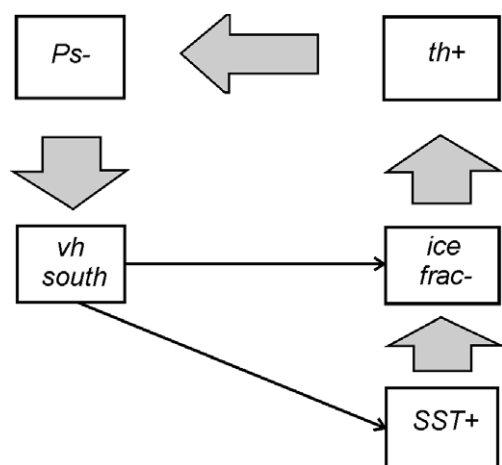


Рис. 3. Положительная обратная связь между меридиональной южной составляющей скорости ветра (vh) и площадью «тёплой» воды (sqw) на акватории атлантической Арктики (10° з.д. – 60° в.д. и 70° с.ш. – $88^\circ 45'$ с.ш.) зимой.

Увеличение площади «тёплой» воды сдерживает образование льда (ice_c), повышается температура приводного воздуха (th), снижается давление (Ps), сокращается зона меридионального северного ветра и соответственно увеличивается зона меридионального южного ветра, южные ветры поддерживают приток более тёплых атлантических вод и дрейф льда к северу

Fig. 3. Positive feedback between south meridional component of the wind speed (vh) and area of «warm» water (sqw) on aquatory of the Atlantic sector of the Arctic Regions (10° W – 60° E and 70° N – $88^\circ 45'$ N), winter.

Increase in «warm» water retards a formation of ice (ice_c), and surface air temperature rises (th), the pressure (Ps) drops; a zone of meridional north wind component decreases and, correspondingly, a zone of meridional south wind increases. South winds support influx of warmer Atlantic water and the ice drifting to north

Наш анализ ветровой положительной обратной связи температуры поверхности Баренцева моря – атмосфера (wind feedback) [13] касается в основном трактовки элемента этой связи «сильные западные ветры» (strong westerly winds). Как показал анализ карт в арктическом секторе Атлантики, в среднем у поверхности океана отмечается зональная восточная составляющая скорости ветра (карты не приводятся). Зональная западная составляющая проявляется в западной части сектора (Норвежское море) и незначительно усиливается южнее 70° с.ш., особенно в период тёплого океана (2002–2012 гг.). Меридиональная южная составляющая скорости ветра в период тёплого океана начинает захватывать большие территории данного региона (рис. 4) на фоне незначительного ослабления восточной составляющей к югу от 75° с.ш. над Баренцевым морем и её значительного усиления к северу от 80° с.ш.

Как видно из рис. 4, зона южных меридиональных ветров зимой смещается к северу на 4° при их значительном усилении, а зона северных ветров сокращается при их ослаблении в период потепления океана и атмосферы над выделенной территорией. Анализ карт (карты не приводятся) показывает, что над Норвежским морем, южной частью Баренцева моря и западной частью Карского моря усиливается южный ветер. Влияние южной составляющей ветра хорошо прослеживается в распределении дрейфующего льда (рис. 5). В годы потепления льды отжимаются к северу как в Баренцевом,

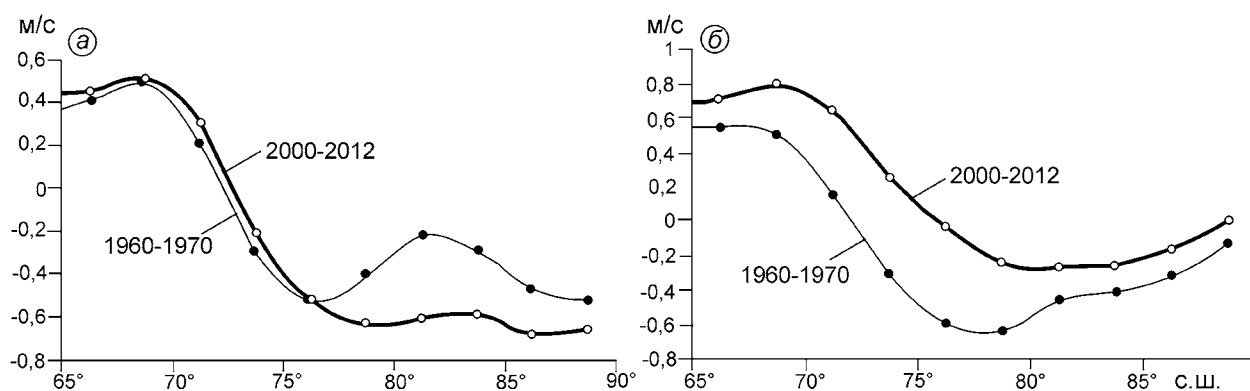


Рис. 4. Меридиональные профили зональных средних для зональной составляющей скорости ветра, м/с (плюс – западный ветер) (а) и меридиональной составляющей скорости ветра, м/с (плюс – южный ветер) (б) для двух периодов. Зима.

Зональное осреднение проводилось от 10° з.д. до 60° в.д.

Fig. 4. Meridional profiles of zonal means for zone component of the wind speed, m/s (plus – west wind) (a) and the meridional component of the wind speed, m/s (plus – the south wind), (b) for two indicated periods. Winter.

Zonal averaging was conducted from 10° W to 60° E

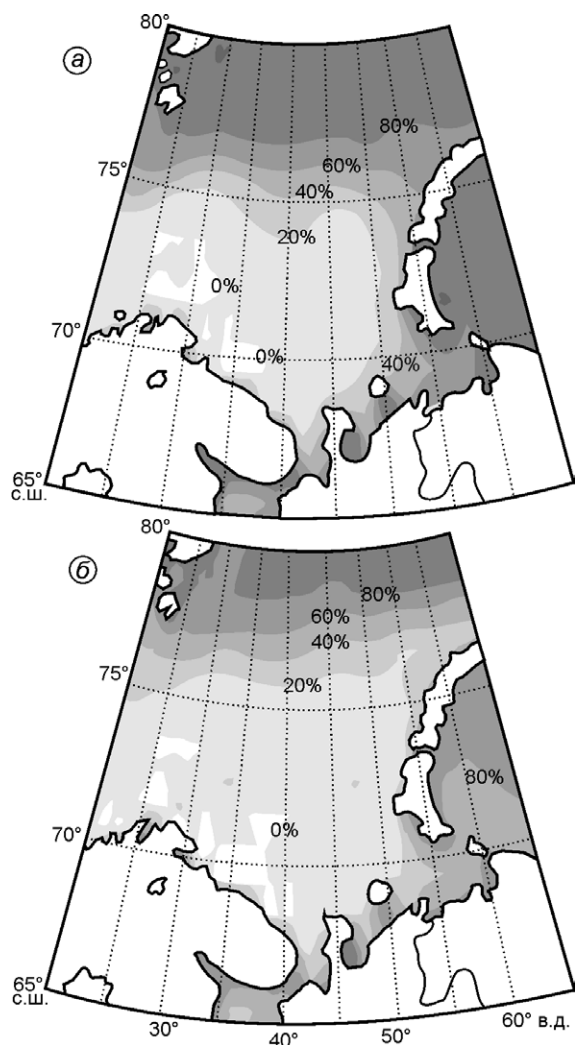


Рис. 5. Ледовитость Баренцева моря (%), зима: а – 1980–1990 гг.; б – 2002–2012 гг.

Fig. 5. The Barents Sea ice coverage (percentage), winter: а – 1980–1990; б – 2002–2012

так и Карском морях, что трудно объяснить только ускоренным таянием льдов и течениями.

Обсуждение результатов и дискуссия

Обсуждение затрагивает определение периодов холодного и тёплого океана, детализацию положительной ветровой обратной связи и вопрос роста повторяемости центров циклонов при потеплении Арктики. Выбор периодов с максимальными аномалиями зимней средней температуры поверхности океана проведён по данным доли площади свободного ото льда океана ($SST > 1^\circ\text{C}$) в секторе. Иными словами: предлагается косвенная оценка или индексация сред-

ней температуры поверхности океана, включая районы, покрытые сплошным льдом. Фактически индекс отражает вклад разных типов подстилающей поверхности (открытая вода, сплошной лёд) в формирование приземного климата. Можно предположить, что он характеризует не только изменения средней температуры поверхности океана (тёплый – холодный океан), но и изменения приземной температуры.

Косвенная оценка периода тёплого океана (2002–2012 гг.) совпадает с соответствующей оценкой, вычисленной по $SST > 1^\circ\text{C}$. Холодный океан, по косвенной оценке, – это период 1960–70-х годов. Он совпадает с первым минимумом среднегодовой температуры океана в слое 0–200 м на разрезе «Кольский меридиан» (Кола, $33^\circ 30'$ в.д.) [12]. Второй минимум температуры на разрезе наблюдался в 1980-х годах, т.е. позднее холодного периода в Баренцевом море (Cool 70s) [12] и периода с минимальным индексом AMO (1968–1976 гг.) [5]. Холодный океан по $SST > 1^\circ\text{C}$ отмечался в 1980–1994 гг. Начало холодного периода совпадает со вторым минимумом на разрезе Кола, но период был более удлинённым, чем на разрезе. Это сравнение подтверждает адекватность данных о температуре поверхности открытого океана и одновременно свидетельствует о возможности применения косвенной оценки.

Обратная ветровая связь – это гипотеза о положительной обратной связи между притоком тёплых атлантических вод и площадью льда в Баренцевом море. Предполагается, что аномалии океанического притока в Баренцево море поддерживаются усилением циклонической активности. Тогда западные и юго-западные ветры, вызванные циклонами, должны усилить приток атлантических вод и ещё более уменьшить ледяной покров моря. Но направление ветров определяется положением и формой циклонов над открытой водой. Климатические данные о направлении и скорости из работы [12] показывают, что западные ветры преобладают над Северной Атлантикой южнее 70° с.ш. В восточной части Норвежского и в Баренцевом морях формируется область сходимости ветров, севернее которой преобладают восточные ветры. В данной статье показано, что в исследуемом секторе средний зональный ветер – восточный, а средний меридиональный ветер имеет тенденцию к смене направления с северного в период похолодания на южное (см. рис. 4).

Кроме рассмотренной в статье обратной ветровой связи, одновременно существует положительная океаническая обратная связь (ocean feed back) [4, 12]. В терминах совместной положительной обратной связи потепление Арктики в 1920–40-х годах (the early warming) было обусловлено дополнительным притоком атлантических вод в Арктику и уменьшением площади льда. В это время возрастала передача тепла от океана в атмосферу. В период похолодания Арктики в 1970-х годах приток тёплых атлантических вод уменьшался, площадь льда возрастала, атмосфера получала меньше тепла, а менее плотная вода уходила из Баренцева моря [12]. Результаты численных экспериментов показывают, что на континентальных склонах побережья Норвегии в ответ на рост индекса Северо-Атлантического колебания возникают циклонические образования. Эти циклоны в океане переносят атлантические воды в Баренцево море. Основной динамический механизм функционирования обратной связи — совместный эффект бароклинности и рельефа дна [4].

Дискуссионным остаётся вопрос о росте повторяемости циклонов в период потепления Арктики [14, 15]. Как уже отмечалось, тренд у общего количества всех циклонов отсутствует, в то же время наблюдается рост числа глубоких циклонов. В целом для внетропических широт, по данным реанализа NCEP/NCAR и модельных расчётов, отмечено общее уменьшение числа циклонов и плотности их упаковки с ростом приповерхностной температуры [1]. Результаты работы [14] указывают на незначимость тренда индекса циклонической активности в Баренцевом море, вычисленного по данным реанализов NCEP1.

Заключение

Исследованы значимые климатические изменения океанических и атмосферных переменных, определяемые аномалиями температуры поверхности океана зимой в атлантическом секторе Арктики в период 1949–2012 гг. Показано, что глубокие циклоны в среднем составляют половину общего числа циклонов и их повторяемость возрастает с потеплением Арктики. Установлено, что основной вклад в межгодовую изменчивость средней температуры поверхности океана для всего сектора вносит изменчивость площадей сплошного льда и свободной ото льда воды. Самая продол-

жительная (11-летняя) отрицательная аномалия средней температуры поверхности океана отмечалась в 1960–70-х годах («холодный» океан), а положительная — в 2002–2012 гг. («тёплый» океан).

С увеличением площади «тёплой» воды и её средней температуры происходит её отступление к северу и сокращение площади сплошных льдов. При этом площадь промежуточной зоны несплошных льдов увеличивается, а средняя температура воды в этой зоне меняется слабо (тренд незначим). Вместе с тем в промежуточной зоне наблюдаются максимальные горизонтальные температурные контрасты, что и определяет характер изменения всех температурных характеристик. Установлена средняя ширина промежуточной зоны в градусах широты, которая для холодного периода составляет $2^{\circ}40'$ ширины, а для тёплого — $3^{\circ}45'$ ширины. К ней приурочены максимальные значения средней величины горизонтального градиента температуры и стандартного отклонения температуры воздуха, а также минимальные (отрицательные) значения адвекции и горизонтального баланса тепла.

Положительная аномалия температуры поверхности океана проявляется в атлантическом секторе Арктике через увеличение площади свободной ото льда воды и сокращение площади сплошных льдов. В результате такого изменения свойств подстилающей поверхности (открытая вода и лёд) возрастает приземная температура воздуха и, как следствие, понижается давление в центральной области заданного сектора. В этом случае возможна модификация приповерхностного поля ветра. Модификация выражается в расширении зоны меридиональной южной составляющей скорости ветра при одновременном её усилении над южной частью сектора и ослаблении северной составляющей над северной частью. Усиление южных ветров поддерживает приток более тёплых атлантических вод и дрейф льда к северу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00031).

Литература

1. Акперов М.Г., Мохов И.И. Оценки чувствительности циклонической активности в тропосфере внетропических широт к изменению температурного режима // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 2. С. 129–136.

2. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 53–68.
3. Михайлов А.Ю., Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Полярный фронт над равнинами России летом // Метеорология и гидрология. 2012. № 2. С. 24–29.
4. Саркисян А.С., Мошонкин С.Н., Дианский Н.А., Гусев А.В., Багно А.В. Моделирование обратных связей климатообразующих процессов в Северном Ледовитом океане // Арктика: экология и экономика. 2013. № 1 (9). С. 12–23.
5. Семенов В.А., Мохов И.И., Лати́ф М. Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
6. Bader J., Mesquita M.D.S., Hodges K.I., Keenlyside N., Osterhus S., Miles M. A review on Northern Hemisphere sea-ice, storminess and the North Atlantic oscillation: Observations and projected changes // Atmospheric Research. 2011. V. 101. P. 809–834.
7. Chilek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M.Y. Arctic air temperature amplification and the Atlantic multidecadal oscillation // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L14801.
8. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslovski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation // Journ. of Climate. 2000. V. 13. P. 2671–2696.
9. Kerr R.A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries // Journ. of Science. 2000. V. 288. P. 1984–1985.
10. Latif M., Boning C., Willebrandt J., Biastoch A., Dengg J., Keenlyside N., Madec G. Is the thermohaline circulation changing? // Journ. of Climate. 2006. V. 19. P. 4631–4637.
11. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // Cryosphere. 2012. № 6. P. 1231–1237.
12. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sand A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Review of Geophysics. 2012. V. 51. P. 415–449. doi:10.1002/rog.20017.
13. Lee S. A theory for polar amplification from a general circulation perspective. Asia-Pacific // Journ. of Atmospheric Sciences. 2014. V. 50. doi:10.1007/s13143-014-0024-7.
14. Wang X.L., Feng Y., Compo G.P., Swail V.R., Zwiers F.W., Allan R.J., Sardeshmukh P.D. Trends and low frequency variability of extra-tropical cyclone activity in the ensemble of twentieth century reanalysis // Climate Dynamics. 2013. № 40. P. 2775–2800. doi:10.1007/s00382-012-1450-9.
15. Zhang X., Walsh J.I., Zhang J., Batt U.S., Ikeda M. Climatology and interannually variability of Arctic cyclone activity: 1948–2002 // Journ. of Climate. 2004. № 17. P. 2300–2317.

Summary

Significant climatic changes of oceanic and atmospheric elements in the Atlantic sector of the Arctic area, caused by anomalies of the sea surface temperature (SST) in winters of 1949–2012, were investigated. It had been shown that, on the average, number of deep cyclones is about a half of the total number, and occurrence of them increases as the Arctic regions become warmer. It has been found that variability of areas of solid ice and the ice-free water make the main contribution into inter-annual variability of mean SST of the ocean surface. The most long (11-year) negative anomaly of the mean SST was noted in 1960–1970s («cold» ocean), while the positive one – in 2002–2012 («warm» ocean).

As an area of «warm» water and its temperature increase it moves to north, and area of solid ice decrease. During this process area of intermediate zone of open ice increases, but mean water temperature does not manifest any evident change (its trend is insignificant). At the same time, this intermediate zone is characterized by maximal temperature contrast that determines a character of change of the temperature characteristics. Mean width of the intermediate zone is 2°40' of latitude for the «cold» period and 3°45' of latitude for the «warm» time. Maximal values of mean horizontal temperature gradient and its standard deviation are noted in this zone as well as minimal (negative) values of advection and horizontal heat balance also took place here.

Positive SST anomaly shows itself in the Atlantic sector of the Arctic Regions through increase of the ice-free area and contraction of solid ice fields. As a result of such change of underlying surface (open water and ice) the surface air temperature rises and as a consequence of that, air pressure drops in central part of a given sector. In such a case, it is possible that near-surface wind field will be modified. This modification is expressed in widening of a zone of meridional south component of the wind speed with its simultaneous intensification above a south part of the sector and weakening of the north component above the north part of the sector. Intensification of south winds supports influx of warmer Atlantic water and the ice drifting to the north.

Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования

© 2015 г. С.В. Клячкин, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург
svkl@aari.ru

Numerical model of the ice cover evolution in Arctic Seas for the operational forecasting

S.V. Klyachkin, R.B. Guzenko, R.I. May

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg

Статья принята к печати 25 марта 2015 г.

*Ледовые прогнозы, ледяной покров, оправдываемость и эффективность прогноза, режимные оценки, сжатия льда, численная модель.
Ice compressions, ice cover, ice forecasts, numerical model, statistical estimates, skill score and efficiency of the forecast.*

Разработана динамико-термодинамическая модель эволюции ледяного покрова, применяемая для оперативных ледовых прогнозов заблаговременностью до 5 суток и для получения некоторых режимно-статистических оценок состояния ледяного покрова. Модель представляет собой численную реализацию уравнений теплового баланса и баланса количества движения вод океана и ледяного покрова с соответствующими граничными условиями. С её помощью выявлены особенности сезонного хода и пространственной изменчивости сжатий льда в Баренцевом и Карском морях.

The dynamic-thermodynamic model of the ice cover evolution is used for operational 5-day ice forecasts in the Russian Arctic seas and to obtain some statistical estimates of the ice cover state. The model is a numerical realization of the heat budget and the motion balance equations for sea and ice cover with appropriate boundary conditions. The statistical processing of the data resulted in revealing characteristics of seasonal and spatial variability of the ice compression in the Barents and Kara Seas.

Введение

Актуальность задачи краткосрочного (до пяти суток) прогноза эволюции ледяного покрова и оценки его режимно-статистических характеристик в районах активной хозяйственной деятельности очевидна. В первую очередь это относится к российским арктическим морям, где мощный ледяной покров существенно влияет на добычу и транспортировку минеральных ресурсов. Один из наиболее широко распространённых методов решения задач такого рода — численное математическое моделирование. В начале 2000-х годов в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (АНИИ) была разработана численная модель эволюции ледяного покрова, «заточенная» под составление краткосрочных ледовых прогнозов для арктических и замерзающих неарктических морей России; чуть позже эта модель была реализована в виде компьютерной технологии.

В основу модели положена система базовых уравнений динамики и термодинамики моря и ледяного покрова с соответствующими граничными условиями. Технологически модель представляет собой автоматизированное рабочее место прогнозиста, позволяющее ассимилировать, усваивать и комплексировать разнородную исходную инфор-

мацию, выполнять собственно прогностический (или ретроспективный) расчёт, визуализировать результаты прогноза (расчёта) непосредственно на рабочем месте прогнозиста и преобразовывать результаты в форматы современных электронных средств визуализации географически распределённой информации. В настоящей работе излагаются физико-математические основы модели и основные принципы её численной реализации, описывается опыт составления оперативных краткосрочных ледовых прогнозов, а также полученные с помощью модели режимные оценки сжатий льда как одного из важнейших (с точки зрения практики) явлений в ледяном покрове.

Авторы выражают глубокую благодарность покойному профессору З.М. Гудковичу, стоявшему у истоков численного моделирования эволюции ледяного покрова как самостоятельного направления ледоведения и внёсшему неоценимый вклад в выполнение работ, обобщённых в настоящей статье.

Физические основы модели

Прогноз изменения термохалинной структуры водной толщи основан на уравнениях баланса тепла и солей, проинтегрированных по вертикали в пределах от поверхности до глубины *верхне-*

го квазиоднородного слоя (ВКС) [4, 10]. Граничные условия задаются следующим образом. Поток тепла на границе вода–воздух состоит из четырёх слагаемых: скрытый поток тепла, связанный с испарением; явный поток тепла (контактный теплообмен); поток длинноволновой радиации; поток коротковолновой радиации. Эти слагаемые рассчитываются в соответствии с методами, предложенными в работах [4, 14, 16, 17]. Поток солей через границу вода–воздух определяется толщиной слоя испарившейся воды. В данной версии модели осадки не учитываются из-за трудности оперативного прогнозирования этого параметра в количественном выражении. Потоки тепла и солей через нижнюю границу ВКС определяются соответствующими вертикальными градиентами и коэффициентом вертикального турбулентного обмена, который принят равным $10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$. При наличии льда температура подлёдного слоя воды равна температуре замерзания и зависит только от солёности, которая в свою очередь меняется довольно заметно, так как увеличение толщины льда связано с выпадением солей.

Таким образом, снижение температуры воды (при отсутствии льда) и рост солёности (либо за счёт испарения при отсутствии льда, либо за счёт выпадения солей при ледообразовании) приводят к развитию конвективного перемешивания. Образовавшийся «дефицит» тепла и избыток солей равномерно распределяются в пределах ВКС. Глубина ВКС рассчитывается численно методом итераций. Итерации выполняются до тех пор, пока не будет найдено новое устойчивое состояние водной толщи. Плотность воды находится с помощью эмпирического уравнения состояния [4], связывающего плотность с температурой и солёностью. В принципе, возможен случай, когда толщина ВКС определяется не конвективным, а ветровым перемешиванием. Это — наиболее вероятно на ранних стадиях осеннего охлаждения воды, когда конвекция проникла сравнительно неглубоко.

Методика расчёта (прогноза) термохалинной структуры океана, используемая в данной модели, основана на хорошо известных в литературе и достаточно проверенных положениях. Прогноз динамики моря строится на основе нестационарной модели океана, в которой используются уравнения неразрывности и движения в гидростатическом приближении с граничными услови-

ями, традиционными для задач подобного рода. Вода считается несжимаемой, а давление зависит только от высоты столба воды. Модель позволяет рассчитывать мезомасштабные и синоптические течения в ВКС, которые трансформируют поле постоянной горизонтальной поверхностной циркуляции вод, заданное по данным работы [2].

Учёт приливных явлений основан на задании в каждой ячейке сетки гармонических постоянных главных приливных волн ($M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$) согласно методике, предложенной в [13, 15], однако все модельные расчёты и прогнозы, положенные в основу настоящей статьи, выполнялись без учёта приливов. Термическая эволюция ледяного покрова основывается на уравнении теплового баланса двухслойной среды «лёд–снег»:

$$k\rho_{\text{л}} \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = \lambda_{\text{л}} \frac{\partial T_{\text{л}}}{\partial z} - Q_w, \quad (1)$$

где H — толщина льда; $\lambda_{\text{л}}, \lambda_s$ — соответственно теплопроводность льда и снега; Q_w — поток тепла от воды к нижней поверхности льда; $T_{\text{л}}, T_s$ — соответственно температура льда и снега; k — удельная теплота плавления льда; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда.

Для системы (1) принимаются следующие граничные условия: 1) на нижней поверхности льда (граница лёд–вода) температура льда равна температуре замерзания воды, отток тепла компенсируется ледообразованием и потоком тепла от нижележащих слоёв воды ко льду; 2) на границе лёд–снег температуры и потоки тепла равны; 3) на верхней поверхности (граница снег–воздух) поток тепла из нижележащих слоёв снега к поверхности снега уравнивается потоком тепла через границу снег–воздух.

В период нарастания толщины льда система (1) решается аналитически при следующих допущениях [9]: а) вертикальные профили температуры льда и температуры снега в период ледообразования считаются линейными; б) потоки тепла через лёд и через снег считаются одинаковыми; в) толщина снега определяется по толщине льда с помощью эмпирических соотношений. Поток тепла от воды к нижней поверхности льда определяется подлёдной конвекцией, связанной с выпадением соли при ледообразовании, а также турбулентным потоком тепла через нижнюю границу ВКС. Выпадение солей или, точнее говоря, увеличение солёности верхнего

квазиоднородного слоя ΔS в результате ледообразования определяется с помощью формул, приведённых в работе [10]:

$$\Delta S = S_{\text{л}} \Delta H / (h_c + \Delta H),$$

где $S_{\text{л}}$ – солёность льда; h_c – толщина ВКС; ΔH – увеличение толщины льда за промежуток времени, равный шагу модели.

Солёность льда определяется по формуле [10]:

$$S_{\text{л}} = S_w \frac{7\sqrt{\frac{dH}{dt}} K_{\text{л}}}{7\sqrt{\frac{dH}{dt}} + 10,3},$$

где S_w – солёность подлёдного слоя воды; dH/dt – скорость нарастания толщины льда, мм/ч; $K_{\text{л}}$ – эмпирический коэффициент, учитывающий стекание рассола.

В период таяния ледяного покрова учитывается изменение альбедо снежно-ледяной поверхности. Динамика ледяного покрова прогнозируется на основе уравнения баланса количества движения в нестационарной постановке:

$$M_{\text{л}} \frac{\partial \vec{W}}{\partial t} = \vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w + \vec{F}_c + \vec{F}_g + \vec{F}_p, \quad (2)$$

где $M_{\text{л}}$ – масса льда в столбике единичной площади; $\vec{W}$ – скорость дрейфа льда; $\vec{\tau}_a$, $\vec{\tau}_w$ – соответственно касательные напряжения на верхней и нижней поверхностях льда; $\vec{F}_c$ – сила Кориолиса; $\vec{F}_g$ – сила, обусловленная наклоном уровня моря; $\vec{F}_p$ – сила внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Слагаемые в правой части уравнения (2) определяются следующим образом.

Тангенциальное напряжение на верхней поверхности льда $\vec{\tau}_a$ определяется через составляющие приземного ветра [3]:

$$\tau_{ax} = c_a \rho_a V_x |V_x|;$$

$$\tau_{ay} = c_a \rho_a V_y |V_y|.$$

где c_a – коэффициент трения на границе лёд–воздух, меняющийся от $1,5 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ в зависимости от торосистости; ρ_a – плотность воздуха; V_x , V_y – составляющие скорости ветра.

Тангенциальное напряжение на нижней границе ледяного покрова $\vec{\tau}_w$ определяется относительной скоростью дрейфа льда [3]:

$$\tau_{wx} = c_w \rho_w (U_x - W_x) |U_x - W_x|;$$

$$\tau_{wy} = c_w \rho_w (U_y - W_y) |U_y - W_y|,$$

где c_w – коэффициент трения на границе лёд–вода, меняющийся от $5 \cdot 10^{-2}$ до $25 \cdot 10^{-2}$ в зависимости от торосистости; U_x , U_y – компоненты скорости подлёдного течения.

Сила Кориолиса $\vec{F}_c$ и проекция силы тяжести на поверхность моря $\vec{F}_g$ задаются традиционно.

Параметризация силы внутреннего взаимодействия в ледяном покрове $\vec{F}_p$ определяется принятой в данном случае вязко-пластической реологической моделью. Вязкая часть внутреннего взаимодействия подробно рассмотрена в работе [1]. Согласно этой работе, сила внутреннего взаимодействия пропорциональна дивергенции внутренних напряжений. Внутренние напряжения $\sigma_{\xi\xi}$, $\sigma_{\chi\chi}$, соответствующие главным осям тензора скоростей деформаций, рассчитываются по формулам

$$\sigma_{\xi\xi} = K \dot{\epsilon}_{\xi\xi}; \quad \sigma_{\chi\chi} = K \dot{\epsilon}_{\chi\chi}.$$

Параметр K определяется следующим образом:

1) $K = K_0 H (3C - 2)$ при выполнении каждого из всех следующих условий:

$$C \geq 0,67; \quad \text{div}(\vec{W}) \leq 0; \quad \dot{\epsilon}_{\xi\xi} < 0; \quad \dot{\epsilon}_{\chi\chi} < 0; \quad (3)$$

2) $K = 0$ при невыполнении хотя бы одного из условий (3);

где $K_0 = 10^{10} \text{ кг} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$; $\dot{\epsilon}_{\xi\xi}$, $\dot{\epsilon}_{\chi\chi}$ – инварианты тензора скоростей деформаций, соответствующие осям ξ , χ эллипса деформаций; C – сплочённость льда; W – скорость дрейфа.

Отличительная особенность деформирования пластических сред – наличие порогового механизма, т.е. среда деформируется при достаточно больших внешних нагрузках. Если напряжения, возникающие в ледяном покрове под влиянием пространственной неоднородности дрейфа, превышают некоторый предел, то это может привести к торошению. В данном случае этот предел оценивается как устойчивость ледяной пластины, лежащей на упругом основании, по отношению к продольному изгибу [11]. Если в данной ячейке происходит накопление «лишнего» объёма льда (свыше 10 баллов), то это означает торошение. Однако когда напряжение недостаточно, то, чтобы накопление лишнего объёма не происходило, применяется специальный искусственный приём, заключающийся в итеративной коррекции поля дрейфа в соответствии с условием $\text{div}(\vec{W}) \geq 0$.

Описанный принцип, по существу, имитирует пластическое поведение ледяного покрова.

На твёрдой границе при нажимном дрейфе нормальная к берегу компонента равна нулю, касательная компонента дрейфа трансформируется в зависимости от угла между направлением дрейфа и направлением береговой черты. На жидкой границе напряжения равны нулю. На границах расчётной области при дрейфе, направленном внутрь расчётной области, градиенты сплочённости (общей и частной) и скорости равны нулю; при выносном дрейфе градиенты сплочённости и скорости на границе равны соответствующим градиентам в ближайшей внутренней ячейке.

Особенности численной реализации модели

Расчётная область модели аппроксимируется регулярной равноплощадной сеткой. Шаг сетки может варьировать в зависимости от размеров расчётной области: от 5 км для небольших заливов, проливов и т.п. до 50 км для Северного Ледовитого океана в целом. Временной шаг модели для тепловых процессов в воде и льду составляет 12 часов, для динамических — 10 минут, что соответствует условию Куранта. Ледяной покров представлен набором маркеров, каждый из которых характеризуется пространственными координатами в декартовой системе, толщиной, прибавкой толщины за счёт торосов, разрушенностью и скоростью. Дрейф льда рассчитывается как «средний по ячейке» (эйлеровский подход), а перемещение — «персонально» для каждого маркера (лагранжевский подход):

$$x_{t+\Delta t} = x_t + W_x \Delta t \quad y_{t+\Delta t} = y_t + W_y \Delta t,$$

где $x_t, y_t, x_{t+\Delta t}, y_{t+\Delta t}$ — декартовы координаты маркера в моменты времени t и $t + \Delta t$ соответственно; Δt — временной шаг модели.

Зная общее число маркеров в данной ячейке, а также распределение маркеров по толщинам, элементарно определяются общая и частная сплочённости льда в этой ячейке:

$$C_{tot} = N_{tot}/N_{max};$$

$$C_{pi} = N_{pi}/N_{max}, \quad (4)$$

где C_{tot} — общая сплочённость льда; N_{tot} — общее число маркеров; N_{max} — максимально возмож-

ное число маркеров; C_{pi} — частная сплочённость i -й возрастной градации; N_{pi} — число маркеров, толщина которых соответствует i -й возрастной градации.

Понятно, что при этом автоматически выполняются следующие условия:

$$N_{tot} = \sum_{i=1}^m N_{pi}; \quad C_{tot} = \sum_{i=1}^m C_{pi},$$

где m — число возрастных градаций, принятых в данной модели.

В принципе, максимально возможное число маркеров N_{max} может быть любым, так как маркеры — это условные льдины, имеющие единичную площадь. В данной модели принято, что N_{max} равно 20. Тогда модель позволяет определять сплочённость с точностью до 0,05 (или 0,5 балла), т.е. с традиционной точностью оценки сплочённости. Параметр m (число возрастных градаций и соответственно градаций толщины льда) формально также может быть любым. В данной модели приняты следующие возрастные градации льда: молодой лёд (включая нилас, серый лёд, серо-белый лёд); однолетний тонкий лёд, однолетний средний лёд, однолетний толстый лёд, двухлетний лёд и многолетний лёд, т.е. $m = 6$.

Как уже отмечалось, если сплочённость льда в ячейке превышает 10 баллов ($N_{tot} > 20$) и при этом напряжения становятся выше критического значения, то происходит торошение. Это означает, что маркеры, имеющие наименьшую толщину, «выторашиваются», т.е. исключаются из дальнейшего расчёта, а их суммарная толщина равномерно распределяется среди оставшихся маркеров данной ячейки как прибавка толщины за счёт торосов. Число выторашиваемых маркеров определяется разностью между общим числом маркеров N_{tot} и максимально возможным числом маркеров N_{max} , равным, как отмечалось ранее, 20.

Разрушенность льда — это условная нефизическая величина, характеризующая стадию таяния льда. Разрушенность традиционно оценивается в баллах в соответствии с 5-балльной шкалой. В отечественной литературе предлагается несколько эмпирических формул, устанавливающих соответствие между баллом разрушенности и толщиной стаявшего слоя льда. В данной модели за основу принят простейший

принцип линейной связи между разрушенностью и изменением толщины льда:

$$M_{t+\Delta t} = 5 - \frac{(5 - M_t) H_{t+\Delta t}}{H_t}, \quad (5)$$

где $M_{t+\Delta t}$, M_t , $H_{t+\Delta t}$, H_t – разрушенность и толщина льда в моменты времени t и Δt соответственно.

Прибавка толщины льда за счёт торосов и разрушенность льда определяются не по отдельным возрастным градациям, а осредняются по всем маркерам в данной ячейке. Термическое изменение толщины рассчитывается отдельно для каждого маркера. После расчёта изменения толщины маркеров выполняются: оценка частной сплочённости по стандартным возрастным градациям по формуле (4); оценка средней толщины льда каждого возраста; оценка разрушенности льда по формуле (5). Расчёт сил внутреннего взаимодействия основан на эйлеровском подходе, т.е. напряжения в ледяном покрове определяются для ячейки в целом. Использование метода маркеров позволяет автоматически выполнять условие сохранения массы и полностью исключить проблемы, связанные с вычислительной вязкостью.

Постановка начальных условий

Исходными данными для составления ледового прогноза служат электронные ледовые карты в формате ГИС ArcMap, которые составляются на основе спутниковых снимков и матрицы среднесезонных полей температуры и солёности воды на стандартных горизонтах [12]. В зимний период электронные ледовые карты содержат информацию о сплочённости (общей и частной) и возрастном составе ледяного покрова, в летний – только об общей сплочённости. Технология прогноза позволяет автоматически преобразовывать эту информацию из формата ГИС ArcMap в формат численной модели, при этом пропуски в исходных данных восполняются путём привлечения результатов предыдущего прогноза, данных наблюдений на береговых гидрометеорологических станциях, донесений с проходящих судов, а также экспертных знаний о ледовом режиме региона.

Отметим, что электронные ледовые карты в формате ГИС, основанные на спутниковых

данных, не содержат информацию о толщине, торосистости и разрушенности льда в явном виде. Этот пробел восполняется следующим образом. В зимний период при отсутствии данных предыдущего прогноза толщина льда каждой возрастной градации принимается равной середине стандартного диапазона толщины данной возрастной градации. Например, для однолетнего тонкого льда диапазон толщин – от 30 до 70 см, в соответствии с этим толщина однолетнего тонкого льда принимается равной середине диапазона, т.е. 50 см. В летний период при отсутствии данных предыдущего прогноза толщина льда в данной точке рассчитывается с помощью эмпирической методики, предложенной в работе [8]. Согласно этой методике, для оценки толщины льда в летний период используются: средняя климатическая толщина льда в данной точке в момент сезонного максимума; время, прошедшее после начала таяния; сплочённость льда в данной точке. Соотношение между получившейся толщиной льда и климатической толщиной в момент сезонного максимума позволяет с помощью формулы (3) оценить разрушенность льда на момент составления прогноза (расчёта). При наличии предыдущего прогноза толщина, торосистость и разрушенность льда берутся из его результатов.

Подготовка начальных условий состояния вод океана заключается в коррекции среднего климатического поля температуры воды в соответствии с фактическим распределением ледяного покрова. В качестве нулевого приближения исходных данных по термохалинной структуре моря используются средние сезонные поля температуры и солёности воды на стандартных горизонтах [12]. Для получения соответствия между полем температуры воды и фактическим распределением ледяного покрова на момент составления прогноза применяется специальная процедура коррекции. В зонах отсутствия льда температура воды в пределах ВКС рассчитывается по формуле

$$T = 8,7 - 8,7 \exp(-2 \cdot 10^{-6} R^2), \quad (6)$$

где R – расстояние от рассматриваемой точки до кромки льда, км.

В зонах наличия льда применяется несколько иной подход. Сначала рассчитывается условная температура воды T_* , зависящая от расстоя-

ний между рассматриваемой точкой и кромкой льда и рассматриваемой точкой и границей 10-балльного льда:

$$T_r = \Theta \left(1 - \frac{R_{10}}{R_{10} + R_0} \right), \quad (7)$$

где Θ — температура замерзания воды; R_{10} и R_0 — соответственно расстояния от рассматриваемой точки до границы 10-балльного льда и до кромки льда.

Затем вводится поправка на сплочённость льда в рассматриваемой точке:

$$\begin{aligned} T &= T_r - 2T_r(0,5 - C_{tot}) \text{ при } C_{tot} < 0,5; \\ T &= T_r + 2(T_r - \Theta)(0,5 - C_{tot}) \text{ при } C_{tot} \geq 0,5, \end{aligned} \quad (8)$$

где C_{tot} — общая сплочённость льда.

Из формул (6)–(8) легко увидеть, что в зонах отсутствия льда температура воды непосредственно у кромки равна 0 °С, затем, по мере удаления от кромки, температура экспоненциально возрастает, но не превышает 8,7 °С. Это ограничение, отчасти искусственное, не может внести существенную погрешность, так как в арктических морях температура воды достигает значений близких к 8–9 °С на столь значительном удалении от кромки, что это не может повлиять на качество краткосрочного ледового прогноза. Применительно к зонам, где присутствует лёд, формулы (7) и (8) отражают следующие закономерности: 1) чем ближе к «чистой воде», тем вода теплее, а непосредственно на кромке температура достигает 0 °С; 2) чем ближе к сплошным льдам, тем вода холоднее, а непосредственно на границе 10-балльных льдов температура достигает точки замерзания; 3) чем выше сплочённость, тем вода холоднее, причём в зонах, покрытых сплошным льдом, температура воды равна температуре замерзания, а в зонах минимальной сплочённости температура воды близка к 0 °С.

Порядок оценки достоверности прогнозов

Оценка достоверности прогнозов обычно выполняется по сплочённости льда (общей и частной), так как это единственный параметр ледяного покрова, который надёжно определяется по спутниковому снимку и практически всегда чётко и однозначно указывается на ледовых

картах. Для оценки качества расчётов сплочённости льда использовались две характеристики, рекомендуемые руководящим документом [6, 7]: оправдываемость и эффективность.

Под *оправдываемостью прогноза* понимается величина

$$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n p_i \cdot 100\%,$$

где p_i — оправдываемость прогноза в i -й ячейке (равна либо единице, либо нулю); n — число ячеек сетки, в которых проводится сопоставление; если ошибка прогноза в i -й ячейке не превышает предельно допустимую величину, то $p_i = 1$, в противном случае — 0.

Под *эффективностью прогноза*, заблаговременность которого не превышает 15 суток, понимается величина

$$E = P - P_{inert},$$

где P_{inert} — оправдываемость так называемого инерционного прогноза.

Инерционный прогноз — это предположение, что к концу прогностического срока значение прогнозируемой характеристики будет таким, как в начале, т.е. в момент составления прогноза. Оправдываемость инерционного прогноза получается путём сравнения фактических начальных и фактических конечных значений исследуемого элемента, причём используются те же формальные процедуры, что и при оценке оправдываемости модельного прогноза. Для признания прогноза удовлетворительным необходимо, чтобы оправдываемость была не менее 75%, а эффективность — положительной. Если хотя бы одно из этих условий не выполняется, то данный прогноз считается неудачным. Если же такие «неудачи» имеют систематический характер, т.е. оправдываемость и эффективность, осреднённые по достаточно большому числу прогнозов, не удовлетворяют упомянутым условиям, то метод в целом не может применяться для прогностического обеспечения.

Результаты оценок достоверности прогнозов

Оперативное обеспечение морских операций краткосрочными численными ледовыми прогнозами с помощью настоящей модели началось в 2001 г. Первые прогнозы составлялись

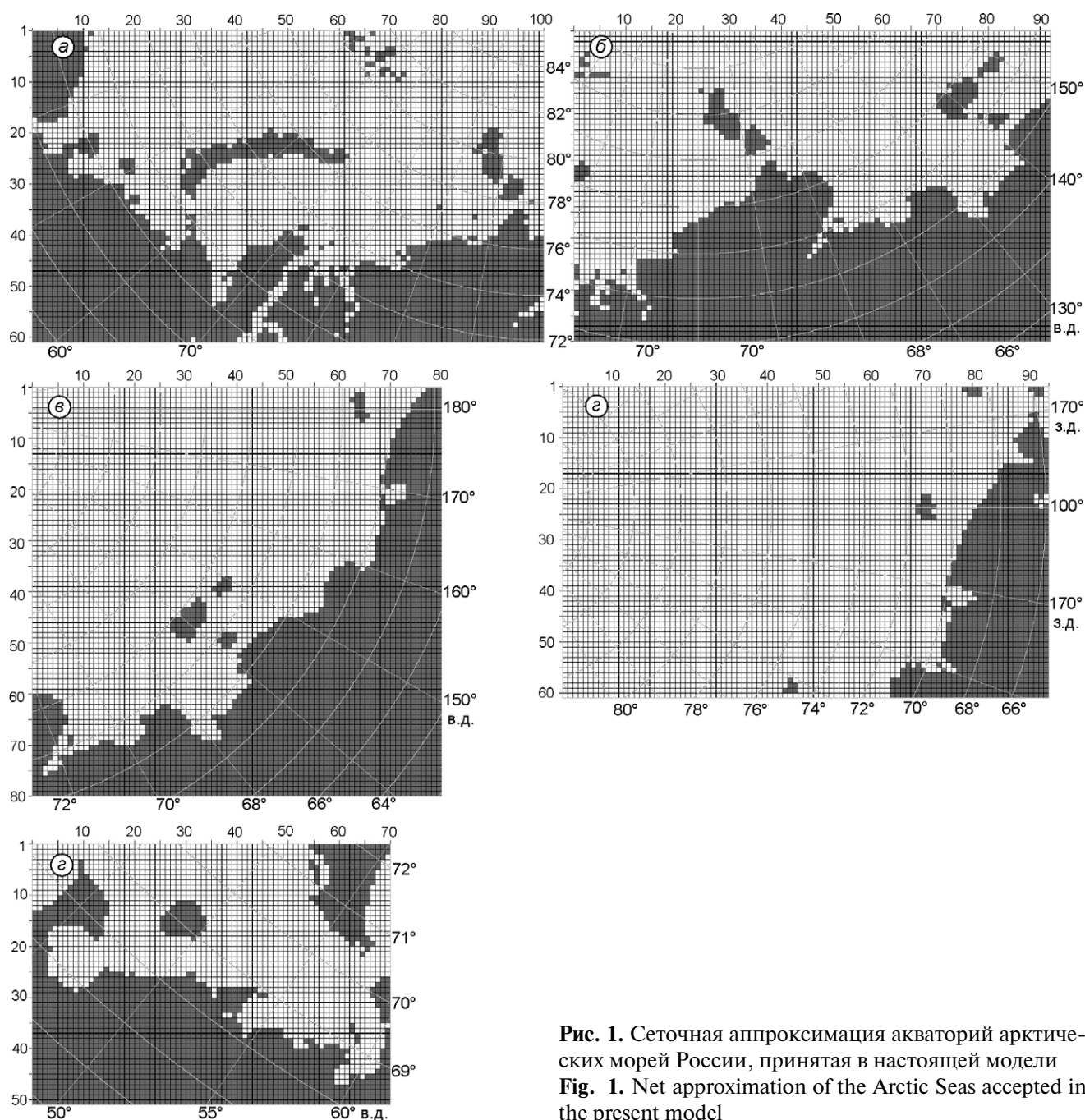


Рис. 1. Сеточная аппроксимация акваторий арктических морей России, принятая в настоящей модели

Fig. 1. Net approximation of the Arctic Seas accepted in the present model

по Печорскому морю, с 2002 г. — по Баренцеву и Карскому морям, с 2003 г. — по морям Лаптевых, Восточно-Сибирскому и Чукотскому. Расчётные области модели построены таким образом, что каждый модельный регион «захватывает» два соседних моря: Баренцево—Карское моря, Карское—море Лаптевых, Лаптевых—Восточно-Сибирское море и Восточно-Сибирское—Чукотское моря (рис. 1). Поскольку все эти регионы имеют примерно одинаковый геогра-

фический масштаб, шаг сетки во всех случаях составлял 25 км. Помимо упомянутых «сдвоенных» регионов, модель адаптирована к Печорскому морю как отдельному модельному региону (шаг сетки равен 10 км).

В таблице представлены обобщённые за все годы результаты оценок достоверности прогнозов общей и частной сплочённости льда по каждому модельному региону. Анализ таблицы позволяет сделать ряд важных выводов.

Обобщённые результаты оценок достоверности краткосрочных прогнозов общей и частной сплочённости льда (молодой и однолетний лёд)*

Регион	Общая сплочённость	Молодой лёд	Однолетний лёд		
			тонкий	средний	толстый
Баренцево—Карское море	92,6**/3,0	85,2/2,0	90,9/3,1	94,7/2,6	98,5/1,3
Печорское море	88,2/4,1	80,1/2,7	85,8/3,7	94,7/1,9	—
Карское—море Лаптевых	93,1/3,2	86,2/2,0	95,1/2,8	98,1/1,2	96,1/2,0
Лаптевых—Восточно-Сибирское море	93,0/4,3	85,1/1,9	97,5/2,0	—	—
Восточно-Сибирское—Чукотское море	90,9/4,5	—	—	—	—
<i>Среднее</i>	91,6/3,8	84,2/2,1	92,3/2,9	95,8/1,9	97,3/1,6

*Прочерки в таблице обусловлены следующими обстоятельствами: 1) в Печорском море однолетние толстые льды вообще не встречаются; 2) прогнозы по региону Лаптевых—Восточно-Сибирское моря составлялись только летом и в начальный период зимы, когда однолетних средних и однолетних толстых льдов ещё нет; 3) прогнозы по региону Восточно-Сибирское—Чукотское моря составлялись только летом, когда определяется только общая сплочённость льда. **В числителе приводится оправдываемость, в знаменателе — эффективность.

1. Оправдываемость прогнозов высокая — от 85 до 97%, т.е. модель достаточно адекватно воспроизводит природный процесс.

2. Эффективность прогнозов в основном устойчиво положительная, хотя и не столь значительная — от 1,5 до 4,5%. Это означает, что в среднем в течение 2—5 суток состояние ледяного покрова на 80—90% остаётся неизменным, т.е. ледяной покров — довольно консервативная среда.

3. По мере увеличения возраста льда (от молодых до однолетних толстых) оправдываемость прогнозов увеличивается (с 84,2 до 97,3%), эффективность сначала тоже увеличивается (с 2,1 до 2,9%), а затем снижается (до 1,6%). Это показывает, что молодые льды — наименее инерционная составляющая ледяного покрова и прогноз частной сплочённости молодых льдов весьма сложен. Но чем толще лёд, тем он менее подвижен, более инерционен, и прогноз частной сплочённости становится более успешным. Вместе с тем рост инерционности приводит к снижению эффективности прогнозов. Исключение составляют однолетние тонкие льды: при высокой оправдываемости (более 92%) отмечается сравнительно высокая эффективность (почти 3%).

4. Эффективность прогнозов общей сплочённости льда оказалась наибольшей (почти 4%), хотя оправдываемость примерно соответствует общему фону (около 92%). Этот результат можно объяснить тем, что основная часть прогнозов приходится на летний период, когда общая сплочённость действительно характеризуется низкой инерционностью.

Как уже отмечалось, заблаговременность прогнозов обычно варьирует в диапазоне 1—5 суток.

Вопрос о влиянии заблаговременности на достоверность прогнозов вызывает определённый интерес. Специально выполненный анализ показал, что увеличение заблаговременности прогнозов приводит к снижению оправдываемости (в среднем примерно на 0,8% на каждые сутки) и росту эффективности (примерно на 0,6% на каждые сутки). Это понятно: чем выше заблаговременность, тем больше ошибок содержит прогноз, что и вызывает снижение оправдываемости. Однако с ростом заблаговременности оправдываемость инерционного прогноза снижается ещё резче, т.е. с каждым сутками отличия между начальными условиями (на момент составления прогноза) и контрольными условиями (на момент проверки прогноза) нарастают всё с большей скоростью. Это и приводит к росту эффективности прогнозов. Получается, что наиболее оптимальное сочетание эффективности и оправдываемости имеют прогнозы заблаговременностью 2—4 суток. При меньшей заблаговременности недостаточно высока эффективность, а при большей — оправдываемость.

Наконец, интересная закономерность проявляется при анализе сезонного хода достоверности прогнозов (рис. 2). На этом рисунке показан осреднённый сезонный ход оправдываемости и эффективности прогнозов общей сплочённости льда (сплошные линии) и оправдываемости и эффективности прогнозов частной сплочённости, осреднённых по всем возрастным градациям (пунктирные линии) в регионе Баренцева и Карского морей. Как видно, сезонный ход оправдываемости общей сплочённости имеет два выраженных минимума: в начале зимы (ок-

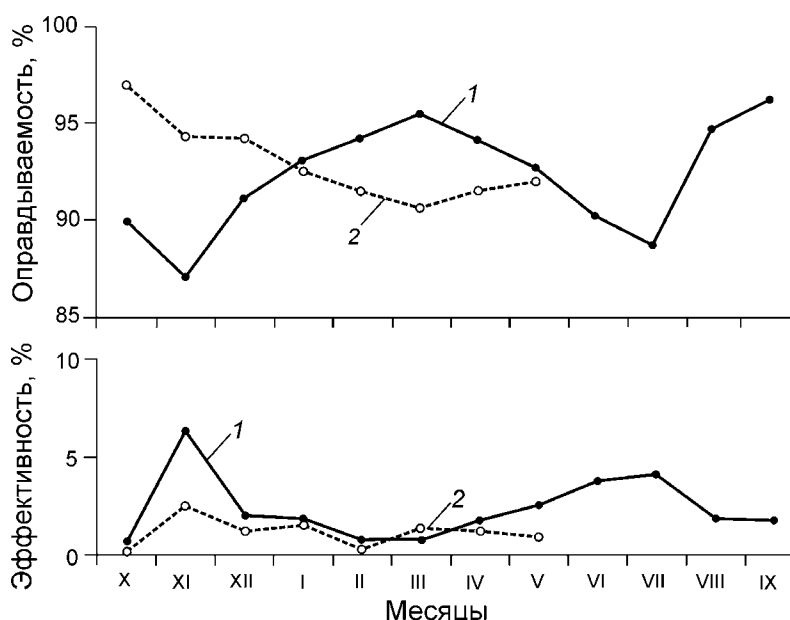


Рис. 2. Сезонный ход оправдываемости и эффективности прогнозов общей сплочённости льда (1) и оправдываемости и эффективности обобщённых прогнозов частной сплочённости (2) в регионе Баренцево–Карское моря

Fig. 2. Seasonal time-progress of the skill score and effectiveness of the total ice concentration forecasts (1) and generalized skill score and effectiveness of the partial ice concentration forecasts (2) in the Barents–Kara Seas

тябрь–декабрь) и в начале лета (июнь–июль). Эти минимумы объясняются тем, что именно в эти периоды происходят наиболее резкие изменения площади льда, поэтому ошибки прогнозов проявляются чаще. Но в эти же самые периоды наблюдаются максимумы эффективности: чем резче изменения фактических условий, тем ниже достоверность инерционного прогноза и тем выше эффективность модельных прогнозов. В середине и в конце зимы (январь–май), а также в конце лета (август–сентябрь) площадь льда и положение кромки несколько стабилизируются, число ошибок прогнозов снижается и оправдываемость возрастает. Однако эта относительная стабильность приводит к снижению эффективности прогнозов.

Что касается частной сплочённости, то здесь картина несколько иная. В начале зимы, как уже отмечалось, площадь льдов меняется довольно быстро, однако их возрастной состав весьма прост: преобладают молодые льды плюс некоторые включения остаточных. Это обстоятельство обуславливает сравнительно высокую оправдываемость прогнозов частной сплочённости при сравнительно высокой эффективности (за счёт изменения площади льдов). Затем, по мере раз-

вития ледяного покрова, площадь льдов стабилизируется, но возрастной состав начинает усложняться: молодые льды переходят в однолетние тонкие, те, в свою очередь, в однолетние средние и т.д. Из-за этих изменений ошибки прогнозов возрастают, что приводит к снижению оправдываемости, но эффективность остаётся примерно на том же уровне. В конце зимы, когда тепловые изменения ледяного покрова минимальны, происходит общая стабилизация и по площади льдов, и по возрастному составу. В результате оправдываемость прогнозов несколько возрастает, а вот эффективность снижается. Таким образом, оправдываемость и эффективность меняются примерно в противофазе: в периоды относительной стабильности оправдываемость растёт, а эффективность снижается, а в периоды повышенной изменчивости – наоборот.

Оценки режимных характеристик ледяного покрова по результатам модельных расчётов

В рамках настоящего исследования была предпринята попытка получить режимные характеристики параметров ледяного покрова арктических морей России на примере сжатия льда,

которое, как известно, относится к категории опасных природных явлений. В качестве «географического» полигона был использован регион Баренцево—Карское моря, наиболее хорошо обеспеченный фактическими данными. Абсолютные значения сжатия могут меняться в очень широких пределах и порой достигают весьма значительной величины, равной прочности самого льда и сопоставимой с прочностью инженерных объектов, что может привести (а иногда приводит) к их повреждению и даже разрушениям.

Основные причины возникновения сжатия льдов — различия в скорости и направлении дрейфа. Направление, степень, площадь распространения и продолжительность действия сжатий зависят от пространственно-временной изменчивости внешних сил, действующих на ледяной покров (ветер, течения, приливо-отливные явления, наклон уровня моря), а также от неоднородности свойств самого ледяного покрова (толщина и торосистость льда). Кроме того, исключительное значение при формировании неоднородностей поля дрейфа льда имеют препятствия — берега, острова, стамухи, припай. Для решения поставленной задачи по выбранному региону моря был подготовлен набор электронных ледовых карт, отражающих среднемноголетнее состояние ледяного покрова в каждом месяце, т.е. 12 карт. В качестве данных атмосферного форсинга используются архивы популярного исторического ре-анализа NCEP-NCAR. Мы выбрали три года, относящиеся к типу тёплых, средних и холодных. Критерий выбора — суммы накопленных отрицательных температур. Затем для каждого месяца и каждого типа сезона выполнена месячная расчётная серия с дискретностью записи результатов 12 часов. Это позволило получить для каждого месяца от 168 до 186 (в зависимости от продолжительности месяца) модельных значений сжатий льда в каждой ячейке сетки.

Модельные значения сжатия льда, полученные в физических единицах (кПа), переводились во внесистемные единицы, соответствующие традиционным баллам: а) сжатие менее 10 кПа — 0 баллов («отсутствие сжатия»); б) сжатие от 10 до 40 кПа — 1 балл («слабое сжатие»); в) сжатие от 40 до 80 кПа — 2 балла («среднее сжатие»); г) сжатие более 80 кПа — 3 балла («сильное сжатие»). В результате обработки модельных резуль-

татов для каждого месяца получены цифровые матрицы, отражающие вероятность проявления сжатия заданной интенсивности (слабое, среднее, сильное). Расчёты показали, что в Баренцевом море можно выделить две основные зоны проявления сжатий:

1) северо-восточная часть (примерно между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа). Этот район отличается чрезвычайно активной динамикой льда, что приводит к формированию сжатий;

2) юго-восточная часть (Печорское море). Здесь основную роль в формировании сжатий играют берега, острова, кромки припая, т.е. препятствия на пути дрейфа льда. Конфигурация береговой черты такова, что при ветрах западной четверти значительные массы дрейфующего льда оказываются в своеобразном «мешке», в результате в ледяном покрове возникают значительные напряжения.

Наиболее интенсивные сжатия встречаются в Баренцевом море в середине зимы (январь—март). В этот период слабые сжатия распространены здесь практически по всей акватории моря (естественно, за исключением юго-западного «угла», где льда вообще нет), в основном с вероятностью от 20 до 40%. В восточной части Печорского моря, в Чёшской губе и у отдельных участков побережья Новой Земли вероятность слабых сжатий может достигать 50—60%. В северо-восточной части Баренцева моря вероятность слабых сжатий в основном составляет 40—60%, а местами достигает 65—70%. Вероятность сжатий средней силы практически нигде не превышает 20%. Основные области локализации сжатий средней силы — южная часть Баренцева моря: подходы к проливам Карские Ворота и Югорский Шар, Поморский пролив, Чёшская губа, а также северо-восточная часть моря (между Новой Землёй и Землёй Франца-Иосифа). Вероятность сильных сжатий лишь в отдельных небольших районах превышает 5—10%. Это — западное побережье островов Колгуев и Вайгач, юго-западное побережье Новой Земли и область, примыкающая к Земле Франца-Иосифа.

В Карском море слабые сжатия вероятностью 20—40%, а местами — до 40—60% характерны для всей акватории в течение всего зимнего сезона. Средние и сильные сжатия в основном сосредоточены в северо-восточной части моря, реже — в юго-западной. Вероятность средних

сжатий редко превышает 20%, вероятность сильных сжатий — не более 5–10%. Отметим, что, как и в Баренцевом, в Карском море к концу зимы интенсивность сжатий несколько снижается, хотя именно к этому времени толщина льда достигает сезонного максимума. Это снижение обусловлено тем, что с ростом толщины льда снижается скорость его дрейфа, т.е. лёд становится менее подвижным. Видимо, именно в середине зимы складываются условия, наиболее благоприятные для возникновения сжатий: с одной стороны, толщина льда уже достигает значительных величин (около 1 м), с другой стороны — лёд ещё достаточно мобилен.

В этот период в Карском море слабые сжатия охватывают всю акваторию за исключением районов, занятых припаем. К западу от 65-го меридиана вероятность слабых сжатий составляет 20–40%, к востоку — 40–60%. В самой северной части моря вероятность слабых сжатий местами достигает 60–80%. Сжатия средней силы встречаются практически по всей акватории Карского моря, однако их вероятность в основном не превышает 5–20%. Исключение составляет полоса шириной 50–300 км, протянувшаяся примерно от середины створа о. Белый — мыс Желания на северо-восток до середины створа Северная Земля — Земля Франца-Иосифа. Вероятность сжатий средней силы в этой полосе составляет 20–40%. Вероятность сильных сжатий в Карском море в основном не превышает 5%, однако в упомянутой полосе она может достигать 5–20%. Такая локализация сжатий связана с тем, что эта полоса представляет собой стрежень преобладающего в Карском море потока льда, идущего из юго-западной части на северо-восток и далее вливающегося в Центральный Арктический Бассейн. На рис. 3 показаны карты вероятности проявлений сжатий различной интенсивности в Баренцевом и Карском морях в середине зимы.

Обсуждение результатов

В рамках настоящей работы, во-первых, обобщён опыт оперативного квазирегулярного краткосрочного прогнозирования ледовых условий в арктических морях России, которое выполняется в ААНИИ с 2002 по 2014 г., и, во-вторых, сделана попытка получить режим-

ные характеристики сжатий льда в Баренцевом и Карском морях, основываясь на результатах численного моделирования. Опыт составления краткосрочных численных прогнозов показал, что в целом модель позволяет получить вполне адекватное представление о ледовых условиях, ожидаемых в ближайшие 1–5 суток. Оправдываемость прогнозов достаточно высока, эффективность — устойчиво положительна. Зависимость достоверности прогнозов от их заблаговременности, а также сезонный ход достоверности в принципе соответствуют здравому смыслу: чем больше заблаговременность прогноза, тем ниже оправдываемость и выше эффективность, а в сезонном плане в периоды относительной стабилизации ледовых условий повышается оправдываемость прогнозов и снижается эффективность, а в периоды повышенной изменчивости — наоборот.

Однако нельзя не отметить, что по некоторым позициям результаты прогнозов, хотя и удовлетворяют формальным требованиям, оставляют желать лучшего. В первую очередь это относится к прогнозам частной сплочённости молодых льдов, оправдываемость которых ниже остальных на 7–13%. Такой результат связан с повышенной изменчивостью наиболее тонких льдов, которая обусловлена двумя наиболее вероятными причинами: а) молодые льды локализованы в основном в прикромочных областях, где происходят постоянные изменения: интенсивный дрейф, ледообразование, частичное таяние и т.д.; б) вдали от кромок дрейф льда сопровождается дивергенцией, из-за которой появляются разрывы (разводья, полыньи и т.п.), быстро покрываемые молодыми льдами, и конвергенцией, которая приводит к выторашиванию в первую очередь молодых льдов. Логично предположить, что модель не всегда адекватно воспроизводит эти явления. Однако с практической точки зрения молодые льды наименее интересны, что в какой-то мере смягчает негативный эффект, обусловленный не слишком высокой достоверностью прогнозов молодых льдов.

Расчёт вероятностных характеристик сжатия льдов в Баренцевом и Карском морях, выполненный на основе результатов моделирования, показал принципиальную возможность использования представленной модели для получения режимно-статистических оценок. К сожалению,

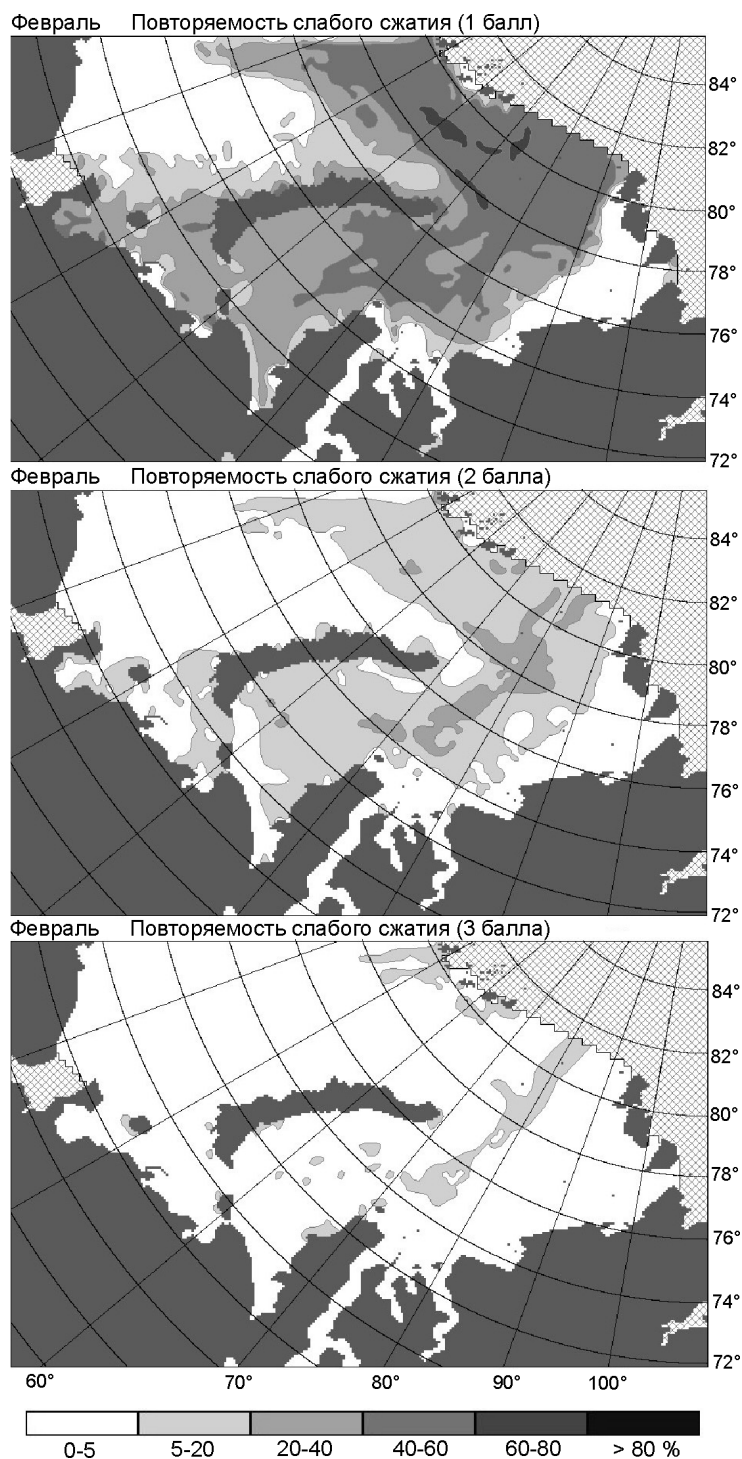


Рис. 3. Повторяемость сжатий в Баренцевом и Карском морях в середине зимы
Fig. 3. Frequency of occurrence of ice pressure in the Barents and Kara Seas in the middle of winter

имеющихся данных наблюдений по сжатиям недостаточно для полноценного количественного сопоставления расчётных и фактических сжатий. Тем не менее, полученные результаты в целом, по крайней мере качественно, непроти-

воречивы. В пользу такого утверждения свидетельствует то, что они в принципе согласуются с некоторыми достоверными фактами, а именно:

1) получившиеся функции распределения интенсивности сжатий соответствуют за-

кономерности, известной из наблюдений: слабые сжатия имеют наибольшую повторяемость, сильные — наименьшую;

2) получившиеся поля сжатий соответствуют конфигурации берегов и припая, направлениям господствующих ветров и самое главное — существующим представлениям о генеральной схеме дрейфа льдов в Баренцевом и Карском морях.

Второй пункт заслуживает дополнительного комментария. Во многих замерзающих бассейнах конфигурация берегов, будучи «постоянно действующим» фактором, играет определяющую роль в режиме сжатий, тогда как все остальные факторы (ветры, течения и т.д.) изменчивы. Действительно, сжатия, связанные с влиянием берегов, бывают очень сильны, но проявляются они лишь при нажимном дрейфе. Однако в Карском море нажимной дрейф — не преобладающий, наоборот, чаще отмечается вынос льдов с юга на север через створ Новая Земля — Северная Земля. Льды, движущиеся из юго-западной части моря, огибают Новую Землю и несколько отклоняются вправо (к востоку), а льды, движущиеся из притаймырской части моря, огибают Северную Землю и несколько отклоняются влево (к западу). Получается своего рода сужение сечения потока, в результате чего в центральной части створа Новая Земля — Северная Земля возникает область повышенной вероятности сжатий, тогда как вблизи берегов и границ припая сжатия имеют меньшую повторяемость.

Несколько неожиданный, но вполне логичный результат свидетельствует, что наиболее интенсивные сжатия происходят не в конце зимы, когда ледяной покров достигает сезонного максимума, а в середине. Это связано, как отмечалось ранее, с оптимальным сочетанием таких параметров, как толщина и мобильность льда. Действительно, в начале зимы лёд имеет высокую подвижность, но незначительную толщину, в конце зимы — наоборот: большая толщина обуславливает малую подвижность. В середине зимы уже довольно значительная толщина сочетается с ещё сохраняющейся мобильностью. Аналогичный вывод даётся в работе [5], где показано, что наиболее сильные сжатия характерны для однолетних средних льдов, толщина которых составляет от 0,7 до 1,2 м, они преобладают в арктических морях в период с января по март.

Таким образом, численное моделирование короткопериодной изменчивости ледяного покрова — мощный инструмент, позволяющий прогнозировать состояние льда на несколько суток вперёд. Это существенно облегчает проведение различных морских операций, а также даёт возможность оценивать режимные характеристики ледяного покрова, что имеет большое практическое значение для проектирования долговременных инженерных объектов в условиях дефицита данных наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) в рамках Целевой научно-технической программы «Научно-исследовательские, опытно-конструкторские, технологические и другие работы для государственных нужд в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды» на 2014–2016 годы.

Литература

1. *Аппель И.Л., Гудкович З.М.* Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. Л.: Гидрометеиздат, 1992. 143 с.
2. Атлас Арктики / Под ред. А.Ф. Трешникова. М.: изд. ГУГК при СМ СССР, 1985. 204 с.
3. *Гудкович З.М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов. СПб: Гидрометеиздат, 2001. 112 с.
4. *Доронин Ю.П.* Взаимодействие океана и атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.
5. *Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б.* Оценка экстремальных значений дрейфа и сжатий льда по результатам численного моделирования // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 4. URL: www.science-education.ru/104-6706 (дата обращения: 20.06.2013).
6. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 56 с.
7. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. III. М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. 102 с.
8. *Никифоров А.Е.* Метод автоматической коррекции расчётных полей толщины и сплочённости ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1987. Т. 402. С. 139–145.
9. *Николаева А.Я., Шестериков Н.П.* Метод расчёта ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 143–217.
10. *Фролов И.Е.* Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Тр. ААНИИ. 1981. Т. 372. С. 73–81.

11. Хейсин Д.Е., Ивченко В.О. Распространение ледовых сжатий в сплошных льда // Океанология. 1975. Т. 15. № 5. С. 803–812.
12. Conkright M.E., Locarnini R.A., Garcia H.E., O'Brien T.D., Boyer T.P., Stephens C., Antonov J.I. World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics and Figures. Silver Spring, MD: 2002. CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center. 17 p.
13. Foreman M.G.G. Manual for tidal heights analysis and prediction // Pacific Marine Science Report. 1996. 77–10. 58 p.
14. Gill A.E. Atmosphere–Ocean Dynamics. Academic Press. International Academic Series. 1982. V. 30. 662 p.
15. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Research Letters. 2004. V. 31. Issue 2. Article first published online: 24 JAN 2004. doi:10.1029/2003GL019003.
16. Rosati A., Miyakoda K. A general-circulation model for upper-ocean simulation // Journ. of Physical Oceanography. 1988. № 18. P. 1601–1626.
17. Zillman J.W. Study of some aspects of the radiation and heat budgets of the Southern Hemisphere oceans // Bureau of Meteorology. 1972. Report 26. P. 44–62.

Summary

In early 2000s, the numerical model of ice cover evolution specially intended for the short-range ice forecasts in Russian Arctic and non-Arctic freezing Russian seas had been developed. The forecast of the thermo-haline structure is based on the equations of heat and salinity budgets integrated within the upper quasi-homogeneous layer. The boundary conditions are parameterized by the heat and salt fluxes through the sea surface and lower boundary of the upper quasi-homogeneous layer. The forecast of the ocean dynamics is based on the non-stationary ocean model consisting of equations of continuity

and motion balance in the hydrostatic approximation with boundary conditions traditional for similar type of models. The thermal evolution of ice cover is calculated on the basis of the heat balance equation of the two-layer medium «snow–ice». The basic condition of the model is equality of heat fluxes passing through the ice and snow.

Forecasting of the ice cover dynamics is based on the non-stationary equation of the motion balance. The tangential stresses on the upper and lower ice surfaces are calculated using the square-law; forces of internal interaction within the ice cover are described by the viscous-plastic rheological model. Quality of the ice forecasts is estimated using two parameters: the skill score (a ratio of number of grid cells with adequate forecast to a total number of all grid cells) and efficiency (advantage of the model forecast relative to the inertial forecast).

The authors' experience of the operational short-range forecasting did show that, in general, the model allowed obtaining quite adequate pattern of the ice conditions expected within the nearest 1–5 days. The forecast skill score is enough satisfactory, and the efficiency is steadily positive. Increase of the forecast advance period results in decrease of the skill score and growth of the efficiency. Periods of relative stabilization of the ice conditions are characterized by higher skill score and lower efficiency, while the intensive variability of ice conditions results in the opposite picture. Statistical processing of results of the retrospective model simulations made possible to reveal zones of higher probability of the ice compressions in the Barents and Kara Seas. As for seasonal variability, the most significant occurrence of the ice compressions is typical for middle of winter due to the optimal combination of ice thickness and its mobility.

Палеогляциология

УДК 551.324.63

doi:10.15356/2076-6734-2015-3-97-106

История ледника Алибек по данным дистанционного зондирования, биоиндикации, ^{14}C и ^{10}Be датирования

© 2015 г. И.С. Бушueva¹, О.Н. Соломина^{1,2}, В. Жомелли³¹Институт географии РАН, Москва; ²Томский государственный университет;³Университет Париж 1 Пантеон-Сорбонна, Национальный центр научных исследований, Франция
irinasbushueva@gmail.com

History of Alibek Glacier based on Earth remote sensing images, bioindication and cosmogenic isopotes (^{14}C and ^{10}Be)

I. Bushueva¹, O. Solomina^{1,2}, V. Jomelli³¹Institute of Geography Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Tomsk State University;³Université Paris 1 Pantheon-Sorbonne, CNRS, France

Статья принята к печати 26 мая 2015 г.

*Дендрохронология, дистанционные методы зондирования Земли, Кавказ, колебания ледников, лишенометрия.
Caucasus, dendrochronology, Earth remote sensing, glacier fluctuations, lichenometry.*

Приведена реконструкция колебаний долинного ледника Алибек, расположенного в долине р. Теберда на Западном Кавказе. Источником информации о положении конца ледника служили фотографии 1904, 1921, 2004 и 2008 гг., космические и аэрофотоснимки 1955, 1987, 2007, 2008 и 2012 гг. На этой основе реконструировано семь положений языка ледника за последние 120 лет. С середины XIX в. ледник Алибек сократился в длину на 650 м, по площади — на 0,67 км², а высота конца ледника повысилась на 110 м.

In this article we present the reconstruction of fluctuations of Alibek valley glacier situated in the Teberda valley, Western Caucasus. The former positions of glacier of the past 120 years were reconstructed basing on the old photographs of 1904, 1921, remote sensing data of 1955, 1987, 2007, 2008 and 2012, plans created in 20th century. Since the middle of 20th century Alibek Glacier decreased by 650 m in length and by 0,67 km² in area and its tongue has risen by 110 m.

Введение

Ледник Алибек (43°16'54" с.ш., 41°31'56" в.д.) — один из самых известных и часто посещаемых на Западном Кавказе. Это — ледник долинного типа с северо-восточной экспозицией. Его язык лежит на высоком отшлифованном скальном ригеле, по которому спускаются несколько потоков, образующих водопады. К леднику ведёт тропа, по которой от посёлка можно легко добраться до языка. Эта доступность обусловила хорошую изученность ледника Алибек, который посещали, описывали и исследовали И.В. Мушкетов [11], Н.А. Буш [1], А.К. фон Мекк [10], Г.К. Тушинский [15], В.Д. Панов [12] и др. Вместе с тем многое в истории изменений ледника осталось неизученным. В настоящей работе мы предлагаем собственную версию колебаний ледника Алибек, основанную на данных дистанционного зондирования, биоиндикации, ^{14}C и ^{10}Be датирования. Методические подходы, использованные в этой работе, подробно описаны в статьях [3, 14 и др.].

Материалы исследования

Одним из первых ледник Алибек посетил в 1895 г. И.В. Мушкетов [11]. Через год на нём побывал Н.А. Буш [1]. В начале XX в. в этом районе вели исследования А.К. фон Мекк и доктор Фишер [10], ледник также упоминается в первом Каталоге ледников К.И. Подозерского [13]. В личном архиве И.П. Утяковой, местной жительницы, сохранилось несколько фотографий конца ледника, сделанных в 1920-х годах. Затем, до 1937 г., в изучении ледника наступил перерыв, а в 1940-е годы начались исследования под руководством Г.К. Тушинского [15]. В конце 1950-х годов на леднике работали экспедиция Харьковского университета под руководством П.В. Ковалева [7], сотрудники Тебердинского государственного заповедника П.А. Утяков и Х.Я. Закиев [5]. Позже исследования ледника вели специалисты Управления гидрометеорологической службы (Ростов-на-Дону). Большой вклад в исследование ледника Алибек внесли работы [4, 9, 12].

Для построения пространственно-временной реконструкции ледника Алибек использовались карты, а также аэрофото- и космические снимки. Карты средних масштабов на рубеже XIX–XX вв. составлялись иностранными путешественниками: Г. Мерцбахером — 1:140 000, 1901 г. [19]; Фрешфилдом — 1:210 000, 1896 г. [18]; Деши — 1:400 000, 1905 г. [17]. Мы также проанализировали: карты, отпечатанные в 1915 г., масштаб — 5 вёрст в 1 дюйме (1:210 000); схему, приведённую в книге Э.С. Левина [8]; карту, составленную А.К. фон Мекком [10]. К сожалению, из-за мелкого масштаба и неточностей построения все эти карты позволяют получить лишь общие представления о размерах ледника. Интересные результаты даёт сопоставление схемы, приведённой в статье П.В. Ковалева [7], и космических снимков.

Аэрофотосъёмка проводилась в долине р. Теберда несколько раз. Ледник Алибек запечатлён на аэрофотоснимках, сделанных 15 сентября 1955 г. и 24 сентября 1987 г. Пространственное разрешение электронных копий и в том, и в другом случае составляет 1 м. Также в данной работе использовались космические снимки, сделанные съёмочными системами IRS в 2007 г. (пространственное разрешение 10 м), Cartosat 18 ноября 2008 г. (пространственное разрешение 2,5 м), предположительно GeoEye 21 февраля 2006 г. (источник — Google Earth, пространственное разрешение 0,6 м) и спутником компании DigitalGlobe в сентябре 2012 г. (источник — Bing Maps, пространственное разрешение 0,6 м).

Результаты исследования

Колебания ледника по карто- и фотографическим источникам. Мы посещали ледник Алибек в 2009, 2010 и 2012 гг. В это время конец ледника имел два выступа: правый спускался ниже левого и был зажат между бараными лбами и склоном долины; левый лежал на ригеле. По данным космической съёмки, в период с 2008 по 2012 г. левая часть языка сократилась на 100 м, а правая — на 90 м, между 2007 и 2008 гг. левая часть языка увеличилась на 10 м, а правая — на 60 м. Согласно данным ДЗЗ, в период с 1987 по 2007 г. ледник отступил на 145 и 170 м (соответственно левая и правая части языка). Судя по аэрофотоснимкам, с 1955 по 1987 г. положение конца ледника изме-

нилось незначительно: правая его часть отступила на 20 м, а левая продвинулась вперёд на такое же расстояние. В 1955 г. край ледника был менее изрезанным, чем в 1987 г., поэтому одни участки лежали выше, а другие — ниже.

П.В. Ковалев [6] подробно описал работы, которые проводились на леднике Алибек во время экспедиции 1957–1958 гг., привёл данные измерений, выполненных во время обследования ледников, а также схемы отступления ледника и несколько фотографий. Автор проанализировал и описания ледника, сделанные его предшественниками. По данным П.В. Ковалева, в 1956–1957 гг. ледник находился на расстоянии 120–130 м от северо-восточной стенки бараньих лбов, над которой в 1904 г. нависал его конец. В статье С.П. Ковалева [7] представлены результаты исследований ледника Алибек в 1959–1961 гг.; приведены также подробные схемы изменений ледника Алибек с 1954 по 1961 г. Судя по этим данным, с 1960 г. ледник Алибек начал наступать и наступил, по оценке В.Д. Панова и др. [12], к 1967 г. на 17,3 м. Х.Я. Закиев [5] на предпольях ледника Алибек выделял пять моренных валов (рис. 1), но не указывал источник сведений о воз-

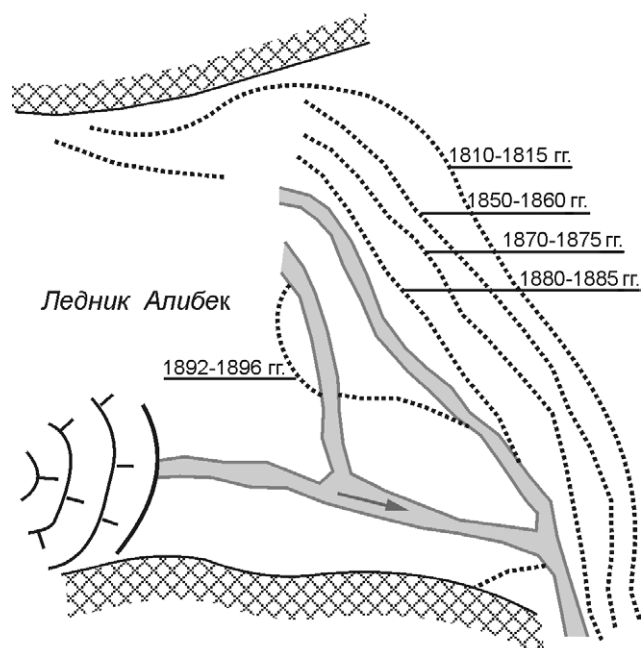


Рис. 1. Схема, показывающая расположение и датировку морен на предполье ледника Алибек по данным Х.Я. Закиева [5]

Fig. 1. Scheme showing the positions and dates of moraines on the forefields of Alibek Glacier as of H.Ya. Zakiev [5]

расте морен. Видимо, эти оценки основаны на аналогии с альпийской хронологией морен.

С 1954 по 1958 г. П.А. Утяков [16] проводил измерения величин отступления ледника. По его данным, отступление проходило неравномерно со средней скоростью 7,8 м/год. В своей статье автор подробно описывал состояние конца ледника в этот период и указывал, что в 1933 г. край восточного потока достигал русла р. Алибек и оканчивался ледяным гротом. С 1937 по 1945 г. оледенение Тебердинского района изучал Г.К. Тушинский [15]. Он оценивал среднюю годовую скорость отступления ледника в период с 1896 по 1937 г. в 10 м/год, а среднюю скорость стаивания поверхности конца ледника — в 1–1,2 м/год. Г.К. Тушинский указывал на огромные боковые морены, совершенно лишённые растительности, — свежие следы сокращения мощности ледяного потока. Он также отмечал, что ниже конца ледника находилась область свежих конечно-моренных валов дугообразной формы, лежащих поперёк долины. На основе фотографий из личного архива И.П. Утяковой, сделанных в 1921 и

1926 гг., можно лишь приблизительно оценить отступление ледника в его левой части.

В 1904 г. ледник исследовал А.К. фон Мекк [10]. Он указывал на несколько гряд морен, но подробно их не описал, поэтому определить их соответствие современным моренным валам невозможно. Чтобы выйти к предполью ледника Алибек, А.К. фон Мекк и его спутники перешли р. Алибечка и старую морену, расположенную на левом берегу этой речки. В то время на ней уже росли пихты. По описаниям А.К. фон Мекка, юго-восточный (правый) конец ледника спускался ниже левого. Из-под его ледникового грота высотой 6–8 м с шумом вырывался в виде многоводного потока ручей Алибек. Северо-западный (левый) конец ледника отступил сильнее, но также давал начало другому потоку, который, стекая по оголённым отшлифованным скалам вниз, сливался с потоком, который протекал мимо лагеря и впадал в главный ледниковый поток несколько ниже его выхода из ледникового грота. В статье автор также привёл несколько прекрасных фотографий конца ледника (рис. 2).

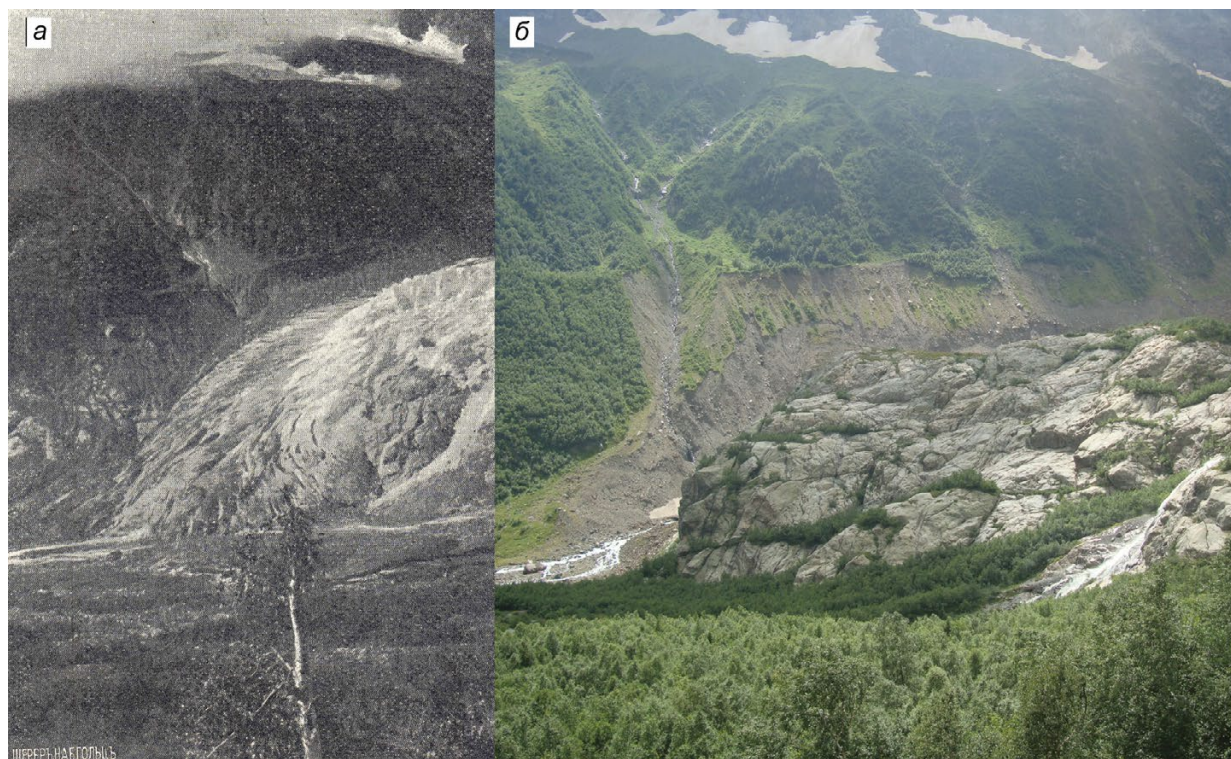


Рис. 2. Предполья ледника Алибек:

1 — 1904 г., фото А.К. фон Мекка [10]; 2 — 2009 г., фото И.С. Бушueвой

Fig. 2. Forefield of Alibek Glacier:

1 — 1904, photo by A.K. Mekk [10]; 2 — 2009, photo by I. Bushueva



Рис. 3. Гравюра ледника Алибек И.П. Крым-Шамхалова, сделанная в 1895 г. [11]

Fig. 3. Engraving of Alibek Glacier made by I.P. Krym-Shamhalov on 1895 [11]

В 1896 г. ледник Алибек посетил Н.А. Буш [1]. Он писал, что нижний конец ледника имеет два боковых выступа, достигающих до дна ущелья, а средняя часть нижнего конца висит на отшлифованной каменной стене. Над каменной стеной возвышается голубая ледяная стена толщиной, по меньшей мере, 25 саженей (53,5 м). Боковые выступы нижнего конца несут срединные морены, а правый (по течению ледника) выступ — ещё и боковую (береговую) морену.

Годом ранее, в 1895 г., ледник посетил И.В. Мушкетов [11]. Он указывал, что ледник асимметричен. Орографически правая его сторона почти на 533,4 м длиннее и спускалась, постепенно утончаясь, почти к руслу р. Алибек. Левая сторона ледника «при переходе через крутую и сглаженную гнейсовую скалу, разбивается трещинами и обрывается вертикальной стеной; последняя при постоянном надвигании ледника дает частые и значительные обвалы ледяных глыб, из которых ниже гнейсовой скалы образуются ледяные мосты, существующие, по-видимому, продолжительное время, так как ледяные глыбы постоянно прибавляются...» (там же; с. 15, 16). И.В. Мушкетов указывал также, что ещё недавно ледник Алибек был соединён с расположенным рядом ледником Двухязычным (они представляли собой две ветви одного ледника). Он считал, что общий ледяной поток спускался в то время вниз по долине на 4300 м от концов ледников; об этом свидетельствует

морена, которая протянулась почти посередине долины р. Алибек. Согласно И.В. Мушкетову, эта морена точно отражает распространение бывшего объединённого ледника, а свежесть её облика наводит на мысль, что ледники отступили и разъединились совсем недавно — «боковая морена снизу сливается с береговой мореной, не отличающейся такой же свежестью, и очевидно, более старую, так что, по-видимому, ледники отступали по крайней мере в два периода, разделенные периодом наступания, потому что более старая береговая морена местами перекрывается новой более свежей мореной...» (там же; с. 17). В итоге И.В. Мушкетов сделал вывод, что все ледники в верховьях р. Алибек находились на этапе весьма значительного отступления, выражающегося не только в сглаженных поверхностях обнажившегося ложа ледника, но и в прекрасно сохранившихся правильных рядах свежих морен, как срединных, так и боковых [11]. В его статье приведена гравюра, выполненная И.П. Крым-Шамхаловым (рис. 3) в период посещения ледника И.В. Мушкетовым. На ней ледник своим правым выступом спускается вплоть до русла р. Алибек, а его левый край висит на бараньих лбах.

Колебания ледника по геоморфологическим, биоиндикационным и радиометрическим данным.

На рис. 4 приведена схема расположения морен, выделенных нами на предполях ледника Алибек, а также результаты их лихенометрического,

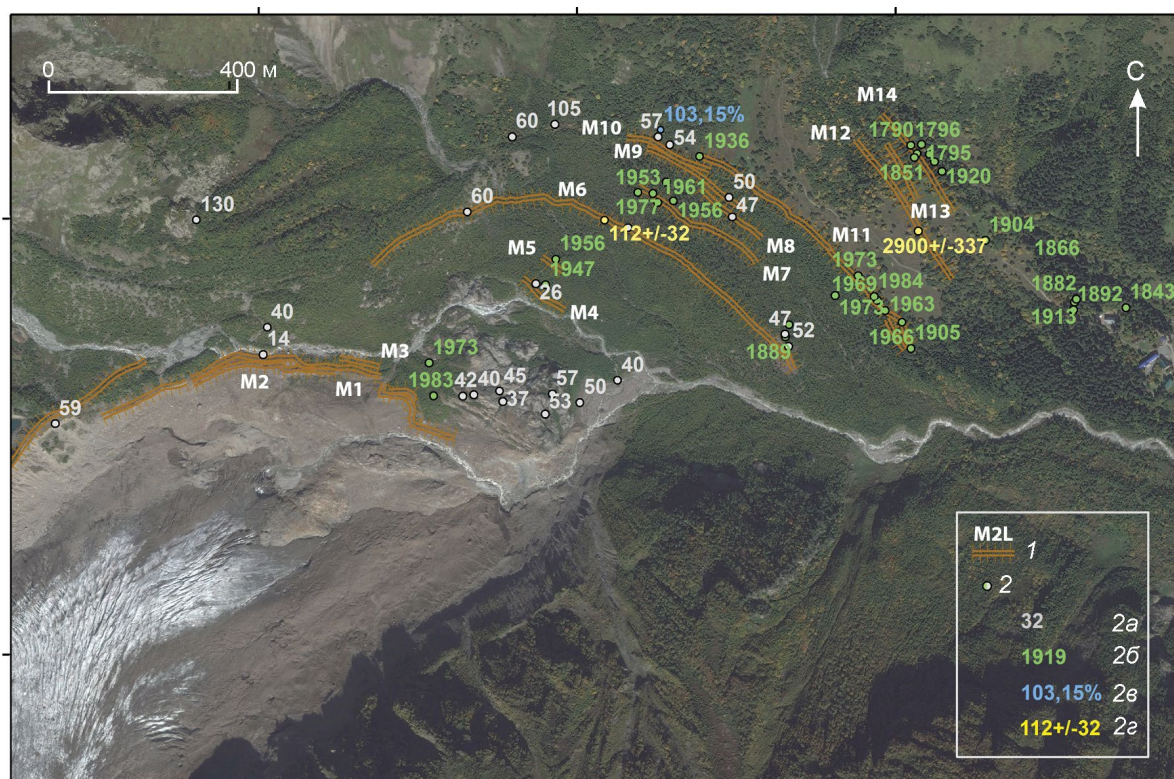


Рис. 4. Морены, расположенные на предполях ледника Алибек. Результаты датирования морен дендрохронологическим и лишенометрическим методами, а также при помощи анализа космогенных изотопов ^{10}Be и ^{14}C :

1 – морены; 2 – места отбора образцов: 2а – максимальный диаметр лишайников, 2б – год образования первого кольца для дендрохронологических образцов, 2в – данные радиоуглеродного анализа, 2г – возраст по данным анализа космогенного изотопа бериллия ^{10}Be

Fig. 4. Moraines on the forefield of Alibek Glacier. Results of dating using dendrochronological and lichenometric methods and also using analysis of cosmogeneous isotopes of ^{10}Be and ^{14}C :

1 – moraines, 2 – points of sample's collection: 2а – maximum diameter of lichens, 2б – year of creation of the first ring on the dendrochronological samples, 2в – data of radiocarbon analysis, 2г – age based on Beryllium ^{10}Be

дендрохронологического датирования и анализа космогенных изотопов. На ригеле ледника Алибек, с орографически левой стороны, расположены три моренных гряды. Самая молодая (М1) имеет совсем свежий вид, на ней ещё нет лишайников. На основании таблицы данных инструментальных наблюдений за колебаниями конца ледника, приведённой в монографии [12], и аэрофотоснимка 1987 г. морена М1 датируется началом 1980-х годов, так как она уже видна на снимке 1987 г., а период наступания ледника был инструментально зафиксирован в начале 1980-х годов. Морена М2 образовалась в 1960-х годах: это наступание было описано С.П. Ковалевым [7] и изображено на его схемах; к тому же данная морена отсутствует на аэрофотоснимке 1955 г. На этой морене мы обнаружили лишайники, максимальный диаметр которых – 14 мм.

Морена М3 сохранилась лишь фрагментарно. Она сформировалась до 1955 г., так как видна на аэрофотоснимке этого года.

В долине ледника Алибек, ниже его ригеля, также расположено несколько моренных гряд. В настоящее время все они поросли молодым, в основном, берёзовым лесом, труднопроходимы и плохо читаются на снимках (рис. 5).

На предполях ледника, под ригелем, мы выделили до восьми моренных валов. Морена М6 имеет значительное протяжение и хорошо выражена в рельефе, у неё крутой и высокий проксимальный склон, она очень хорошо читается на снимках. Вблизи русла р. Алибек участок морены М6 практически лишён древесной растительности и представляет собой груду крупных обломков, которая выделяется на фоне окружающей её залесённой территории. В этом месте



Рис. 5. Морены, поросшие берёзой и сосной, на предполях ледника Алибек (2009 г.)

Fig. 5. Moraines covered by birch and pine on the forefield of Alibek Glacier (2009)

моренная гряда раздваивается. Дистальная часть покрыта лесом, одно из растущих на ней деревьев имеет первое кольцо, образовавшееся в 1889 г. После введения поправок минимальный возраст этой гряды относится к 1860-м годам. В проксимальной части этой морены В. Жомели был отобран образец горной породы для анализа космогенного изотопа ^{10}Be . Возраст образца — 112 ± 32 г. (CNRS 8591; ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence), что соответствует примерно 1900 ± 30 г. Таким образом, максимальная оценка с учётом ошибки близка к данным дендрохронологии.

По нашему мнению, вал М6 соответствует морене, описанной Н.А. Бушем и условно отнесённой им к 1860-м годам [1]. Н.А. Буш указывал, что на противоположном берегу р. Алибек возвышались двумя взаимно-параллельными грядами две старые конечные морены ледника. Одна из них, недавнего происхождения, полностью лишена растительности и располагалась в 213 м (100 саженей) от конца ледника. «Проводник Султан Байчаров говорил мне, что это морена шестидесятых годов...» (там же; с. 41). Скорее всего, это морена М6 (см. рис. 4), поскольку

других ясно выраженных морен вблизи основания ригеля нет. Другая морена, более старая, расположена в 640 м (300 саженей) от нижнего конца ледника; уже в начале XX в. она местами поросла молодой сосной и берёзой. Вероятно, это морена М11. В действительности, она располагается немного ближе к леднику (около 250 м), но, учитывая ширину долины, данной ошибкой можно пренебречь. Это — одна из наиболее выраженных морен в долине ледника Алибек и Н.А. Буш не мог её не заметить. В настоящее время на морене также растут берёзы и сосны.

Между мореной М6 и концом ледника в рельефе читаются ещё две морены — М4 и М5. На морене М4 максимальный размер лишайников составляет 26 мм, а год образования первого кольца самой старой сосны — 1947 г. Морена М5, согласно дендрохронологическим данным, образовалась раньше 1957 г. Таким образом, после введения поправок наиболее вероятное время формирования морен 4 и 5 — первая треть XX в.

Диаметр лишайников на моренах М6–М9 одинаков — около 60 мм. Дендрохронологические датировки этих морен также не могут по-

Метрические характеристики колебания ледника Алибек

Год	Название морены	Длина ледника, км		Высота конца ледника, м*		Площадь, км ²	Объём, км ³		
		по левой ветви	по правой ветви	по левой ветви	по правой ветви		метод С. Адхикари	формула Мазо-Глазырина	модель GlabTop**
	M10	4,917	5,042	1943	1885	6,5444	0,394	0,245	
1860-е	M6	4,660	4,789	1934	1880	6,2550	0,373	0,224	
1895		4,319	4,482	1980	1886	5,9420	0,351	0,200	
1904		4,303	4,512	1980	1884	5,9788	0,354	0,201	
1955		4,048	4,362	2018	1917	5,7871	0,339	0,187	
1987		4,068	4,344	2018	1917	5,8240	0,337	0,187	
2007		3,923	4,172	2044	1978	5,5899	0,328	0,177	
2008		3,934	4,235	2038	1963	5,5863	0,328	0,177	0,1790
2012***		3,832	4,147	2074	1991				

*Абсолютная высота над эллипсоидом WGS-84. **В модели GlabTop в расчётах используется цифровая модель поверхности ледника. Так как у нас есть только современная цифровая модель поверхности, то рассчитать объём ледника можно только для современного состояния. ***К сожалению, снимок 2012 г. покрывает только нижнюю часть языка ледника, поэтому мы можем оценить лишь изменение длины, а посчитать площадь и объём с помощью этого снимка невозможно.

мочь установить их истинный возраст, так как все сосны поселились на этих моренах в XX в. Подробные дендрохронологические исследования морены M11 показывают, что и на ней самые старые сосны, несмотря на внушительные размеры всех деревьев, относительно молодые, и их возраст составляет около 100 лет (см. рис. 4). Возможно, близкий возраст деревьев и одинаковый размер лишайников свидетельствуют об обновлении поверхности морен селевыми и лавинными процессами.

За грядой M10 в небольшом межморенном понижении, в маломощном торфянике из базального горизонта, с глубины 17 см был взят образец торфа на радиоуглеродный анализ. Анализ показал современный возраст образца (103,15%; ИГАН 3935), что в целом согласуется с предположением о молодом возрасте этой части моренного комплекса.

Следующая группа морен расположена недалеко от русла р. Алибечка (M12–M14). Минимальный возраст проксимальной к леднику морены M12 – первая треть XIX в. (дендрохронологическая датировка 1850 г. без поправок) (см. рис. 4). На дистальном валу, который порос старыми пихтами, обнаружено несколько деревьев, поселившихся здесь раньше 1790-х годов. К сожалению, большинство этих деревьев поражено сердцевинной гнилью, поэтому точно определить их возраст не удаётся. Приблизительные оценки сгнившей части, основанные на осреднении ширины пяти наиболее близких к серд-

цевине сохранившихся колец и недостающей части керна, показывают, что может не хватать до 80 колец. С внешней стороны морены M14 обнаружено поваленное дерево (пихта), которая насчитывает 300 годовичных колец. Это означает, что до этой высоты (1865 м) ледник не спускался как минимум последние три столетия. В таблице приведены расчёты основных метрических характеристик ледника Алибек, а на рис. 6 представлена схема колебания конца этого ледника.

Дискуссия

Несмотря на многочисленные попытки реконструировать историю изменений ледника Алибек [2, 4–6, 12], в ней остаётся много неясного. Лихенометрический метод имеет здесь ограниченное применение. Во-первых, лишайники растут в густой тени под пологом леса и их прирост в этих условиях существенно отличается от такового на незалесённых гребнях морен, для которого рассчитана кривая роста. Во-вторых, прирост лишайников на ригеле, который постоянно омывается водами с ледника, также имеет другие скорости, чем в стандартных для лихенометрических исследований микроландшафтных условиях. Наши измерения показывают, что в той части ригеля, где в 1904 г. лежал ледник (см. рис. 2), размер лишайников достигает 50 мм, что по стандартной кривой, общей для Центрального и Западного Кавказа [2], соответствует примерно 200-м годам.

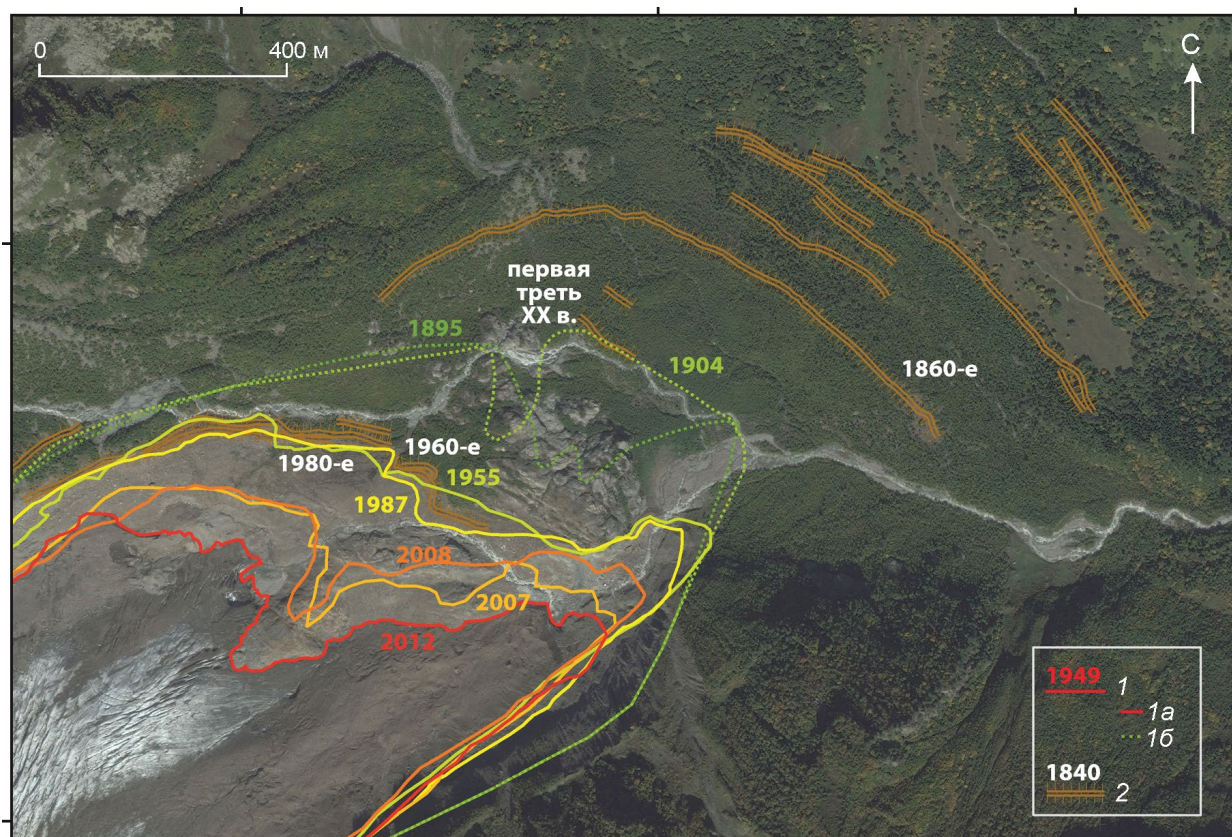


Рис. 6. Схема колебаний конца ледника Алибек:

1 – положение ледника на определённый год: *1a* – по данным ДЗЗ (1955, 1987, 2007, 2008, 2012 гг.), *1б* – по фотографиям (1895, 1904 гг.); *2* – морены и их возраст

Fig. 6. Scheme of fluctuations of Alibek Glacier:

1 – end of glacier in this year: *1a* – based on remote sensing data (1955, 1987, 2007, 2008, 2012), *1b* – based on the photographs (1895, 1904); *2* – moraines and its ages

Наиболее подробные лихенометрические исследования морен ледника Алибек опубликованы Ю.В. Ефремовым и Ю.Г. Ильичевым [4]. Эти авторы выделяют пять реперных поверхностей: 1965 г. – 14,4 мм; 1904 г. – 23,1 мм; 1891 г. – 34,2 мм; 1850 г. – 40,1 мм; 1815 г. – 44,3 мм. Источник данных о возрасте для первых трёх поверхностей – исторические свидетельства [1] и инструментальные наблюдения [12]. Происхождение двух датировок первой половины XIX в. не ясно, так как ссылка на работу Н.А. Буша [1] не имеет к этому прямого отношения. Сопоставление наших данных с результатами В.Д. Панова и Ю.Г. Ильичева [12] невозможно, так как по приведённой схеме нельзя точно идентифицировать места проведения лихенометрических исследований.

Несмотря на большие неопределённости в использовании лихенометрического метода для

датирования приледниковых поверхностей ледника Алибек, в целом очевидно, что скорости роста лишайников-индикаторов на Западном Кавказе выше, чем на Центральном Кавказе. Поэтому в данном районе нельзя использовать стандартную кривую скоростей роста лишайников-индикаторов. Разница скоростей роста лишайников связана, скорее всего, с более тёплым и влажным климатом Западного Кавказа по сравнению с Центральным.

Дендрохронологический метод даёт важную информацию о минимальном возрасте морен, но катастрофические склоновые процессы часто нарушают ход первичной колонизации, в результате чего разница между минимальным и истинным возрастом поверхности становится критической. В этом случае возраст деревьев существенно занижает возраст морен, на которых они растут. Использование радиометрических

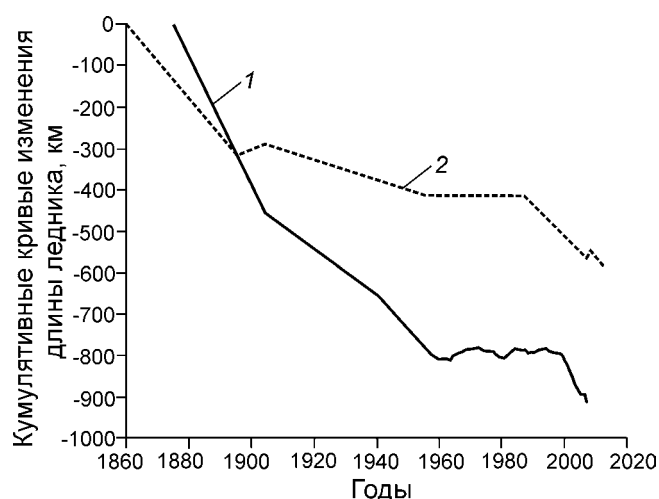


Рис. 7. Кумулятивные кривые колебания длины ледника Алибек:

1 – В.Д. Панов и соавторы [12]; 2 – Бушуева, Соломина, Жомелли

Fig. 7. Cumulative curve of fluctuations of Alibek Glacier length:

1 – V.D. Panov et al. [12]; 2 – Bushueva, Solomina, Jomelli

датировок также не позволило пока уточнить реконструкцию колебаний ледника Алибек. Для этого требуется дополнительный отбор образцов на анализ космогенных изотопов, причём не единичных, а массовых. На рис. 7 показаны кумулятивные кривые изменения длины ледника Алибек по оценкам В.Д. Панова и соавторов [12] и нашим. Общая тенденция изменения длины ледника Алибек схожа, особенно во второй половине XX в. Возможно некоторое расхождение: более интенсивное отступление ледника в первой половине XX в. связано с тем, что ледник Алибек имеет очень широкий и ассиметричный язык, поэтому направление измерения длины сильно влияет на результат. Максимальное расхождение в ходе кривых отмечается в конце XIX в., когда ледник «забирался» на ригель.

Выводы

Определено пространственное положение нижней границы ледника Алибек на 1885, 1904, 1957, 1987, 2007, 2008 и 2012 гг. на основе исторических, биоиндикационных, картографических и данных ДЗЗ. По дендрохронологическим данным выяснен минимальный возраст морен первой трети XX в. и середины XIX в. За комплексом морен (на высоте 1865 м, на 130 м

ниже положения 2012 г.) обнаружено дерево возрастом 300 лет, что свидетельствует об отсутствии здесь ледника как минимум последние три столетия. С середины XIX в. ледник Алибек сократился в длину на 650 м, по площади – на 0,67 км², а высота конца ледника повысилась на 110 м.

Благодарности. Мы выражаем глубокую признательность нашим коллегам – В.Н. Михаленко, В.В. Мацковскому, А.В. Кудикову, Т.М. Кудериной за содействие в сборе материалов для этой статьи, Ю.З. Мацковской и В.В. Грязновой за помощь в обработке дендрохронологической информации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 13-05-90306.

Литература

1. Буш Н.А. Ледники Западного Кавказа // Зап. Императорского Русского географического общества по общей географии. 1905. Т. XXXII. № 4. С. 87–89.
2. Бушуева И.С. Колебания ледников на Центральном и Западном Кавказе по картографическим, историческим и биоиндикационным данным за последние 200 лет: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Институт географии РАН, 2013. 169 с.
3. Бушуева И.С., Соломина О.Н. Колебания ледника Кашкаташ за последние четыре столетия по картографическим, дендрохронологическим и лихенометрическим данным // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 121–130.
4. Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г. Динамика ледниковых озерных водоемов Большого Кавказа за последние 100 лет // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 68–74.
5. Закеев Х.Я. Очерки по оледенению Большого Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского гос. ун-та, 1965. 192 с.
6. Ковалёв П.В. Современное оледенение бассейна реки Теберды // Материалы Кавказской экспедиции по программе МГГ. Т. 1. Харьков: Изд-во ХГУ, 1960. С. 7–88.
7. Ковалёв П.В. Современное оледенение бассейна реки Кубани // Материалы Кавказской экспедиции по программе МГГ. Т. 4. Харьков: Изд-во ХГУ, 1962. С. 3–109.
8. Левин Э.С. Перевалы Центрального Кавказа. М.: Физкультура и туризм, 1938. 208 с.
9. Лурье П.М., Панов В.Д., Ильичев Ю.Г., Салпагаров А.Д. Снежный покров и ледники бассейна реки Кубани // Тр. Тебердинского гос. биосферного заповедника. 2006. Вып. 41. 243 с.

10. Мекк А.К. Первовосхождение в верховья Теберды // Ежегодник РГО. 1906. № 4. С. 1–64.
11. Мушкетов И.В. Геологический очерк ледников области Терека и Чхалты на Кавказе // Тр. Геол. комитета. 1896. Т. XIV. № 4. С. 15–67.
12. Панов В.Д., Ильичев Ю.Г., Салпагаров А.Д. Колебания ледников Северного Кавказа за XIX–XX столетия. Пятигорск: Северокавказское изд-во МИЛ, 2008. 330 с.
13. Подозерский К.И. Ледники Кавказского хребта // Зап. Кавказского отделения Императорского Русского географического общества. 1911. Кн. 29. Вып. 1. 200 с.
14. Соломина О.Н., Бушуева И.С., Кудерина Т.М., Мацковский В.В., Кудинов А.В. К голоценовой истории ледника Уллукам // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 85–94.
15. Тушинский Г.К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района // Побежденные вершины, 1949. С. 263–316.
16. Утяков П.А. К изучению режима современного оледенения в верховьях реки Теберда (предварительное сообщение) // Тр. Тебердинского гос. заповедника. 1962. Вып. 4. С. 185–196.
17. Déchy M. von. Kaukasus Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge: Bd. 1; 348 S. Bd. 2; 346 S. Berlin, 1905.
18. Freshfield D.W. The Exploration of the Caucasus: V. 1. London and New York, 1896. 278 p.
19. Merzbacher G. Aus den Hochregionen des Kaukasus. Wanderungen, Erlebnisse. Bd. 1; 958 S.. Bd. 2; 954 S. Leipzig: Duncker und Humblot, 1901.

Summary

In this article we present the reconstruction of fluctuations of Alibek valley glacier. This glacier is situated in the valley of Teberda river. The data on glacier positions were gathered using old photographs of 1904, 1921, remote sensing data of 1955, 1987, 2007, 2008 and 2012, photographs of the end of 20th – beginning of 21st centuries and plans created in 20th century. Based on maps, remote sensing data and old photographs seven positions of glacier were reconstructed during last 120 years. Using dendrochronology, we detected the minimum ages of moraines of the first trines of 20th and the middle of 21st centuries. Behind the last complex of moraines (on the height of 1865 m, 130 m lower than the position of glacier in 2012) we found a tree of the age of 300 years. This fact indicates that there has been no glacier in that area for at least three hundred years. Based on created reconstruction the metrical characteristics of Alibek Glacier were calculated. Since the middle of 20th century Alibek Glacier has become 650 m shorter and 0,67 km² smaller and its tongue during this period has risen 110 m higher.

Критика и библиография

doi:10.15356/2076-6734-2015-3-107-130

Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2013 год

© 2015 г. В.М. Котляков, Л.П. Чернова

Институт географии РАН, Москва

Annotated bibliography of the Russian languages literature on glaciology for 2013

V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Предлагаемая библиография продолжает ежегодные аннотированные списки русскоязычной литературы по гляциологии, которые регулярно публиковались в прошлом. Помимо работ текущего года, в списке встречаются работы более ранних лет, по тем или иным причинам не вошедшие в предыдущие библиографические списки.

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

1. *Анисимов О.А., Кокорев В.А.* Об оптимальном выборе гидродинамических моделей для оценки влияния изменений климата на криосферу // *Лёд и Снег*. 2013. № 1 (121). С. 83–92, библиогр. 24.

Предложена методика построения ансамблевой климатической проекции для изучения предстоящих изменений криосферы.

2. *Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н.* Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в октябре 2012 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 1. С. 114–124.

То же в ноябре 2012 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 2. С. 109–125.

То же в декабре 2012 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 3. С. 117–127.

То же в январе 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 4. С. 121–128.

То же в феврале 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 5. С. 114–121.

То же в марте 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 6. С. 112–123.

То же в апреле 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 7. С. 122–127.

То же в мае 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 8. С. 112–120.

То же в июне 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 9. С. 110–122.

То же в июле 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 10. С. 114–123.

То же в августе 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 11. С. 109–117.

То же в сентябре 2013 г. // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 12. С. 101–109.

Описание ледовой обстановки на морях и реках, случаев аномальных снегопадов, града, обледенения, аномалий

снежного покрова на фоне особенностей атмосферной циркуляции Сев. полушария.

3. *Дмитриев В.Г.* Семитомная научная серия книг «Вклад России в Международный полярный год» // *Российские полярные исследования*. 2013. № 1 (11). С. 56.

Краткое описание серии, содержащей среди прочих тома «Океанография и морской лёд» и «Полярная криосфера и воды суши».

4. *Дмитриев В.Г., Москалевский М.Ю.* Всероссийская научная конференция «Современные и прогнозируемые изменения природных условий в высоких широтах» // *Российские полярные исследования*. 2013. № 4 (14). С. 40.

Девятая в уникальной серии сочинских встреч конференция полярных учёных 7–9 октября 2013 г.

5. *Дукальская М.В.* К 50-летию со дня открытия станции Молодежная // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 1 (95). С. 116–118.

История советских и российских научных исследований в Антарктиде.

6. *Дукальская М.В.* К 120-летию начала экспедиции Ф. Нансена на «Фраме» // *Российские полярные исследования*. 2013. № 3 (13). С. 50–51.

Описание подготовки и проведения 1041-дневного дрейфа вмерз. в лёд корабля, подтвердившего предположение Ф. Нансена о морском течении и трансполярном дрейфе морских льдов от района Берингова пролива к Гренландии.

7. *Дукальская М.В.* Михаил Васильевич Ломоносов (1711–1765) // *Российские полярные исследования*. 2011. № 4 (6). С. 51–52.

Биография великого русского просветителя и учёного – автора первой классификации полярных льдов и гипотезы о генеральном дрейфе льдов в Северном Ледовитом океане.

8. *Зингер Е.М.* Владимиру Михайловичу Котлякову – 80! // *Российские полярные исследования*. 2011. № 3 (5). С. 8–10.

Охарактеризованы творческие достижения юбиляра, академика, директора Института географии РАН, Почётного президента Русского географического общества.

9. К 80-летию Владимира Романовича Алексеева // География и прир. ресурсы. 2013. № 3. С. 196.

Биография известного специалиста в области мерзлотоведения и гляциологии.

10. К 80-летию со дня рождения Сергея Михайловича Мягкова (1933–2000) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2013. № 4. С. 94.

Научные достижения заведующего науч.-исслед. лабораторией снежных лавин и селей (1972–2000) географического факультета МГУ.

11. Ковалевский Д.В., Алексеев Г.В., Бобылев Л.П., Данилов А.И. Последствия изменения климата для некоторых видов хозяйственной деятельности в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 90–98, библиограф. 35.

Показана необходимость дальнейшего совершенствования глобальных и региональных климатич. моделей, в частности моделей региональной динамики ледяного покрова в арктич. морях.

12. Кондратьев В.Г. Снегоочистка как эффективный способ предотвращения деградации вечной мерзлоты в основании дорог в криолитозоне // Экология сев. территорий: Материалы междунар. конгресса 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 191–200, библиограф. 23.

Рассматриваются способы предотвращения накопления снега на откосах земляного полотна дорог, построенных на вечномёрзлых грунтах.

13. Конищев В.Н., Володичева Н.А., Трошкина Е.С. К 90-летию Войтковского Кирилла Фабиановича (1923–2005) // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 2. С. 125–126.

Жизнь и достижения известного исследователя подземных и наземных льдов.

14. Конищев В.Н., Володичева Н.А., Трошкина Е.С. К 90-летию К.Ф. Войтковского (24.02.1923 – 24.04.2005) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. № 1. 2013. С. 83–84.

Жизненный путь известного гляциолога и мерзлотоведа, ветерана Великой Отечественной войны.

15. Котляков В.М. От Международного геофизического года к Международному полярному десятилетию // Российские полярные исследования. 2011. № 3 (5). С. 6–8.

В интервью с директором Института географии РАН, Почётным президентом Русского географического общества В.М. Котляковым дана широкая картина соврем. и будущих гляциол. исследований.

16. Котляков В.М., Чернова Л.П., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е. Открытие и исследования ледников севера континентальной Евразии // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 125–136, библиограф. 51.

Обсуждаются вопросы соврем. изученности аккумуляции-абляции, размеров и динамики ледников за последние 150 лет, представлена карта аккумуляции-абляции на ледниках северо-востока России.

17. Котляков В.М., Чернова Л.П., Коновалова Г.И. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2011 год // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 121–144.

Содержит 380 наименований и сопровождается именным указателем.

18. Лурье П.М., Панов В.Д. И.М. Васьков «Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование», Saarbrücken, Germany, LAP LAMBERT Academic Publishing, 2011. 233 p. // Метеорология и гидрология. 2013. № 6. С. 98–100.

Обсуждается книга, обобщающая данные о ледово-каменной лавине в ущелье р. Геналдон (Казбекско-Джигарайский узел).

19. Льву Михайловичу Саватюгину – 75 лет // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 119–120.

Жизненный путь и вклад в науку заведующего отделом географии полярных стран АНИИ.

20. Москалевский М.Ю. Конференция в Сочи «Современные и прогнозируемые изменения природных условий в высоких широтах» // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 137–140.

Рассказано о докладах и рекомендациях конференции, проходившей 7–9 октября 2013 г.

21. Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф., приуроч. к 10-летию схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. Владикавказ, 2012. 566 с.

Содержит среди прочих 10 докладов гляциол. тематики.

22. Памяти Андрея Борисовича Шмакина // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 4. С. 112.

Некролог известному климатологу и снеговеду, чл.-корр. РАН (1961–2013).

23. Памяти Андрея Борисовича Шмакина // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 4.

Некролог чл.-корр. РАН, блестящему исследователю, члену редколлегии журнала «Лёд и Снег».

24. Памяти Андрея Петровича Капицы // Российские полярные исследования. 2011. № 3 (5). С. 47.

Некролог исследователю Антарктиды, чл.-корр. РАН, заслуж. профессору МГУ (1931–2011).

25. Поляков С.П., Иванов Б.В., Мартынов В.Л., Лукин В.В. Изыскательские работы для строительства взлетно-посадочной полосы снежного аэродрома на станции Прогресс // Российские полярные исследования. 2013. № 2 (12). С. 41–43.

Характеристика исследований, выполн. в период сезонных работ 58-й РАЭ (2012–2013 гг.).

26. *Саватюгин Л.М., Дорожкина М.В.* «...И с помощью Божией все будет благополучно». К 100-летию начала экспедиции лейтенанта Г.Л. Брусилова на шхуне «Святая Анна» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 110–118, библиогр. 8.

Описание драматич. событий плавания «Святой Анны» и получ. на её борту сведений о дрейфе льдов в Северном Ледовитом океане.

27. *Саватюгин Л.М., Сократова И.Н.* Открытию архипелага Северная Земля – 100 лет: история и перспективы научных работ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 109–113, библиогр. 8.

Рассказано о комплексных и в том числе гляциол. исследованиях на архипелаге.

28. *Северский И.В., Макаревич К.Г., Уваров В.Н.* Евгению Николаевичу Вилесову – 80 лет // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 143–144.

Освещается научная и педагогич. деятельность одного из ведущих гляциологов Республики Казахстан.

29. *Сократова И.Н.* К 100-летию Леонида Дмитриевича Долгушина // Российские полярные исследования. 2011. № 2 (4). С. 45.

Поздравление к 100-летию юбилею (24 мая 2011 г.) известного российского гляциолога.

30. Тезисы докладов 2-го Международного симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 23–28 сентября 2013 г. / Ред. Н.А. Казаков. Южно-Сахалинск: Сахалинский фил. Дальневосточного геол. ин-та ДВО РАН. 160 с.

Книга содержит тезисы 47 докладов гляциол. тематики.

31. *Харитонов В.В.* Водяное и электротермобурение. Что предпочтительнее? // Российские полярные исследования. 2013. № 1 (11). С. 36–37.

Сравнение двух типов бурения, применяемого в ААНИИ для исследования внутр. строения торосов и стамух.

32. *Шепелёв В.В.* Алексеев Владимир Романович (к 80-летию со дня рождения) // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 4. С. 105–106.

Организац. и научные достижения известного исследователя наледей.

33. *Якименко О.В., Соротюк В.В.* Армированный лёд как основание автозимников // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 201–206, библиогр. 6.

Опыт использования стекловолокна и пропилена для предотвращения резких проломов льда при движении транспорта по ледовым переправам.

34. 75-летие Вячеслава Николаевича Конищева // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2013. № 1. С. 87–88.

Юбилейная статья о научной и педагогич. работе заведующего кафедрой криолитологии и гляциологии геогр. факультета МГУ.

2. ФИЗИКА И ХИМИЯ ЛЬДА

35. *Волков А.С.* Исследование электрофизических свойств льда в Арктике // Комплексная науч.-образоват. экспедиция «Арктич. плавучий университет – 2012»: Материалы науч. сессии студентов и аспирантов. Ч. 3. Архангельск, 2012. С. 76–79, библиогр. 3.

Результаты исследования процессов льдообразования в Арктике, в том числе изучение электрофизич. свойств льда вместе со стандартными параметрами – температурой, плотностью, теплопроводностью.

36. *Дымов В.И., Яковлева Н.П., Пасечник Т.А., Алексеев В.В.* Численные методы расчета брызгового обледенения судов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 19–26, библиогр. 12.

Показаны преимущества модели, разработ. в ААНИИ, перед методом Оверленда, используемым в службе погоды США.

37. *Мортиков Е.В.* Численное моделирование влияния стратификации на силу сопротивления при движении ледяного кия в двухслойной жидкости // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2012. Т. 5. № 3. С. 12–22, библиогр. 36.

Для описания нестационарной геометрии области на прямоугольных сетках используется метод погруж. границы; приводятся результаты расчёта силы сопротивления для разных значений чисел Фруда в сравнении с данными лабораторных экспериментов.

38. *Поздняков А.В.* Механизмы самоорганизации ледниковых геосистем // Соврем. проблемы географии и пути их решения: Материалы Междунар. науч.-практ. конф. Томск, 6–9 ноября 2012 г. Томск, 2012. С. 29–39, библиогр. 7.

Выделен и охарактеризован конвейерный тип движения – движение поверхностей хрупкого слоя за счёт вязко-пластич. растекания нижнего слоя.

39. *Шибков А.А., Желтов М.А., Золотов А.Е., Денисов А.А., Гребеньков О.В.* Кинетика и морфология кристаллов льда, растущих в критическом режиме кристаллизации // Вестн. Тамбовского ун-та. Сер. Естеств. и технич. науки. 2012. Т. 17. № 5. С. 1390–1393, библиогр. 10.

Установлено, что рост кристаллов льда в сильно переохлажд. воде в области переохлаждений от 4 до 30 °С в основном определяется кинетикой прикрепления молекул к фазовой границе лёд – вода.

3. АТМОСФЕРНЫЙ ЛЁД

40. *Голобокова Л.П., Польшин В.В., Кабанов Д.М., Терпугова С.А., Чернов Д.Г., Чипанина Е.В., Ходжер Т.В., Нецветаева О.Г., Панченко М.В., Сакерин С.М.* Исследования атмосферного аэрозоля в арктических районах России // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 129–136, библиогр. 24.

По результатам анализа аэрозоля над пос. Тикси в июне 2010 г. и Баренцбургом в апреле–августе 2011 г. сделан вы-

вод о большем влиянии континента на состав аэрозоля в Арктике, чем в Антарктике.

41. Голубев В.Н. Зарождение и рост кристаллов льда в атмосфере // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 53–60, библи. 33.

Установлены условия возникновения четырёх основных групп кристаллов: сплошных столбчатых и пустотных столбчатых (низкотемпературных) и сплошных пластинчатых и дендритных пластинчатых (высокотемпературных).

42. Голубев В.Н. Формирование кристаллов льда в атмосфере // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2013. № 3. С. 19–26, библи. 34.

Обобщение данных о механизме и условиях зарождения и роста кристаллов.

43. Нерушев А.Ф., Новицкий М.А., Калиничева О.Ю., Кулижникова Л.К., Милехин Л.И., Чечин Д.Е. Динамика атмосферы в период интенсивного снегопада в центральной части европейской территории России в апреле 2012 г. // Метеорология и гидрология. 2013. № 2. С. 5–17, библи. 16.

Анализ данных спутниковых измерений и сравнения их с результатами наблюдений на сети метеостанций.

4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

44. Алексеев В.Р. Снежный покров как индикатор кумулятивного загрязнения земель // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 127–140, библи. 19.

Показаны возможности методики оценки загрязнения снежного покрова, разработ. российскими учёными В.Г. Прокачёвой и В.Ф. Усачёвой в последние 30 лет.

45. Боброва Д.А., Бобров А.М. Результаты исследований характеристик снежного покрова в лавиносборах с разным типом растительности // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 44–45.

Результаты полевых измерений 2011–2013 гг. в южной части о. Сахалин.

46. Боброва Д.А., Кононов И.А., Рыбальченко С.В. Исследование снежной толщи в условиях антропогенного изменения ландшафта // Вестн. ДВО РАН. 2012. № 6. С. 101–103, библи. 8.

Исследован фактор возможного влияния электромагнитного поля на параметры снежной толщи: распределение температур, плотность слоёв, их структуру и скорость перекристаллизации толщи.

47. Бураков Д.А., Гордеев И.Н. Оценка предвесенних снегозапасов в бассейнах Красноярского и Саяно-Шушенского водохранилищ // География и прир. ресурсы. 2013. № 1. С. 72–78, библи. 15.

На основе данных метеостанций, начиная с 1958 г., и космич. снимков «Терра» 2004–2009 гг. дана оценка пространств. и высотного распределения снегозапасов.

48. Бычкова В.И., Рубинштейн К.Г. Предварительные результаты испытания алгоритма краткосрочного

прогноза метелей // Метеорология и гидрология. 2013. № 6. С. 30–42, библи. 23.

Результаты эксперимент. использования системы усвоения данных 3DVAR.

49. Верховов К.В., Гулый С.А. Применение логгеров для определения различных свойств снега // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 46–47.

Предложена методика определения толщины снежного покрова с помощью цифровых датчиков температуры DS18B20, установл. на снегомерной рейке через каждые 5 см.

50. Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Особенности динамики многолетних снежников массива Монгун-Тайга в 1966–2011 гг. // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 43–51, библи. 5.

По данным 1966, 2000, 2007, 2008 и 2011 гг. установлено, что с 1966 по 2008 г. площадь снежников сократилась в 15 раз, а пояс снежников сместился на 250–300 м вверх, однако к 2011 г. нижняя граница пояса снежников вернулась в положение 1966 г.

51. Генсировский Ю.В. Снегозаносимость городских территорий и проблемы утилизации снега (на примере Южно-Сахалинска) // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 176–180, библи. 4.

Предложен комплекс мероприятий для уменьшения негативного воздействия снежных заносов.

52. Генсировский Ю.В., Ухова Н.Н., Лобкина В.А., Рященко Т.Г., Штельмах С.И. Размещение снежных полигонов на урбанизированной территории: инженерно-геологические и экологические аспекты // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 138–139.

Результаты исследований складирования снега в Южно-Сахалинске.

53. Глазырин Г.Е. Оценка климатических характеристик снежного покрова с использованием методов теории очередей // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 120–121.

Предложена методика, показавшая хорошую результативность для территории Памира и Тянь-Шаня.

54. Горбатенко В.П. Характеристика снежного покрова на юго-востоке Западной Сибири // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 53–60, библи. 4.

На основе сравнения данных за 1995–2011 и 1935–1960 гг. выявлено увеличение продолжительности залегания устойчивого снежного покрова и снегозапасов за счёт роста количества зимних осадков.

55. Гордеев И.Н. Расчет динамики альбедо снежного покрова в период снеготаяния в бассейне реки

- Енисей // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 1. С. 47–50, библиогр. 8.
- Предложена схема расчёта динамики альбедо, позволяющая использовать её в моделях снеготаяния для прогноза стока талых вод.
56. Горюнова Н.В., Шевченко В.П. Новые данные о распределении и вещественном составе нано- и микрочастиц в снеге Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 4 (98). С. 71–78, библиогр. 21.
- Результаты анализа проб снега с разных полигонов в Арктике в 2004–2009 гг.
57. Грицук И.И., Дебольская Е.И., Дебольский В.К., Масликова О.Я. Лабораторное исследование влияния внешних воздействий на процесс таяния снежного покрова // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 122–124.
- Рассмотрено воздействие дождевых потоков и радиац. излучения солнца на процесс снеготаяния.
58. Гулый С.А. Снегозаносы и гололед на тротуарах северных городов на примере г. Магадана // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 181–185.
- Обсуждаются проблемы безопасности тротуаров зимой в конкретных климатич. условиях Магадана.
59. Епифанов Е.П., Осокин Н.И. Акустические методы в механике деформирования и разрушения снега // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 18–20.
- Разработан акустич. экспресс-метод определения стратиграфии снежной толщи.
60. Ермолов Ю.В. Широтная изменчивость фоновых концентраций химических элементов в снеговом покрове Западной Сибири // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 221–225.
- По результатам отбора 103 проб в интервале 59–70° с.ш. весной 2009 г. выявлено общее снижение с юга на север концентрации химич. элементов в снежном покрове.
61. Ефремов Ю.В. Стратиграфия и свойства снега в Красной Поляне (район Большого Сочи) // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 48–50.
- Анализ трансформации снежной толщи на сев. склоне хр. Аибга в 2012 и 2013 гг.
62. Земцов В.А., Филандышева Л.Б. Изменение ритмов зимнего сезона и снежный покров в условиях меняющегося климата // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 23–29, библиогр. 1.
- Анализ данных метеостанции Омск, характеризующих климатич. режим естеств. сезонов с 1936 по 2006 г.
63. Иванов Б.В., Священников П.Н. Влияние аэрозольного загрязнения на радиационные характеристики снежного покрова архипелага Шпицберген // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 21–23.
- Результаты измерений 2010–2012 гг. альбедо над различными по степени загрязнённости участками поверхности.
64. Казаков Н.А., Кононов И.А., Боброва Д.А., Генсировский Ю.В., Казакова Е.Н., Лобкина В.А., Рыбальченко С.В. Скорость изменения структуры, текстуры и плотности снежного слоя // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 51–57.
- Результаты измерений на снегомерной площадке у подножия Сусунайского хребта в феврале–марте 2013 г.
65. Казакова Е.Н. Снежные карнизы на морских террасах Южного Сахалина // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 94–99, библиогр. 11.
- По результатам полевых измерений 2012 г. предложены меры борьбы с образованием снежных карнизов.
66. Казакова Е.Н., Казаков Н.А. Характеристики снежных карнизов на западном побережье Южного Сахалина в зимнем сезоне 2012–2013 гг. // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 104–106.
- Результаты полевых обследований трёх участков автодороги Невельск – Томари – аэропорт Шахтёрск.
67. Казакова Е.Н., Лобкина В.А. Исследование снеготранспорта на участке автомобильной дороги Южно-Сахалинск – Ока (км 243 – км 249) в зимнем сезоне 2012–2013 гг. // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 144–146.
- Анализ полевых исследований толщины снежного покрова по четырём снегомерным профилям.
68. Кайгородов К.И. Некоторые результаты применения георадиолокации в снегомерных съёмках (на примере о. Дачное, г. Якутск) // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 58–59.
- Предложена методика расчёта значений параметров снежного покрова с использованием радиолокатора на высоте 2 м над поверхностью снега.
69. Карачун Л.Э., Потанов А.А. Методика дистанционного управляемого эксперимента по исследованию акустических свойств снежного покрова в условиях естественного залегания: сезон 2012 года – результаты измерений // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 24.

Об особенностях распространения звука в снежном покрове.

70. Карачун Л.Э., Потапов А.А., Пряженцев Н.И. Методика дистанционного управляемого эксперимента по исследованию акустических свойств снежного покрова в условиях естественного залегания // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 25.

Информация о провед. эксперименте.

71. Китаев Л.М. Изменчивость снегозапасов Северной Евразии в предвесенний и весенний периоды // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 2. С. 70–73, библи. 9.

На основе данных наблюдений 600 метеостанций в 1966–2008 гг. отмечается многолетняя тенденция к увеличению снегозапасов и продолжительности предвесеннего и весеннего периодов.

72. Китаев Л.М., Чернов Р.А., Аблеева В.А., Коробов Е.Д. Индикационные свойства снежной толщи (по результатам экспериментальных исследований зимой 2011/12 г. в центральной части Восточно-Европейской равнины) // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 67–73, библи. 12.

Установлены различия в стратиграфии снежной толщи, обусловл. особенностями растит. комплексов, хронологией изменений приземной температуры воздуха и снегонакопления.

73. Клименко Е.С. Определение и классификация ослабленных слоёв в снежном покрове // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 74–82, библи. 24.

Предложена классификация ослабл. слоёв снега на склоне как итог аналитич. обзора литературы и собств. полевых наблюдений.

74. Коковкин В.В., Рапута В.Ф., Морозов С.В., Ярославцева Т.В. Оценка канцерогенных рисков здоровью населения по загрязнению снежного покрова городов юга Западной Сибири // Экология северных территорий. Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 230–234, библи. 2.

На основе результатов эксперимент. исследований в шести городах в 2009–2012 гг. сделан вывод о превышении в них индивидуального канцерогенного риска относительно его приемлемого уровня.

75. Коломыц Э.Г. Структурно-эволюционный полиморфизм снежного покрова // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 60–66.

Показана некорректность прогнозирования лавинной опасности по модели SNOWPACK.

76. Кононов И.А. Автоматизированное определение типа текстуры отдельного слоя снежной толщи по фотографиям участков стенки снежного шурфа // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 67–68.

Разработана программа на языке программирования C# с применением открытой библиотеки компьютерного зрения Open CV.

77. Котляков В.М. Значение снежного покрова в природе планеты и жизни человеческого общества // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 17–22.

Показана важность изучения снежного покрова земного шара.

78. Кудрявцев С.А., Вольцева Т.Ю., Михайлин Р.Г., Берестянский Ю.Б. Использование геосинтетических материалов в конструкциях при строительстве автодорог в снежных регионах России // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 147–148.

Обобщение опыта реконструкции автомобильной дороги Якутск – Магадан с использованием армирующих решёток из полиэтилена высокой плотности.

79. Курпиров А.Н., Курпиров О.А. Влияние снегового покрова на устойчивость отдельных элементов бореальных лесов // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 275–279, библи. 3.

По результатам полевых исследований 2010–2012 гг. в Кемеровской области сделан вывод о решающем влиянии толщины снежного покрова на устойчивость липовых насаждений в Сибири.

80. Литвиненко В.В., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Особенности формирования и строения снежного покрова в Москве зимой 2012/13 гг. // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 69–70.

Об особенностях многоснежной зимы 2012/13 г.

81. Лобкина В.А. Алгоритм районирования малоизученной территории по расчетному значению веса снегового покрова // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 149–151.

Описание концепции, использов. при построении карты «Районирование территории о. Сахалин по расчётному значению веса снегового покрова».

82. Лобкина В.А. Изменение структуры разновозрастного снежного слоя в стратиграфическом комплексе // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 71–73.

Обобщены результаты полевых измерений на профиле длиной 90 км на юге Сахалина зимой 2010/11 г.

83. Лобкина В.А. Перекристаллизация снега в толще в ландшафтных фациях, различных по условиям увлажнения (юг Сахалина) // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 89–93, библи. 19.

На основе стратиграфич. наблюдений 2005–2011 гг. на двух контрольных участках получены скорости смены форм ледяных кристаллов в снежном слое с момента его образования.

84. *Лобкина В.А.* Снеговые нагрузки и районирование территории острова Сахалин по весу снежного покрова: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Хабаровск: Дальневост. геол. ин-т ДВО РАН, 2013. 24 с., библи. 15.

Разработана методика расчёта снеговой нагрузки для территории о. Сахалин, построена карта территории острова по весу снежного покрова на поверхности земли в м-бе 1:1 000 000.

85. *Лобкина В.А.* Снежность о. Сахалин и ее воздействие на экономику территории // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 152–153. Проанализированы данные об осадках с ноября по март 1907–2012 гг.

86. *Лобкина В.А.* Ущерб от снеговых нагрузок в Российской Федерации. Причины и последствия // Геориск. 2012. № 1. С. 50–53.

Представлены данные о разрушениях и повреждениях кровель зданий и сооружений от снеговых нагрузок в России за последние три года; проведён анализ соврем. нормативной базы и региональных СНИПов по снеговым нагрузкам.

87. *Лохов Ш.Х., Воронай Н.Н.* Динамика характеристик снежного покрова в Прибайкалье во второй половине XX и начале XXI веков // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 74–75.

Проанализирован материал о пространственно-временной изменчивости толщины снежного покрова за 1961–2009 гг.

88. *Лукин Л.Р.* Роль снежного покрова в экологии кольчатой нерпы // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 280–283, библи. 4.

Показана роль в процессе воспроизводства нерпы площади и толщины припая и толщины снежного покрова на нём в 1927–2008 гг. в Кандалакшском заливе Белого моря.

89. *Максютова Е.В.* Многолетние колебания толщины снежного покрова и максимальных снегозапасов на территории Предбайкалья // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 40–47, библи. 17.

По материалам наблюдений на 61 метеостанции и снегомерных съёмках показан рост максимальных снегозапасов в лесу и в поле в 1961–2010 гг.

90. *Максютова Е.В.* Мониторинг характеристик снежного покрова лесостепи Предбайкалья // Материалы 14-го Совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 14–16 сентября 2011 г. Владивосток, 2011. С. 208–209, библи. 4.

Проведён статистич. анализ и выявлены тенденции изменения характеристик снежного покрова на основе обобщения материалов наблюдений метеостанций по постоянным рейкам за многолетний период.

91. *Мордвинцев И.Н., Платонов Н.Г., Рожнов В.В., Найдено С.В., Иванов Е.А.* Роль снежного покрова в жизни белого медведя // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 284–287.

Перечислены виды работ 2010–2012 гг. в рамках Программы изучения белого медведя в Российской Арктике.

92. *Напрасников А.Т., Плюснин В.М.* Снежный покров континентальной Азии: его роль в формировании климатических характеристик и экологического состояния природной среды // Экология северных территорий. Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 33–37.

Показано изменение толщины снежного покрова с 1990 по 2010 г. на обширной территории юга Вост. Сибири.

93. *Нецветаева О.Г., Сорокикова Л.М., Онищук Н.А., Сезько Н.П., Лопатина И.Н.* Особенности химического состава снежного покрова в Байкальском регионе // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 32–33.

Результаты исследования образцов, отобранных в марте 2012 г. в районах с разной антропогенной нагрузкой.

94. *Олейников А.Д.* Снежные ресурсы района Красной Поляны (Западный Кавказ) // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 83–94, библи. 18.

Обобщены материалы наблюдений на метеостанциях Красная Поляна (567 м), Ачишко (1880 м) и сведений о снегозапасах бассейна р. Мзымта за 1936–2009 гг.

95. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Экспериментальные исследования эффективного коэффициента теплопроводности снежного покрова западного Шпицбергена (Норвегия) // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 34–36.

Определены коэффициенты температуропроводности и теплопроводности по данным полевых измерений зимой 2012/13 г.

96. *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, библи. 26.

Показано, что регулирование термич. сопротивления снежного покрова за счёт уплотнения снега или частичного его удаления позволяет снизить отрицат. последствия потепления климата и предотвратить деградацию многолетнемёрзлых грунтов.

97. *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, библи. 12.

Выполнен анализ известных значений коэф. эффективной теплопроводности снега и проведено их сравнение с эксперимент. данными, получ. в Подмосковье и на Шпицбергене.

98. *Попова В.В., Полякова И.А.* Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 29–39, библиограф. 17.
Построены поля средних сроков разрушения устойчивого снежного покрова, а также стандартные отклонения за 1936–2008 гг.
99. *Прокачева В.Г., Усачев В.Ф.* Снежный покров как индикатор кумулятивного техногенного загрязнения в сфере влияния городов и дорог // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 3. С. 94–106, библиограф. 13.
Анализ данных космич. снимков, а также наземных и авиационных подспутниковых работ 1972–2012 гг. на территории России и сопредельных стран.
100. *Радионых В.Ф., Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А.* Изменение температуры, осадков и снежного покрова в районах арктических морей за 1981–2019 гг. // *Лёд и Снег*. 2013. № 1 (121). С. 61–68, библиограф. 12.
Отмечается тенденция увеличения количества твёрдых осадков на фоне роста температуры воздуха и сокращения числа дней с устойчивым снежным покровом.
101. *Рыбальченко С.В.* Снежный покров как фактор активизации склоновых геодинамических процессов (селей, оползней) южного Сахалина // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 133–134.
О влиянии снежного покрова и лавин на склоновые процессы.
102. *Саввинов Д.Д.* Роль снежного покрова в формировании экосистем криолитозоны (на примере Якутии) // *Экология северных территорий*. Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 38–41, библиограф. 3.
Об основных закономерностях распределения снежного покрова по территории.
103. *Семенов В.А.* Климатически обусловленные изменения вклада снега в формирование опасных гидрологических явлений на реках // *Лёд и Снег*. 2013. № 3 (123). С. 107–112, библиограф. 12.
Данные гидрометеонаблюдений и сведения об опасных гидрометеорол. явлениях сопоставлены с учётным экономич. ущербом на территории России в 1991–2010 гг.
104. *Собанский Г.Г.* Снежный покров и марал (*Capreolus elaphus sibiricus* seo.) на северо-востоке Горного Алтая // *Экология северных территорий*: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 293–298, библиограф. 7.
Показана лимитирующая роль многоснежных зим для поголовья марала.
105. *Соколов С.В.* Загрязнение снежного покрова и его последствия на изменения экологического состояния природной среды северных городов // *Экология северных территорий*: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 259–263.
Общие соображения о состоянии проблемы.
106. *Сократов С.А.* Исследование снега и снежного покрова: различия в подходах, определяемые различием в масштабах // *Экология северных территорий*: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 42–49, библиограф. 26.
Объясняются различия в данных о снежном покрове, применяемых для глобального, регионального и локального масштабов моделирования.
107. *Сократов В.С., Шмакин А.Б.* Численное моделирование снежного покрова на о. Гукера (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // *Лёд и Снег*. 2013. № 3 (123). С. 55–62, библиограф. 16.
Показана важность учёта метелевого испарения при числ. моделировании снежного покрова.
108. *Сорокина О.И., Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Голованов Д.Л., Бажа С.Н., Доржготов Д., Энх-Амгалан С.* Тяжелые металлы в воздухе и снежном покрове Улан-Батора // *География и прир. ресурсы*. 2013. № 3. С. 159–170, библиограф. 24.
На основе полевых работ 2008–2009 гг. отмечено увеличение выпадения тяжёлых металлов из атмосферы за два последних десятилетия, что привело к расширению площади их аномалий в снежном покрове.
109. *Таловская А.В., Филиппенко Е.А., Язиков Е.Г.* Изучение загрязнения снегового покрова пылеаэрозолями в Томской области // *Экология северных территорий*: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 264–272, библиограф. 13.
Результаты многолетних наблюдений на территории Томск-Северской промышл. агломерации.
110. *Фролов Д.М., Голубев В.Н.* Изменение климатических показателей и толщины снежного покрова на территории России в конце XX – начале XXI вв. и их влияние на глубину промерзания грунтов // *Экология северных территорий*: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 148–152, библиограф. 2.
Наблюдаемые изменения свидетельствуют о замедлении потепления в России в целом, за исключением субарктич. климатич. пояса.
111. *Чернов Р.А.* Особенности стратиграфии снежного покрова Среднерусской возвышенности // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 78–80.
По материалам полевых измерений 2001–2013 гг. охарактеризована территориальная изменчивость типичного строения снежной толщи.
112. *Чернов Р.А.* Термические свойства снежного покрова Среднерусской возвышенности: Автореф.

дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2013. 30 с., библи. 19.

Определены характерные типы снега на территории возвышенности, выявлены региональные различия в строении снежной толщи, дана эксперимент. оценка коэф. эффективной теплопроводности для разной структуры снега.

113. Чернов Р.А. Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 71–77, библи. 10.

По результатам зимних полевых работ 2010/11 и 2011/12 гг. сделан вывод о средней теплопроводности снежного покрова Подмоскovie в диапазоне 0,11–0,15 Вт/м °С, что определяется низкой плотностью снежного покрова и развитием глубинной изморози.

114. Черноус П.А., Барашев Н.В., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е. Пространственная изменчивость характеристик снега, определяющих его устойчивость на склоне, в различных физико-географических условиях // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 81.

Проведён сравнит. анализ параметров пространств. изменчивости снега в Хибинах, Прибайкалье, на Алтае и Кавказе.

115. Шварцман Ю.Г., Игловский С.А. Изменения климата и их последствия для снежного покрова и многолетнемерзлых пород Европейского Севера России // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 80–85, библи. 6.

Показаны особенности и следствия потепления последних 80 лет.

116. Шепелев В.В. О роли снежного покрова в инфильтрационном питании надмерзлотных вод // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 161–168, библи. 17.

Дана приближ. оценка доли талых снеговых вод (25%) в инфильтрац. питании.

117. Шишикин А.С. Снег и животные // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 309–313.

Создана пространств. модель распространения снежного покрова на склонах Енисейского кряжа, проведён анализ условий выживания копытных, мелких млекопитающих, ведущих подснежный образ жизни, и тетеревиных птиц, для которых снег служит защитой от холода.

118. Шмакин А.Б., Сократов В.С. Численное моделирование сезонной эволюции снежного покрова в различных климатических условиях с применением ансамблевого подхода // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 135–136.

Результаты расчётов на числ. модели теплового и водного баланса на суше SPONSOR.

5. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ

119. Андреев Ю.Б., Божинский А.Н., Черноус П.А. Краткосрочный пространственно-временной прогноз сухих лавин сублимационной перекристаллизации и смешанного типа // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 69–72, библи. 7.

Исследованы метеопараметры и их сочетания, входящие в функцию прогноза, которые дают наилучшую корреляцию с вероятностями границ лавинных отложений.

120. Андреев Ю.Б., Божинский А.Н., Черноус П.А. Построение модели локального краткосрочного пространственно-временного прогноза метелевых лавин на примере хибинского лавиносбора // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 83–84.

Охарактеризована модель, построенная на основе дискриптивного анализа метеоанных за 1934–1994 гг.

121. Боброва Д.А. Лавинная опасность равнинных территорий о. Сахалин // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 85–86.

Выделены территории с лавинной опасностью менее 10%.

122. Боброва Д.А. Лавинная опасность равнинных территорий о. Сахалин // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 60–66, библи. 12.

Представлена карта лавинной опасности равнинной территории острова.

123. Волосухин В.А., Титоренко В.И. Инженерная защита от селевых потоков Олимпийских объектов в Б. Сочи // Мелиорация и водное хозяйство. 2013. № 3. С. 22–24, библи. 9.

Анализируется селевая активность в бассейне р. Мзымта, вызв. строительством спортивных олимпийских объектов, инженерная защита от селей в бассейне этой реки, где выявлено более 100 селевых русел.

124. Ефремов Ю.В. Роль снежного покрова в формировании селевых потоков и оползней на северо-западном Кавказе // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 127–128.

Об усилении селевых потоков на фоне изменений климата и непродукт. хозяйств. деятельности.

125. Жданов В.В. Влияние устойчивого снежного покрова на сход лавин по материалам наблюдений на снеголавинной станции «Шымбулак» // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 87–88.

Характеристика снежного покрова на высоте 2170 м в районе Алматы за период 1966–2012 гг.

126. Жируев С.П., Казаков Н.А., Генсировский Ю.В. Анализ результатов работ по профилактическому

- спуска лавин за зимний сезон 2012–2013 гг. // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 89–90.
- Описаны случаи успешных профилактич. спусков лавин методом механич. подрезки снежных карнизов на юго-зап. побережье о. Сахалин.
127. *Иванов М.Н., Каминская М.М., Архипова А.А., Новикова А.В., Семенкова Е.П.* Защита олимпийской инфраструктуры в Красной Поляне от лавин, селей и оползней // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 140–141.
- Критически рассмотрены существующие и предложены дополнит. меры защиты.
128. *Казаков Н.А.* Искусственное изменение рельефа для защиты автомобильных дорог от лавин на Южном Сахалине // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 91–92.
- Рассмотрены инженерные сооружения, способствующие увеличению или уменьшению снегопереноса на определенных участках склонов.
129. *Казаков Н.А., Боброва Д.А.* Динамика лавин разных генетических классов и проблема моделирования лавин // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 93–98.
- Систематизирована информация о лавинах, позволяющая выбрать способ моделирования для каждого из классов лавин.
130. *Казакова Е.Н.* Антропогенное воздействие на береговые природные лавинные комплексы Южного Сахалина // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 99–100.
- Об увеличении лавинной опасности вследствие антропогенных воздействий.
131. *Казакова Е.Н.* Классификация природных лавинных комплексов морских террас Южного Сахалина // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 101–103.
- Охарактеризован режим схода лавин разных классов.
132. *Казакова Е.Н.* Террасовые лавинные комплексы Южного Сахалина // Геодинамич. процессы и прир. катастрофы в Дальневост. регионе: Науч. конф., посвящ. 65-летию Ин-та морской геологии и геофизики ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 26–30 сентября 2011 г. Тезисы докладов. Южно-Сахалинск, 2011. С. 150–151.
- Показано, что для береговой зоны о. Сахалин характерны лавины небольших объемов с дальностью выброса менее 500 м, но возможен и сход больших лавин сразу из нескольких смежных лавиносборов.
133. *Казакова Е.Н., Лобкина В.А.* Размещение населения и хозяйственных объектов в лавиноопасных зонах Сахалинской области // География и прир. ресурсы. 2013. № 4. С. 52–56, библиогр. 9.
- Предложены меры, позволяющие минимизировать ущерб от лавин.
134. *Кононов И.А., Боброва Д.А.* О методе расчета дальности выброса лавин по форме продольного профиля лавиносбора // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 108–109.
- Обобщены данные многолетних наблюдений за лавинами на Сахалине.
135. *Кюль Е.В.* Общие тенденции изменения снеgolавинной обстановки при трансформации ландшафтной структуры горной территории // Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 138–145, библиогр. 11.
- Рассмотрены изменения лавинной опасности в Кабардино-Балкарии с 2003 по 2025 г. при разных сценариях изменения климата.
136. *Кюль Е.В., Марченко П.Е.* Анализ некоторых аспектов взаимосвязи изменений климатических условий и лавинной опасности для территории Кабардино-Балкарской Республики // Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 146–153, библиогр. 14.
- Предсказывается замедление сокращения ледников и активизация лавин, селей, обвалов и осыпей к 2025 г.
137. *Мальнева И.В., Кононова Н.К.* Увеличение опасности формирования гляциальных селей в Кабардино-Балкарии в современный период // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 113–120, библиогр. 11.
- Прогнозируется увеличение селевой опасности в ближайшие 10–15 лет.
138. *Мокров Е.Г., Барашев Н.В.* Изменение параметров лавинообразования в ближней зоне от места проведенного взрыва // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 48–52, библиогр. 6.
- Результаты натурных экспериментов на плато Суолуайв в Хибинах в марте 2012 г.
139. *Петрушина М.Н.* Лавинные геосистемы бассейна р. Гончхир (Западный Кавказ) // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 110–111.
- Проведено районирование бассейна одного из притоков Тибры по особенностям формирования и проявления лавин.
140. *Селиверстов Ю.Г., Созаев С.Х., Харьковец Е.Г., Турчианова А.С., Соловьев А.Ю., Глазовская Т.Г., Клименко Е.С.* Реконструкция особо крупных

- лавины // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Москва, 13–14 декабря 2012 г. М., 2012. С. 187.
- Рассмотрена гипотеза лавинного происхождения безлесных участков на днище долины в верховьях р. Баксан в Приэльбрусье.
141. *Соколова К.А., Петрушина М.Н.* Использование индикационных методов при изучении структуры и динамики ландшафтов зон воздействия лавин и селей в Приэльбрусье // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 112–113.
- Показана информативность применения методов дендроиндикации и ландшафтного дешифрирования аэрофото- и космоснимков.
142. *Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л.* Чувствительность расчетной дальности выброса лавин к характеристикам подстилающей поверхности // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 114–115.
- Оценка чувствительности дальности выброса лавин к изменению угла наклона лавиноопасного склона и характера его поверхности.
143. *Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л., Колтерманн К.П.* Антропогенное влияние на лавинную и селевую активность // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 121–128, библиограф. 18.
- Приведены примеры увеличения лавинной и селевой активности при антропогенном воздействии на растительность и рельеф.
144. *Тавасиев Р.А.* Каменные глетчеры восточного склона горы Кайджаны как очаги зарождения селевых потоков (Казбекско-Джигарайский массив) // Горные регионы: XXI век. Сб. науч. трудов. Владикавказ, 2011. С. 331–340, библиограф. 5.
- Показано, что скорость таяния и отступления долинного ледника Чач во второй половине XX в. значительно уменьшалась, а небольшие каровые и карово-висячие ледники юж. и вост. склонов к началу XXI в. растаяли.
145. *Томашевская И.Г., Тихановская А.А., Петров М.А.* Отступление ледников — фактор возникновения гляциальных селей // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 4. С. 83–86, библиограф. 8.
- Результаты полевых исследований 2011–2012 гг. двух ледников в верховьях р. Ойгаинг в Ташкентской области.
146. *Факторы изменения селевых процессов // Соврем. глобальные изменения прир. среды: Т. 3. Факторы глобальных изменений. М., 2012. С. 283–304, библиограф. 20.*
- Приведены данные об изменении продолжительности селеопасного периода и повторяемости селеопасных ситуаций в 2041–2050 гг. относительно периода 1991–2000 гг. для субъектов Российской Федерации на европейской территории страны.
147. *Чеботарев С.И., Бобров А.В., Романюк А.В., Боброва Д.А., Ложкомоев В.В., Паршукова О.В.* Характеристика снежной толщи в зонах отрыва лавин в юго-западной части о. Сахалин // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 76–77.
- Обобщение результатов наблюдений 2011–2013 гг. за стратиграфией снежной толщи в Невельском, Холмском и Чеховском районах.
148. *Черноус П.А.* Лавины, индуцированные человеком, проблемы предотвращения лавинной опасности // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 207–212, библиограф. 6.
- Освещены проблемы, препятствующие оценке влияния техногенных нагрузок на устойчивость снега и образование лавин.
149. *Чернышев А.Д.* Термоударная модель схождения снежных лавин и грунтовых оползней // Прикладная механика и техн. физика. 2012. Т. 53. № 6. С. 159–167, библиограф. 13.
- Снежный покров клиновидной формы на плоском склоне горы в связанной постановке моделируется термоупругой средой, на которую действует массовая сила тяжести, равномерная поверхностная нагрузка и тепловой поток; получено точное решение задачи о равновесии массива.
150. *Шевчук С.С., Ядрошников В.И.* Определение расчетных параметров при проектировании лавинозащитных сооружений // Экология северных территорий. Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 213–218, библиограф. 4.
- Предложена технология оперативного мониторинга лавиноопасных участков на основе применения неметрич. фотокамеры, установл. на беспилотном летательном аппарате.
151. *Шныпарков А.А., Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Комаров А.Ю.* Оценка лавинного риска на горнолыжных курортах // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 116–117.
- Сопоставлены данные о курортах Матлас, Лагонаки, Ведучи и Мамисон на Сев. Кавказе в единицах выражения коллективного риска.
152. *Шурова А.Н.* Снежные лавины как продукт комплексного сочетания геоморфологического устройства территории и климатического фактора (на примере Северного Кавказа) // Науки о Земле и цивилизация: Материалы Междунар. Молодёжной конф. Санкт-Петербург, 18–23 октября 2012 г. Т. 1. Науки о Земле. СПб., 2012. С. 160–163.
- Дано распределение лавин Большого Кавказа по генетич. типам, описаны характеристики лавинных очагов и способы защиты от лавин.

6. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

153. Айбулатов Д.Н. Особенности изучения ледовых явлений при проведении инженерных гидрометеорологических изысканий // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации: Материалы 8-й Общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 13–14 декабря 2012 г. М., 2012. С. 186.
Утверждается, что нормативная база по исследованию ледового режима устарела и недостаточно полно отражает все ледовые процессы.
154. Александров В.Ю., Йоханнесен О.М. Изменение толщины льда в Арктике с конца XIX века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 63–73, библиограф. 37.
Отмечается уменьшение толщины льда на 25% с 1893–1894 до 1937–1939 гг., увеличение максим. толщины припая к середине XX в., уменьшение средней толщины льда в последние десятилетия XX – начале XXI в.
155. Алексеев Г.В., Данилов А.И., Клепиков А.В. К вопросы прогноза и оценки последствий глобальных климатических изменений, происходящих в Арктической зоне Российской Федерации под влиянием естественных и антропогенных факторов, в среднесрочной и долгосрочной перспективе // Российские полярные исследования. 2013. № 4 (14). С. 26–28.
Представлены карты распространения арктического льда в сентябре 2009–2013 гг.; признаётся, что однозначного ответа на вопрос, каким будет климат Арктики в XXI в., пока нет.
156. Андреев О.М. Влияние вертикальной неоднородности заполнения килля тороса на скорость его промерзания // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 63–68, библиограф. 15.
Результаты экспериментальных исследований 2003–2007 гг.
157. Антипов Н.Н., Клепиков А.В., Воеводин А.В., Буякин В.П. Морские научные наблюдения в Южном океане в сезонный период 58-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2013. № 2 (12). С. 26–31.
Описание комплекса наблюдений, в том числе за айсбергами и плавучими льдами, с борта науч.-исслед. судов с ноября 2012 г. по апрель 2013 г.
158. Архипова А.А., Деев М.Г. Современный айсберговый сток в Северо-Западную Атлантику // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2013. № 6. С. 76–81, библиограф. 14.
На основе данных Междунар. ледового патруля за 1960–2011 гг. представлены сведения о межгодовой изменчивости айсбергов, продуцируемых Гренландским ледниковым щитом.
159. Ашик И.М., Рыжов И.В. Экстремальные колебания уровня арктических морей и их многолетние изменения // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 74–89, библиограф. 7.
Показана связь формирования и развития сгонно-нагонных колебаний уровня и путей циклонов с положением кромки морского льда.
160. Богородский П.В., Макитас А.П., Пнюшков А.В. Моделирование нарастания льда в заприпайной полынье // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 85–94, библиограф. 23.
Предложен подход, достаточно адекватно отражающий процессы интенсивного взаимодействия океана и атмосферы на колич. уровне.
161. Бухаров М.В. Анализ взаимосвязи индекса рассеяния морского льда с его свойствами // Метеорология и гидрология. 2013. № 1. С. 54–65, библиограф. 9.
Анализ данных микроволнового радиометра AMSU со спутников «NOAA» и «AVHRR», получ. в холодный и тёплый периоды 2011 г.
162. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование климатической изменчивости состояния вод и ледового покрова Северного Ледовитого океана // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 89–92, библиограф. 4.
Результаты моделирования сопоставлены с данными спутникового зондирования; подчёркиваются их различия.
163. Гудкович З.М., Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Лосев С.М., Дымент Л.Н., Смоляницкий В.М., Фролов С.В. Развитие ледовых и метеорологических условий в Арктике в период 2007–2013 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 90–102, библиограф. 17.
Сделан вывод о начале перехода от потепления к похолоданию в вост. секторе Российской Арктики, тогда как в приатлантич. секторе продолжается тёплый период.
164. Данилов А.И., Алексеев Г.В. Климатические изменения в Арктике и морской ледяной покров // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 93–99, библиограф. 5.
О сокращении площади морского льда в 1980–2011 гг. на фоне роста летней температуры воздуха над ним.
165. Дмитриев А.А., Горбунов Ю.А. Ледово-гидрологические патрули в российских арктических морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 4 (98). С. 104–115, библиограф. 11.
История исследований ледовой обстановки с экспедиц. кораблей в 1936–2009 гг.
166. Дмитриев В.Г., Ковалевский Д.В., Алексеев Г.В., Бобылев Л.П. К оценке рисков, обусловленных неприятными гидрометеорологическими явлениями и климатическими аномалиями в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 52–62, библиограф. 32.
Оценка последствий сокращения морских льдов для морских перевозок и добычи нефти и газа на арктич. шельфе.
167. Еремеев В.Н., Букатов А.Е., Бабий М.В., Букатов А.А. Пространственно-временная изменчивость распределения морского льда в Антарктике // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 63–71, библиограф. 15.

Исследована климатич. эволюция распределения сплочённости морского льда в Антарктич. области Южного океана за 1969–2010 гг., показана корреляц. связь широтного смещения кромки льда и чисел Вольфа солнечной активности.

168. *Захаров В.Г., Сидоренков Н.С.* Влияние лунно-солнечных приливов на айсберговый сток Антарктиды // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 2. С. 49–55, библи. 25.

Обнаружены шестилетние колебания фронта антарктич. ледников в 1893–2009 гг. и запаздывание изменений айсбергового стока по отношению к ходу дисперсии приливных колебаний угловой скорости примерно на 6 лет.

169. *Зубакин Г.К., Иванов Н.Е., Нестеров А.В.* Оценки изменчивости скорости дрейфа айсбергов и градиента атмосферного давления в северо-восточной части Баренцева моря // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 3 (97). С. 65–78, библи. 12. Рассмотрен дрейф восьми айсбергов с мая по август 2009 г.

170. *Зубакин Г.К., Иванов Н.Е., Нестеров А.В.* Сопряженность дрейфа айсбергов с полем атмосферного давления в северо-восточной части Баренцева моря // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 2 (96). С. 26–40, библи. 16.

Прослеживается дрейф восьми айсбергов в мае–августе 2009 г. и его зависимость от градиента давления и ветра, а также поверхностного течения, направл. с востока на запад.

171. *Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.Н., Журавский Д.М., Священников П.Н.* Исследование снежно-ледяного покрова залива Грён-фьорд (арх. Шпицберген): исторические данные, натурные исследования, моделирование // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 2 (92). С. 43–54, библи. 35.

На основе историч. и соврем. данных приведена оценка сезонной эволюции и долгопериодной изменчивости ледовых условий в Грён-фьорде во второй половине XX в. и начале XXI в.

172. *Иванов Б.В., Тимачев В.Ф.* Тепловой баланс снежной поверхности морского льда в море Лаптевых весной 2009 г. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 4 (94). С. 99–104, библи. 12.

Оценка баланса снежно-ледяного покрова на основе наблюдений экспедиции «TRANSDRIFT XV» в марте–апреле 2009 г.

173. *Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // *Исследование Земли из космоса*. 2013. № 4. С. 50–65, библи. с. 62–65.

Обсуждаются данные об аномальном распространении льда в 1975–2012 гг. относительно среднего за 1979–2000 гг.

174. *Карклин В.П., Карелин И.Д., Юлин А.В., Усольцева Е.А.* Особенности формирования припая в море Лаптевых // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 3 (97). С. 5–14, библи. 13.

Показано, что ежегодное разрастание припая происходит скачкообразно или ступенчато и его площадь и ширина могут увеличиваться в несколько раз в течение нескольких дней.

175. *Клепиков А.В.* Современное изменение климата Арктики: обзор результатов нового оценочного доклада Арктического совета // *Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса*. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 105–109.

Краткий обзор указ. доклада, включая оценку соврем. состояния и развития снежного покрова и морских льдов.

176. *Кулаков М.Ю., Макишас А.П.* Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 2 (96). С. 67–75, библи. 8.

Анализ изменений в арктич. морском ледяном покрове за 2001–2012 гг.

177. *Кулаков М.Ю., Макишас А.П., Шутилин С.В.* AARI-IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 2 (92). С. 6–18, библи. 25.

Продемонстрированы возможности новой модели как инструмента в изучении ледово-гидрол. режима Северного Ледовитого океана.

178. *Кулаков М.Ю., Макишас А.П., Шутилин С.В.* Верификация данных реанализа NCEP/NCAR по результатам наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс» // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 1 (95). С. 88–96, библи. 5.

Оценка возможных ошибок в данных из наиболее популярных архивов NCEP/NCAR при моделировании ледово-гидрол. условий Северного Ледовитого океана.

179. *Кулаков М.Ю., Макишас А.П., Шутилин С.В.* Модельные оценки чувствительности ледяного покрова Северного Ледовитого океана с изменением форсингов // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 3 (93). С. 66–74, библи. 15.

Показано, что абс. минимум ледовитости в 2007 г. был вызван однонаправл. действием термич. и динамич. факторов; при существующем климате арктич. ледяной покров в океане сохранится.

180. *Лебедев Г.А., Федотов В.И., Черепанов Н.В.* Некоторые особенности ледообразования и генезиса морского льда в прибрежных водах Антарктики // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 5. С. 56–66, библи. 11.

По данным многолетних исследований показаны особенности сезонного расслоения припайного льда, способствующего безопасному движению техники по льду.

181. *Лукин Р.Л.* Формирование и разрушение припая из сезонных льдов // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 7. С. 65–73, библи. 15.

Теоретич. рассмотрение механизма формирования и разрушения припая.

182. *Майорова В.И., Гришко Д.А., Чагина В.А., Хардамина С.В.* Возможность использования динамических локальных синусоид для краткосрочного

- прогнозирования ледовой обстановки в проливе Карские Ворота по данным космической радиолокационной съемки // Вестн. МГТУ. Сер. Естеств. науки. 2013. № 1. С. 117–128, библиограф. 14.
- На основе космич. средств наблюдения выявлены геогр. особенности исследуемого района и предложен новый алгоритм прогнозирования ледовой обстановки.
183. *Макаров Е.И.* Применение системных методов для составления специализированных прогнозов ледовых условий плавания // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 15–20, библиограф. 8.
- Описаны принципы отображения структур. системы, приведен пример составления рабочей таблицы ледовых годов-аналогов для специализир. прогноза типа условий плавания в 2013 г.
184. *Матишов Г.Г., Макаревич П.Р., Моисеев Д.В.* Кольский разрез в полярную ночь // Российские полярные исследования. 2013. № 3 (13). С. 23–25.
- Представлена карта состояния ледяного покрова Баренцева моря на ноябрь 2012 г.
185. *Миронов Е.У., Гудкович З.М., Карклин В.П., Лосев С.М., Смоляницкий В.М.* Анализ состояния ледяного покрова Арктического бассейна, сценарий возможных изменений в ближайшие годы и оценка потенциального района организации дрейфующих станций // Российские полярные исследования. 2013. № 1 (11). С. 13–15.
- Представлены карты общей сплоченности льдов в сентябре за 1933–2012 и 2006–2012 гг., сделан вывод об устойчивом сокращении их площади в 2000–2012 гг. и предполагаемом увеличении площади и толщины многолетних ледяных полей в 2013–2015 гг.
186. *Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А.* Изменение распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и прогнозирование // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 53–62, библиограф. 32.
- Получены результаты, свидетельствующие о существ. роли долгопериодных колебаний климата в изменениях площади морских льдов в XX в.
187. *Непоменко Л.Ф., Попова Н.В., Зубанов С.А.* Ледовые условия на лицензионном участке «Северо-Каспийская площадь» // Защита окружающей среды в нефтегаз. комплексе. 2013. № 5. С. 44–52, библиограф. 5.
- На основе исследований 2001–2012 гг. приведены сведения о структуре, условиях образования и нарастания припайного и дрейфующего льда, торосистости, особенностях дрейфа льда при различных ветровых ситуациях.
188. *Павлова Т.В., Катцов В.М.* Эволюция морского льда в Арктике в XX–XXI веках по оценкам современных климатических моделей // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 115–120.
- Представлены дополненные и уточненные результаты к опублик. ранее в работах авторов.
189. *Платонов Н.Г., Мордвинцев И.Н., Алпацкий И.В.* Снежный покров и морской лёд Арктики // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 121–124.
- На основе пассивного микроволнового спутникового зондирования сделан вывод, что площадь многолетнего льда в Арктике уменьшается как из-за потепления, так и из-за увеличения выноса льдов из Арктич. бассейна.
190. *Плотников В.В., Вакульская Н.М.* Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова Берингова моря // Вестн. ДВО РАН. 2012. № 6. С. 13–21, библиограф. 6.
- На базе данных о характере ледяного покрова Берингова моря в период с 1960 по 2004 г. выполнены модельные расчёты сплоченности льдов и их толщины, а также скорости изменения сплоченности за счёт торошения для припая и льдин открытого моря.
191. *Полякова А.М.* К сверхдолгосрочному прогнозу ледовитости дальневосточных морей // Вестн. ДВО РАН. 2012. № 6. С. 3–12, библиограф. 14.
- Рассмотрена сверхдолгосрочная связь суммарной продолжительности действия типов атмосферной циркуляции над сев. частью Тихого океана с учётом перемещения циклонов и положения антициклонов с площадью льдов дальневосточных морей.
192. *Романюк В.А., Журавлев Г.Г.* Сравнительная оценка и сопоставимость спутниковых и авиационных данных по ледовитости Охотского моря // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 113–119, библиограф. 17.
- Показано хорошее соответствие данных для Сахалинского шельфа за 1970–1991 гг.
193. *Рыжов И.В.* Экспедиция «ICEARC-27-3» на борту НИЛ «Полярштерн» // Российские полярные исследования. 2013. № 1 (11). С. 15–17.
- Краткая характеристика исследований в течение 70 суток в августе–октябре 2012 г., зафиксировавших новый минимум площади ледяного покрова в Арктике.
194. *Симаков В.В., Ведешин Л.А., Зеркаль А.Д.* Наземно-космический мониторинг ледовой обстановки в Арктике // Исследование Земли из Космоса. 2013. № 2. С. 86–87.
- Соврем. состояние проблемы.
195. Система Белого моря: Т. 2. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2012. 783 с., библиограф. с. 719–780.
- Обсуждаются особенности физики, химии, биологии Белого моря, в том числе свойства прир. частиц и загрязнений в морских льдах и снеге; исследуются зоны смешения рек (маргинальные фильтры), выпадающих в Белое море.
196. *Смирнов В.Н., Панов Л.В., Соколов В.Т.* Динамика процесса разлома дрейфующего ледяного поля станции «Северный полюс – 38» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 4 (98). С. 26–34, библиограф. 7.

На основе прямых инструмент. измерений получены длительные временные ряды параметров реакции ледяного поля на события сжатия и разлома.

197. *Смоляницкий В.М., Писарев С.В.* Научные работы Росгидромета на ледовой базе Барнео в апреле 2013 г. // Российские полярные исследования. 2013. № 2 (12). С. 10–13.

Характеристика междунар. ледовых и океанографич. исследований, развёрнутых в конце марта 2013 г. на дрейфующем льду приполюсного района.

198. *Соколов В.Т.* Научно-исследовательская дрейфующая станция «Северный полюс — 40» — центр российских экспедиционных исследований Арктики // Российские полярные исследования. 2013. № 1 (11). С. 12.

Краткое описание и карта дрейфа, начавшегося 1 октября 2012 г. и продолжавшегося 160 суток.

199. *Третьяков В.Ю., Фролов С.В.* Модель оценки рисков транспортных операций в условиях ледяного покрова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 21–27, библи. 7.

О методологии моделирования риска аварийных ситуаций, вызываемых сжатиями судов дрейфующим льдом; приведены результаты апробации модели для маршрута от платформы «Приразломная» к Мурманску.

200. *Тягунин А.В.* Анализ ледовой обстановки в западном секторе Российской Арктики // Комплексная науч.-образоват. экспедиция «Арктич. плавающий университет — 2012»: Материалы науч. сессии студентов и аспирантов. Ч. 2. Архангельск, 2012. С. 18–41, библи. 6.

По результатам наблюдений с борта НИС «Профессор Молчанов» в июне 2012 г. отмечается положение ледовой границы у 80-й параллели — севернее её среднего положения.

201. *Федяков В.Е., Фролов С.В.* Новые алгоритмы учета влияния ледяных образований на надежность движения судов во льдах // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 28–34, библи. 7.

Представлены результаты тестирования разработ. алгоритмов для выбора оптимальных вариантов движения и исследования климатич. изменений условий плавания.

202. *Фильчук К.В., Горюнова Н.В., Богородский П.В.* Характеристики снежно-ледяного покрова и подледного слоя воды залива Грэн-фьорд (о. Западный Шпицберген) весной 2011 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 87–100, библи. 14.

Данные океанографич. и ледовых наблюдений с помощью концептуальной термодинамич. модели дополнены оценками эволюции припайного льда.

203. *Фролов С.В.* Влияние ориентации нарушений сплошности льда на эффективность движения судов в Арктическом бассейне в летний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 35–45, библи. 7.

Предложены алгоритмы учёта типа ориентации разрывов для расчёта скорости движения судна во льдах.

204. *Харитонов В.В.* Некоторые результаты измерения толщины ровного льда на дрейфующей станции «Северный полюс — 38» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 103–110, библи. 8.

Обсуждаются результаты прямых измерений на ледовом полигоне размером 100 × 100 м с октября 2010 г. до июня 2011 г.

205. *Шалина Е.В.* Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из Космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 328–336, библи. 16.

Приведены данные об изменении площади льдов Сев. полушария, получ. при обработке данных пассивных микроволновых спутниковых наблюдений с ноября 1978 г. по декабрь 2012 г.

7. РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

206. *Лисицын А.П., Васильчук Ю.К., Шевченко В.П., Буданцева Н.А., Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Филиппов А.С., Чижова Ю.Н.* Изотопно-кислородный состав воды и снежно-ледяного покрова отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // ДАН. 2013. Т. 449. № 4. С. 467–473, библи. 15.

Результаты изучения характеристик воды пяти озёр, льда и снега для идентификации структурных особенностей этих водоёмов в зимний период.

207. *Махинов А.Н., Ким В.И.* Ледяной покров реки Амур и его влияние на русловые процессы // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 4. С. 359–366, библи. 13.

На основе исследований 1996–2011 гг. даны рекомендации по использованию знаний о ледяном покрове для оптимизации руслоформирования Амура в его нижнем течении.

208. *Никулин В.В.* Налегание вихревого кольца на твердую поверхность как механизм образования кольцевых структур на ледовом поле озера Байкал: Препринт. Ин-т гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН. 2011. № 1. С. 1–5, библи. 3.

Экспериментально исследовано налегание вихревого кольца, образовавшегося в воде, на твёрдую поверхность по нормали к ней; предполагается, что механизм образования кольцевых структур на льду оз. Байкал имеет ту же природу.

209. *Пальшин Н.И., Ефремова Т.В., Белашев Б.З.* Ледовая фенология озёр Карелии: Обработка наблюдений и моделирование // Обзорение прикладной и промышл. математики. 2012. Т. 19. № 2. С. 274–275, библи. 5.

Для озёр Карелии установлены колич. параметры изменчивости сроков ледовых явлений и влияющие на них факторы.

210. *Савельев К.Л.* Прогноз роста заберегов на водохранилищах руслового типа, каналах и реках: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук. М.: Московский гос. ун-т природоустройства. 2013. 27 с., библи. 5.

Процесс фазового перехода внутриводного льда в поверхностный рассматривается не как результат коагуляции, а как достижение некоторой критич. концентрации, и при расчёте гидравлики и гидродинамики потока в уравнение добавлен коэф. трения.

211. *Сизова Л.Н., Куимова Л.Н., Шимараев М.Н.* Влияние циркуляции атмосферы на ледово-термические процессы на Байкале в 1950–2010-е годы // География и прир. ресурсы. 2013. № 2. С. 74–82, библи. 18. Проанализировано влияние крупномасштабных изменений атмосферной циркуляции Сев. полушария на ледовый режим озера.

8. НАЛЕДИ И ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ

212. *Алексеев В.Р.* Влияние наледей на развитие русловой сети (наледный руслогенез) // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 95–106, библи. 21.

Рассмотрены особенности сезонного развития процессов и стадийность преобразования русловой сети и наледных участков речных долин в целом, выделено пять типов гидрографич. структуры наледных полей.

213. *Горбунов А.П.* Каменные глетчеры, ледники и вечная мерзлота в Иране // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 1. С. 28–34, библи. 11.

Обобщение результатов анализа космич. снимков в программах Google Earth и Satellite Image Atlas of Glaciers of the World.

214. *Дебольская Е.И., Дебольский В.К., Грицук И.И., Масликова О.Я., Ионов Д.Н.* Моделирование деформаций русел, сложенных мёрзлыми породами, при повышении температуры окружающей среды // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 104–110, библи. 8.

Анализ результатов математич. и лабораторного моделирования, показавший, что русловые деформации рек в криолитозоне могут наблюдаться даже при неразмывающих скоростях водного потока.

215. *Дебольская Е.И., Остякова А.В.* Моделирование переноса загрязнений потоками в деформируемых руслах в условиях криолитозоны // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 107–112, библи. 12.

Представлена математич. модель, позволяющая сделать более точные колич. оценки и установить наиболее значимые факторы при неблагоприятном развитии ситуации по сравнению с результатами лабораторного и натурного экспериментов.

216. *Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т., Ширрмайстер Л., Веттерих С.* Изотопный состав текстурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 27–34, библи. 21.

По результатам опробования 1995–2007 гг. выявлены различия более холодного и континентального климата в сравнении с голоценовым и современным.

217. *Кондратьев В.Г.* Снег как враг вечной мерзлоты // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 130.

На примере дорог рассматривается охлаждающее и отепляющее влияние снега на многолетнемёрзлые породы в основании земляного полотна.

218. *Масликова О.Я.* Роль сезонного снеготаяния в процессе разрушения берегов водных объектов в условиях криолитозоны // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 131–132.

Обобщены результаты лабораторных экспериментов по изучению воздействия ультрафиолетовых и инфракрасных лучей на характер снеготаяния.

219. *Мелентьев В.В., Мателенок И.В.* Методология спутниковой СВЧ-диагностики широтно-зональной и сезонной изменчивости мёрзлых почвогрунтов и морского льда // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 73–82, библи. 14.

Предложена технология СВЧ-зондирования, дающая возможность определить границы восьми природных зон Зап. Сибири и акватории Карского моря с помощью комплекса AVSR-E, установл. на борту ИСЗ «Aqua».

220. *Соломатин В.И.* Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: ГЕО, 2013. 245 с., библи.: с. 328–340.

В учебном пособии для вузов проанализированы и систематизированы представления о физич. и пространственно-временных законах развития подземного оледенения, рассмотрена теория погреб. глетчерного происхождения подземных льдов.

221. *Спектор В.Б., Дубинина В.О., Спектор В.В., Бакулина Н.Т.* Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) погребённого фирна на Лено-Амгинской равнине // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 89–98, библи. 20.

Показаны возможности определения климатич. характеристик во время отложения горизонтов фирна, вскрытых в 2004 и 2011 гг. двумя скважинами на глубинах 13–14 и 23–25 м в 82 км к востоку от Якутска.

222. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г.* Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 83–92, библи. 20.

Результаты исследований четвертичных отложений с повторно-жильными и пластовыми льдами.

223. *Тавасиев Р.А., Тебиева Д.И.* Каменные глетчеры Северной Осетии (обзор и перспективы исследований) // Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 170–176, библи. 19.

Показана важность исследования и использования каменных глетчеров как источников чистой воды.

224. *Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Завозская Э.П., Борзенкова А.В.* Влияние снежного

покрова на промерзание и протаивание грунтов на Западном Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2013. № 4 (124). С. 52–59, библиограф. 10.

Обобщение результатов полевых измерений в 2010–2011 гг. с помощью самопишущих датчиков температуры почвы.

225. *Шполянская Н.А.* Подземные льды — показатель плейстоценовой истории Российской Арктики // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 69–82, библиограф. 43.

Новый взгляд на развитие территории Российской Арктики в плейстоцене.

9. ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

226. *Адаменко М.М., Соболев А.А.* Использование дендрохронологических данных для реконструкции колебаний ледников Кузнецкого Алатау // *Актуальные вопросы географии и геологии: Материалы Всерос. молодежной науч. конф. в рамках Всерос. фестиваля науки, посвящ. 90-летию со дня рождения А.А. Земцова*. Томск, 10–13 октября 2010 г. Томск, 2010. С. 3–5, библиограф. 5.

Анализируются дендрощкалы для Кузнецкого Алатау и возможности их использования для реконструкции температур периода абляции и динамики ледников в XVIII–XX вв.

227. *Алехина И.А.* В поисках жизни подо льдом — тестовое бурение шельфового ледника Мак-Мердо (проект WISSARD) // *Российские полярные исследования*. 2013. № 1 (11). С. 24–27.

О научном проекте США, предусматривающем комплексные исследования разветвленной гидр. системы под ледниковым потоком Вильямс, соединяющейся с океаном под шельфовым ледником Росса.

228. *Барашкова Н.К., Волкова М.А., Кузевская И.В., Чердынько Н.Н.* Метеорологические условия высокогорной части Республики Алтай: современные характеристики, оценки изменчивости, влияние на режим ледников // *Лёд и Снег*. 2013. № 4 (124). С. 23–29, библиограф. 12.

Обобщение данных стандартных наблюдений на метеостанциях района за 1940–2010 гг. и архива гляциол. характеристик ледников Алтая в лаборатории гляциоклиматологии Томского университета.

229. *Бондырев И.В.* Нивально-гляциальные процессы Месхетского хребта (Юго-западная Грузия) и их отражение в современном рельефе // *Криосфера Земли*. 2013. Т. 17. № 4. С. 87–93, библиограф. 6.

В результате анализа космич. снимков Google Earth 2006–2009 гг. и полевых исследований составлена карта снежников-перелетков на гребне одного из хребтов Малого Кавказа.

230. *Буланов С.А.* Морфоскульптура долины р. Маашей (Центральный Алтай) // *Геоморфология*. 2013. № 2. С. 51–61, библиограф. 20.

По результатам полевых исследований даны размеры в настоящем и прошлом одного из крупнейших ледников Алтая.

231. *Бушуева И.С.* Колебания ледников на Центральном и Западном Кавказе по картографическим, историческим и биоиндикационным данным за последние 200 лет: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2013. 24 с., библиограф. 18.

На основе историч., аэрокосмич., картографич. и дендрохронологич. данных установлены границы ледников Кашкаташ, Уллукам, Терскол, Алибек, Безенги, Мижирги и Цей на 9–21 временных срезов.

232. *Вилесов Е.Н., Морозова В.И., Северский И.В.* Оледенение Джунгарского (Жетысу) Алатау: прошлое, настоящее, будущее. Алматы, 2013. 244 с., библиограф. 301.

На основе аэрофото- и космич. съёмки дана характеристика всех частных бассейнов хребта, включая его китайскую часть. Исследуется изменчивость размеров, режима, баланса массы и стока ледников во второй половине XX в., даётся прогноз состояния оледенения в XXI в.

233. *Вилесов Е.Н., Северский И.В.* Деградация оледенения Джунгарского (Жетысу) Алатау во второй половине XX в. // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 12–20, библиограф. 21.

Обобщение результатов каталогизаций ледников в 1956, 1990 и 2000 гг.

234. *Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д.* Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 120 с., библиограф. 86.

Обобщены результаты многолетних исследований водно-ледового и теплового режима ледника на Камчатке в районе соврем. вулканизма (в прежних списках литературы эта книга отсутствовала).

235. *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, библиограф. 23.

По данным геоморфологич. съёмки 2012 г. и разнорем. аэрокосмич. съёмок прослеживается динамика отступления ледников в 1945–2012 гг.

236. *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. Т. 145. Вып. 4. С. 45–53, библиограф. 25.

Предложена простая региональная зависимость изменчивости высотного положения фирновой линии от климатич. параметров.

237. *Глазырин Г.Е.* Влияние сокращения оледенения на сток рек в Средней Азии // *Лёд и Снег*. 2013. № 3 (123). С. 20–25, библиограф. 21.

Выполнены расчёты, показавшие, что соврем. уменьшение площади и объёма ледников влияет на внутригодовое распределение стока.

238. *Дзордзиков М.Э., Погосян А.А.* Реки и ледники Северо-Осетинского природного заповедника //

- Горные регионы: XXI век. Сб. научных трудов. Владикавказ, 2011. С. 175–179, библи. 3.
- Краткое описание ледников в бассейнах рек Ардон и Фиагдон.
239. Долгова Е.А., Мацковский В.В., Соломина О.Н., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши (1800–2005 гг.) по дендрохронологическим данным // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 34–42, библи. 32.
- Представлена реконструкция на основе хронологий по максимальной плотности древесины, тесно связ. с летней температурой воздуха, и ширине годовых колец древесины, вклад которых, скорее всего, отражает условия зимних периодов (влияние зимних осадков).
240. Дэмбэрэл О. Современное оледенение хребта Сутай (Монгольский Алтай) // Актуальные вопросы географии и геологии: Материалы Всерос. молодёжной науч. конф. Томск, 13–15 сентября 2011 г., и материалы 1-й Междунар. науч.-образоват. школы для молодёжи с участием ведущих рос. и зарубежных учёных. Томск, 4–16 июля 2011 г. Томск, 2011. С. 43–46, библи. 3.
- Общие сведения о 15 ледниках общей площадью 12,57 км².
241. Ежиков И.С., Анисимов М.А., Веркулич С.Р. Динамика изменения площади снежников и локальных ледников в антарктических оазисах // Геохронологич. картографирование: пробелы и перспективы: Программа конф., тезисы конф. Москва, 5–6 июня 2013 г. М., 2013. С. 44–46, библи. 1.
- Дана оценка площади снежников трёх участков Антарктиды, свободных от покровного оледенения: оазисов Ширмахера, Холмов Ларсеман (Вост. Антарктида) и п-ова Файлдс на о. Кинг-Джордж (Юж. Шетландские о-ва).
242. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф. Исследования ледников на основе акустических измерений // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 12–19, библи. 12.
- Получены результаты, позволяющие создать мобильную ледниковую лабораторию и систему дистанц. акустич. мониторинга процессов в придонных слоях ледника.
243. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф., Осокин Н.И. Физическое моделирование контакта ледника с ложем // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 43–52, библи. 15.
- Результаты моделирования процессов адгезионного разрушения льда подтверждаются полевыми исследованиями ледников Центральный Туюксу и Молодёжный в Заилийском Алатау.
244. Епифанов В.П., Саватюгин Л.М. Влияние препятствий на ложе на движение ледника // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 55–66, библи. 22.
- Результаты натурных измерений на леднике Альдегонда (Зап. Шпицберген).
245. Заалишвили В.Б. К 10-летию схода ледника Колка: результаты анализа инструментальных сейсмических данных // Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 15–31, библи. 18.
- Уточнены основные этапы процесса схода ледника по сейсмич. данным, обращается внимание на землетрясение в районе Зап. Ириана, непосредственно предшествовавшее сходу ледника Колка.
246. Зарини А.Г., Каменецкий А.С. О возможном влиянии геохимических процессов на причины схода ледника Колка // Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 117–119, библи. 8.
- О возможной роли разогретых газов вулканич. происхождения в увеличении водяной прослойки.
247. Золотарев Е.А. Теоретические основы картографо-аэрокосмических технологий дистанционного мониторинга опасных гляциальных процессов высокогорных геосистем: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра. геогр. наук. М.: МГУ, 2014. 45 с., библи. 30.
- Составлены карты изменения оледенения Эльбруса за 50 лет после МГГ, рассчитан кумулятивный баланс массы ледников за этот период, получены данные об эволюции оледенения в этом районе более чем за 100 лет, которые не подтверждают гипотезу об антропогенном характере соврем. потепления.
248. Касаткин Н.Е., Ребров Ю.А., Голенко А.В. Формирование зимнего баланса на леднике Центральный Туюксу // Тезисы докладов 2-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск, 2013. С. 129.
- Рассмотрена динамика составляющих баланса ледника за последние десятилетия.
249. Керимов А.М., Керимов А.А., Хутуев А.М., Гушина Л.П., Окопный В.И. Геохимические исследования в районе Эльбрусского вулканического центра и ледника Колка // Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 423–427, библи. 8.
- Результаты анализа проб снега и льда свидетельствуют об активизации вулканич. деятельности в этих районах к 2011 г.
250. Комжа А.Л. Фитоиндикация последствий схода ледника Колка 20 сентября 2002 года — инструмент долгосрочного прогнозирования гляциальных катастроф в долине реки Геналдон // Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 435–440, библи. 5.
- Демонстрация фитоиндикаторов, маркирующих в ландшафте размеры ледово-водно-каменного селя.
251. Котляков В.М., Васильев Л.Н., Качалин А.Б., Москалевский М.Ю., Тюфлин А.С. Связь изменений высот поверхности Антарктического ледникового покрова с движением льда и потоков подледниковых вод // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 5–12, библи. 18.

Установлено, что колебания ледниковой поверхности Антарктиды связаны с движением льда и потоков подледниковой воды; определена связь скорости движения льда с возникающими деформациями элементов сплошного ледового тела.

252. Котляков В.М., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е., Чернова Л.П. Единое поле аккумуляции—абляции на ледниках Северного полушария // ДАН. 2013. Т. 449. № 5. С. 593–597, библиограф. 15.

Рассматриваются особенности ледниковой системы (супер-системы) Сев. полушария, частями которой служат региональные ледниковые системы горных стран, а также островов и архипелагов.

253. Котляков В.М., Осокин Н.И., Ротоматова О.В., Носенко Г.А. Динамика процессов восстановления ледника Колка после катастрофы 2002 года // Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 129–138, библиограф. 6.

Обсуждаются результаты полевых и камеральных исследований 1970–2012 гг., показана неравномерность расширения границ возрождающегося в цирке ледника Колка в 2002–2012 гг.

254. Кравцов В.И. Фотоатлас ледников — наследие одного из старейших гляциологов Содружества // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 141–142.

Рецензия и краткое описание книги К.Г. Макаревича «Фотоатлас ледников Иле Алатау (Северный Тянь-Шань): снимки XX – начала XXI века», опубликованной в 2012 г. в Алматы.

255. Липенков В.Я. Сверхглубокое бурение антарктического ледника на станции Восток в январе 2011 г. // Российские полярные исследования. 2011. № 1 (3). С. 17–18.

Описание получения 70 м нового керна из глубокой скважины на станции Восток.

256. Липенков В.Я., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Подольск А.В. Продолжение буровых работ в глубокой скважине на станции Восток в сезонный период 58-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2013. № 1 (11). С. 19–21.

Информация о буровых работах в течение 58 дней (с 9 декабря 2012 г. по 5 февраля 2013 г.), позволивших поднять на поверхность 122 м ледяного керна, в том числе 34 м чистого конгломерата льда, образовавшегося из замёрзшей озёрной воды.

257. Лукин В.В. У порога неизведанного. Проблемы изучения подледникового озера Восток: краткая история и перспективы // Российские полярные исследования. 2011. № 4 (6). С. 18–23.

Охарактеризовано состояние проблемы на 2011 год.

258. Лунёв П.И., Попов С.В. Строение ледникового покрова и коренной рельеф Восточной Антарктиды в полосе трассы Прогресс – Восток по результатам полевых работ 2010/11 г. (56-я РАЭ) // Российские полярные исследования. 2011. № 3 (5). С. 14–16.

Информация о строении ледникового покрова и подледном рельефе практически не изуч. территории.

259. Мавлюдов Б.Р. Искусственные полости в ледниках и пещерном льду // Спелеология и спелестология: Материалы 3-й Междунар. науч. заочной конф. Набережные Челны, 26–27 ноября 2012 г. Набережные Челны, 2012. С. 250–262, библиограф. 23.

Об изменении формы тоннелей во льду под воздействием движения ледника и массы вышележащей толщи льда.

260. Малыгина Н.С., Барляева Т.В., Папина Т.С. Связь вулканической активности и климатических изменений на Алтае по данным исследования ледникового керна горы Белуха // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 112–120, библиограф. 45.

Показана связь вулканич. активности и термич. режима на Алтае в последние 750 лет.

261. Малыгина Н.С., Папина Т.С., Митрофанова Е.Ю., Бляхарчук Т.А. Спорно-пыльцевые спектры снежно-фирновых толщ как индикаторы климатических изменений с учетом макроциркуляционных условий (на примере Алтая) // Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 29–32.

Результаты анализа ледникового керна с седловины горы Белуха, получ. в 2001 г. во время совместной Российско-Швейцарской экспедиции.

262. Малышкин А.В., Мохов И.И. Режимы изменения материкового льда Гренландии и Антарктиды в условиях глобального потепления // Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатич. эффекты. 14-я Всерос. школа-конф. молодых ученых: Тезисы докладов. Нижний Новгород, 18–21 мая 2010 г. Нижний Новгород, 2010. С. 70.

Предложена модель, описывающая изменения полного баланса массы ледниковых щитов в связи с глобальными изменениями климата, учитывающая выпадающие осадки, сток льда и талой воды в океан.

263. Маневич Т.М., Самойленко С.Б. Современное оледенение Авачинской группы вулканов // Исследования в области наук о Земле: Материалы 10-й Региональной молодежной науч. конф. Петропавловск-Камчатский, 28–29 ноября 2012 г. Петропавловск-Камчатский, 2012. С. 59–68, библиограф. 7.

Выделены три группы оледенения: Авачинский узел, Корякский вулкан и Пиначевский хребет, где залегает соответственно 13, 7 и 7 ледников, из которых 11 деградируют, 9 стационарны и 3 наступают.

264. Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И. Об оценке объёма льда горных ледников // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 5–15, библиограф. 40. Обсуждаются существующие методы определения объёмов горных ледников и запасов льда в горно-ледниковых системах, а также способы их более точной оценки на основе огранич. данных о толщине и объёме отдельных ледников.

265. Медеу А.Р., Токмагамбетов Т.Г., Кокарев А.Л., Плеханов П.А., Плеханов Н.С. Гляциальные озёра бассейна р. Хоргос и оценка опасности их прорыва // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 99–106, библиограф. 8.

Обобщение результатов полевых (2011 г.) и камеральных исследований территории в центральной части юж. склона хр. Джунгарский (Жетысу) Алатау.

266. 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. 17. № 4. С. 63–73, библи. 29.

На основе получ. в 2012 г. на ледниках № 29 и 31 вариаций содержания во льду тяжёлых изотопов кислорода и водорода выявлена ритмика климатич. колебаний, проведена её корреляция с эволюцией ряда сибирских ледников.

267. Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В. Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 33–44, библи. 24.

На основе полевых наблюдений и анализа аэрофотоснимков разных лет рассмотрена динамика края ледников в 1962–2011 гг.; по геоморфол. признакам реконструированы размеры ледников в позднем плейстоцене и голоцене.

268. Музылев С.В., Мачерет Ю.Я., Морозов Е.Г., Лаврентьев И.И., Марченко А.В. Колебания ледяного покрова и давления в морской воде вблизи фронта ледника Туна на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 119–124, библи. 32.

По результатам натурных измерений в феврале 2011 г. высказано предположение о двух микроподвижках ледника с интервалом в трое суток.

269. Муравьев А.Я., Носенко Г.А. Изменения оледенения северной части Срединного хребта на Камчатке во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 5–11, библи. 9.

По данным спутниковых снимков ASTER, материалам Каталога ледников СССР и аэрофотоснимкам 1950 г. обнаружено сокращение ледников за 52 года на 16,6%.

270. Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Рототаева О.В., Шахгеданова М.В. Реакция ледников Центрального Кавказа в 2001–2010 гг. на изменение температуры и количества осадков // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 26–33, библи. 12.

По материалам повторной космич. съёмки показано, что сокращение ледников хорошо коррелирует с ростом летних температур в высокогорье Кавказа, несмотря на увеличение количества зимних осадков.

271. Осипов Э.Ю., Ашметьев А.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В. Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 45–54, библи. 17.

На основе обновл. данных о 13 ледниках общей площадью 5,1 км² отмечено уменьшение их площади на 49%, отступление края на 570 м, увеличение высоты концов на 124 м за последние 160 лет.

272. Папина Т.С., Ловцкая О.В., Малыгина Н.С., Эйрих С.С. Прогноз температурных изменений на Алтае в ближайшие 50 лет по реконструирован-

ным данным ледникового керна с горы Белуха // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 26–32, библи. 42.

Составлен прогноз, показывающий, что с 2008 г. температурный режим на Алтае входит в фазу похолодания, которая продолжится до 2020 г., а затем последует 15-летний период потепления.

273. Петраков Д.А., Дробышев В.Н., Алейников А.А., Аристов К.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. Изменения в зоне Геналдонской гляциальной катастрофы в период 2002–2010 гг. // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 1. С. 35–46, библи. 29.

Характеристика накопления льда в цирке ледника Колка в 2004–2009 гг.

274. Пивень Е.Н. Климатические процессы в нивально-гляциальном поясе Заилийского Алатау и их воздействие на горное оледенение и речной сток // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 21–28, библи. 17.

Данные о балансе массы ледников в 1973–2011 гг. сопоставлены с тенденциями изменения 10 метеорол. параметров; отмечена положит. динамика баланса массы ледника Центральный Туюксу за этот период.

275. Плюснин В.М. Оледенение гор юга Сибири // География и прир. ресурсы. 2013. № 4. С. 181–184.

Характеристика двух монографий: Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2011. 322 с.; Горный массив Монгун-Тайга. СПб.: Ара-Экспресс, 2012. 310 с.

276. Плюснин В.М., Китов А.Д., Иванов Е.Н., Шейнкман В.С. Особенности формирования и динамики нивально-гляциальных геосистем на юге Восточной Сибири и в Монгольском Алтае // География и прир. ресурсы. 2013. № 1. С. 5–18, библи. 23.

Анализ состояния оледенения за последние десятилетия.

277. Погорелов А.В., Головань К.Р. Картографирование малых форм оледенения Лагонакского нагорья // Геокриологич. картографирование: проблемы и перспективы. Программа и тезисы конф. Москва, 5–6 июня 2013 г. М., 2013. С. 118–120, библи. 8.

На основе дешифрирования космоснимков дана оценка состоянию малых ледников и процессов нивации на указ. нагорье Зап. Кавказа.

278. Поздняков А.В. Ледниковые геосистемы: принципы самоорганизации // География и прир. ресурсы. 2013. № 2. С. 23–29, библи. 9.

О процессах самоорганизации ледниковых геосистем на примере ледниковых щитов.

279. Попов С.В. Современные отечественные наземные радиолокационные исследования в Антарктиде // Российские полярные исследования. 2013. № 4 (14). С. 15–17.

История создания и использования метода радиолокац. профилирования при изучении внутр. районов Антарктиды.

280. Резепкин А.А. Поверхностная морена как фактор эволюции горного ледника: Автореф. дис. на

- соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2013. 24 с., библи. 6.
- Представлены результаты полевых работ 2006–2012 гг. на леднике Джанкуат. По результатам прямых измерений составлена карта толщины моренного покрова на леднике в 2010 г., установлено разрастание площади и толщины моренных отложений в 1983–2010 гг.
281. *Резепкин А.А.* Тепловые потоки на ледяной и заморенной частях ледника Джанкуат // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 2012. № 5. С. 43–48, библи. 26.
- На основе наблюдений 2010 г. рассмотрена структура тепловых потоков.
282. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А.* Описание миграции линии налегания в двумерной математической модели ледникового щита // *Лёд и Снег*. 2013. № 3 (123). С. 5–11, библи. 25.
- Показано, что в малых масштабах времени (около 100 лет), гораздо меньших, чем гляциально-межгляциальные колебания (около 100 тыс. лет), изменения средней скорости аккумуляции или уровня Мирового океана недостаточны, чтобы значительно изменить очертания ледникового щита.
283. *Рыбак О.О., Фюрст Й.Я., Хёбрехтс Ф.* Математическое моделирование течения льда в северо-западной части Гренландии и интерпретация данных глубокого бурения на станции NEEM // *Лёд и Снег*. 2013. № 1 (121). С. 16–25, библи. 37.
- Результаты расчётов показали, что измеренная разница между соврем. значением $\delta^{18}\text{O}$ в керне и значением, соответствующим максимуму потепления около 127 тыс. л.н., должна быть увеличена на 1,5‰.
284. *Савичев О.Г., Паромов В.В.* Химический состав талых ледниковых и речных вод бассейна реки Актру (Горный Алтай) // *География и прир. ресурсы*. 2013 № 4. С. 94–100, библи. 20.
- Результаты полевых и камеральных исследований в 1997–2012 гг.
285. *Свирид И.Ю., Шевченко А.В.* Динамика Козельского ледника по аэрофотограмметрическим данным // *Исследования в области наук о Земле: Материалы 9-й Региональной молодёжной науч. конф. Петропавловск-Камчатский, 1–2 декабря 2011 г. Петропавловск-Камчатский, 2011. С. 119–126, библи. 2.*
- Выполнено сравнит. морфометрич. исследование по данным стереофотограмметрич. съёмки в 1977 и 2010 гг.
286. *Тавасиев Р.А.* К вопросу о причинах катастрофы с ледником Колка // *Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 154–160, библи. 7.*
- Приведены свидетельства эндогенного прогрева Казбекско-Джигарайского горного массива, сделан вывод о возможности нового катастрофич. выброса льда ледника Колка в ближайшие годы.
287. *Тавасиев Р.А.* Ледовые обвалы и подвижки ледника Цажиу (Центральный Кавказ) // *Опасные прир. и техногенные геол. процессы на горных и предгорных территориях Сев. Кавказа: Тр. 3-й Междунар. науч.-практ. конф. Владикавказ, 2012. С. 161–169, библи. 13.*
- Приведены свидетельства пульсаций ледника Цажиу в верховьях р. Фиагдон в XIX–XX вв.
288. *Торгоев И.А., Алёшин Ю.Г., Ерохин С.А.* Эволюция ледниково-озёрного комплекса Петрова (Тянь-Шань) и оценка риска его прорывоопасности // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 137–144, библи. 10.
- Оценивается риск прорыва в ближайшие годы ледниково-моренно-озёрного комплекса ледника Петрова в Киргизии.
289. *Шейнкман В.С.* Геосистема «снег — ледники — криолитозона» в свете ее реакции в Сибири на колебания климата и прогноза изменений на ближайшие столетия // *Экология северных территорий: Материалы междунар. конгресса. 17–20 января 2013 г. Новосибирск, 2013. С. 153–160, библи. 8.*
- О климатич. прогнозе падения температуры воздуха к 2020 г. до уровня начала – середины XX в.
290. *Xie Z., Wang X., Li Q., Liao S., Dai Y.* Modeling the variation trends of glacier systems (Моделирование трендов изменений ледниковых систем) // *Лёд и Снег*. 2013. № 4 (124). С. 13–22, библи. 39.
- Рассматриваются основные принципы и характеристики функциональной модели ледниковой системы сев.-зап. Китая, предлагается свой метод прогноза изменений ледниковой системы в связи с изменениями климата.

10. ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

291. *Адаменко М.М., Адаменко М.Ф., Гутак Я.М.* Гляциальный рельеф юга Кузнецкого Алатау // *Геоморфология*. 2013. № 2. С. 44–51, библи. 11.
- О масштабах и особенностях последнего плейстоценового оледенения горного узла Тигертыш.
292. *Безверный В.А.* Проявление характерных периодов колебаний орбитальных параметров Земли в палеоклиматических данных // *ДАН*. 2013. Т. 451. № 3. С. 327–331, библи. 9.
- Установлена согласованность фаз климатич. и орбитальных параметров как возможная причина перехода климата к режиму 100–120-тысячелетних циклов оледенений и межледниковий в последние 700 тыс. лет.
293. *Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М.* Свидетельство скорого окончания современного межледниковья // *ДАН*. 2013. Т. 452. № 1. С. 92–95, библи. 15.
- Обсуждаются результаты анализа палеоклиматич. данных, свидетельствующих о возможности скорого (через 1–2 тыс. лет) вступления Земли в новый ледниковый период.

294. Веркулич С.Р., Дорожкина М.В., Пушина З.В., Татур А., Сухомлинов Д.И., Крылов А.В. Условия интерстадиала (MIS 3) и характер оледенения в последний ледниковый максимум на о. Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 111–117, библиограф. 16.
- По результатам экспедиционных и лабораторных работ 2008–2012 гг. определены размеры и режим оледенения во время интерстадиала.
295. Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А., Гиличинский Д.А., Абрамов А.А., Мелес М. Изменение природной обстановки и диатомовая флора в оазисе Ширмахера (Восточная Антарктида) в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 27–42, библиограф. 26.
- Отмечается перерыв в развитии диатомовой флоры в осадках восьми озёр во время последнего ледникового максимума и изменения в её развитии, связ. с изменениями климата в последние 7 тыс. лет.
296. 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. № 3 (93). С. 17–27, библиограф. 20.
- В результате комплексных исследований 2008–2012 гг. выявлена динамика оледенения острова за последние 11,5 тыс. лет.
297. Ди Маттео А., Кузнецова Т.В., Николаев В.И., Спаская Н.Н., Якумин П. Изотопные исследования костных остатков якутских плейстоценовых лошадей // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 93–101, библиограф. 35.
- Показано сходство условий обитания позднелейстоценовых лошадей в Якутии и Зап. Европе.
298. Зольников И.Д., Деев Е.В. Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 4. С. 74–82, библиограф. 16.
- Разработана методика картирования катастрофич. гляциальных селей четвертичного времени.
299. Карпухина Н.В. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология. 2013. № 4. С. 29–47, библиограф. 34.
- Реконструкция фаз сокращения поздневалдайского оледенения.
300. Рыбак О.О., Рыбак Е.А. Механические особенности и математическое моделирование миграции внешней границы морского ледникового щита под влиянием внешних климатических условий // Обзорные прикладной и промышл. математики. 2011. Т. 18. № 5. С. 801–802, библиограф. 1.
- Результаты числ. эксперимента, в котором центр ледникового щита совмещён с геометр. центром области и окружён шельфовым ледником; схематически воспроизводится смена гляциально-межгляциальных фаз.
301. Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю. Верхнелейстоценовые ленточные залежи вулканического пепла в Северном Приохотье // ДАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 216–220, библиограф. 7.
- Рассматриваются следы взаимодействия вулканизма и оледенения в эпоху первого позднеплейстоценового оледенения в районе Магадана.
302. Соломина О.Н., Володичева Н.А., Володичева Н.Н., Кудерина Т.М. Динамика нивально-гляциальных склоновых процессов в бассейнах рек Баксан и Теберда по данным радиоуглеродного датирования погребённых почв // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 118–126, библиограф. 18.
- Сопоставлены результаты датирования трёх горизонтов погребённых почв и периодов изменения климатич. и тектонич. условий региона за последние 2 тыс. лет.
303. Соломина О.Н., Калугин И.А., Александрин М.Ю., Бушуева И.С., Дарин А.В., Долгова Е.А., Жомелли В., Иванов М.Н., Мацковский В.В., Овчинников Д.В., Павлова И.О., Разумовский Л.В., Чепурная А.А. Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберды) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 102–111, библиограф. 28.
- Показано сходство динамики ледника в верховьях Теберды и альпийских ледников в течение последних 11 тыс. лет.
304. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. Структура краевых ледниковых зон в центре Восточно-Европейской равнины // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2013. № 6. С. 55–61, библиограф. 32.
- Документально подтверждены стадийность и границы распространения длительного нижневалдайского оледенения с выделением ранней (калужской) и более поздней (боровско-икшинско-петровской) стадий.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аблеева В.А. 72
 Абрамов А.А. 295
 Адаменко М.М. 226, 291
 Адаменко М.Ф. 291
 Айбулатов Д.Н. 153
 Алейников А.А. 273
 Александрин М.Ю. 303
 Александров В.Ю. 154
 Александров Е.И. 100
 Алексеев В.А. 173
 Алексеев В.В. 36
 Алексеев В.Р. 44, 212
 Алексеев Г.В. 11, 155, 164, 166
 Алексеева Т.А. 173
 Алехина И.А. 227
 Алёшин Ю.Г. 288
 Алпацкий И.В. 189
 Андреев О.М. 156
 Андреев О.Н. 171
 Андреев Ю.Б. 119, 120
 Анисимов М.А. 241
 Анисимов О.А. 1
 Антипов Н.Н. 157
 Антонов С.И. 304
 Аристов К.А. 273
 Архипова А.А. 127, 158
 Ашик И.М. 159
 Ашметьев А.Ю. 271
 Бабий М.В. 167
 Бажа С.Н. 108
 Бакулина Н.Т. 221
 Барашев Н.В. 114, 138
 Барашкова Н.К. 228
 Барляева Т.В. 260
 Безверный В.А. 292
 Белашев Б.З. 209
 Бережная Т.В. 2
 Берестяный Ю.Б. 78
 Бляхарчук Т.А. 261
 Бобров А.В. 147
 Бобров А.М. 45
 Боброва Д.А. 45, 46, 64, 121, 122, 129, 134, 147
 Бобылев Л.П. 11, 166
 Богородский П.В. 160, 202
 Божинский А.Н. 119, 120
 Бондырев И.В. 229
 Борзенкова А.В. 224
 Брызгин Н.Н. 100
 Буданцева Н.А. 206
 Бueva М.В. 236
 Букатов А.А. 167
 Букатов А.Е. 167
 Буланов С.А. 230
 Бунякин В.П. 157
 Бураков Д.А. 47
 Бухаров М.В. 161
 Бушуева И.С. 231, 303
 Бычкова В.И. 48
 Вакуленко Н.В. 293
 Вакульская Н.М. 190
 Васильев А.А. 222
 Васильев Л.Н. 251
 Васильев Н.И. 256
 Васильчук Ю.К. 206
 Введенская А.И. 304
 Ведешин Л.А. 194
 Веркулич С.Р. 241, 294–296
 Верховов К.В. 49
 Веттерих С. 216
 Вилесов Е.Н. 232, 233
 Виноградов В.Н. 234
 Воеводин А.В. 157
 Волков А.С. 35
 Волкова М.А. 228
 Володичева Н.А. 13, 14, 302
 Володичева Н.Н. 302
 Волосухин В.А. 123
 Вольцева Т.Ю. 78
 Воропай Н.Н. 87
 Галанин А.А. 235, 266
 Ганюшкин Д.А. 50, 236, 267
 Генсиоровский Ю.В. 51, 52, 64, 126
 Гиличинский Д.А. 295
 Глазовская Т.Г. 140
 Глазовский А.Ф. 242, 243
 Глазырин Г.Е. 53, 237
 Глушкова О.Ю. 301
 Голенко А.В. 248
 Голобокова Л.П. 40
 Голованов Д.Л. 108
 Головань К.Р. 277
 Голубев А.Д. 2
 Голубев В.Н. 41, 42, 110
 Голубева Е.Н. 162
 Горбатенко В.П. 54
 Горбунов А.П. 213
 Горбунов Ю.А. 165
 Гордеев И.Н. 47, 55
 Горюнова Н.В. 56, 202
 Гребеньков О.В. 39
 Грицук И.И. 57, 214
 Гришко Д.А. 182
 Гудкович З.М. 163, 185
 Гулый С.А. 49, 58
 Гутак Я.М. 291
 Гущина Л.П. 249
 Данилов А.И. 11, 155, 164
 Дарин А.В. 303
 Дебольская Е.И. 57, 214, 215
 Дебольский В.К. 57, 214
 Деев Е.В. 298
 Деев М.Г. 158
 Дементьев А.А. 100
 Денисов А.А. 39
 Деревягин А.Ю. 216
 Дзордзиков М.Э. 238
 Ди Маттео А. 297
 Дмитриев А.А. 165
 Дмитриев В.Г. 3, 4, 166
 Долгова Е.А. 239, 303
 Доржготов Д. 108
 Дорожкина М.В. 26, 294, 296
 Дробышев В.Н. 273
 Дубинина В.О. 221
 Дукальская М.В. 5–7
 Дымент Л.Н. 163
 Дымов В.И. 36
 Дэмбэрэл О. 240
 Ежиков И.С. 241
 Екайкин А.А. 256
 Епифанов В.П. 242, 243
 Епифанов Е.П. 59, 244
 Еремеев В.Н. 167
 Ермолов Ю.В. 60
 Ерохин С.А. 288
 Ефремов Ю.В. 61, 124
 Ефремова Т.В. 209
 Жданов В.В. 125
 Желтов М.А. 39
 Жируев С.П. 126
 Жомелли В. 303
 Журавлев Г.Г. 192
 Журавский Д.М. 171
 Заалишвили В.Б. 245
 Зазовская Э.П. 224
 Зарини А.Г. 246
 Захаров В.Г. 168
 Зверкова Н.М. 16, 252
 Земцов В.А. 62
 Зеркаль А.Д. 194
 Зингер Е.М. 8
 Золотарев Е.А. 247
 Золотов А.Е. 39
 Зольников И.Д. 298
 Зубакин Г.К. 169, 170
 Зубанов С.А. 187
 Иванов Б.В. 25, 63, 171, 172
 Иванов В.В. 163, 173
 Иванов Е.А. 91
 Иванов Е.Н. 276
 Иванов М.Н. 127, 303
 Иванов Н.Е. 169, 170
 Игловский С.А. 115
 Ионов Д.Н. 214
 Йоханнесен О.М. 154
 Кабанов Д.М. 40
 Кадота Т. 235, 266
 Казаков Н.А. 64, 66, 126, 128, 129
 Казакова Е.Н. 64–67, 130–133
 Кайгородов К.И. 68
 Калинин О.Ю. 43
 Калугин И.А. 303
 Каменецкий А.С. 246
 Каминская М.М. 127
 Карачун Л.Э. 69, 70
 Карелин И.Д. 174
 Карклин В.П. 163, 174, 185
 Карпухина Н.В. 299
 Касаткин Н.Е. 248
 Касимов Н.С. 108
 Катцов В.М. 188
 Качалин А.Б. 251
 Керимов А.А. 249
 Керимов А.М. 249
 Ким В.И. 207
 Китаев Л.М. 71, 72
 Китов А.Д. 276
 Клевцов Е.В. 271
 Клепиков А.В. 155, 157, 175
 Клименко Е.С. 73, 140
 Ковалевский Д.В. 11, 166
 Кокарев А.Л. 265
 Коковкин В.В. 74
 Кокорев В.А. 1
 Колдунов Н.В. 173
 Коломыц Э.Г. 75
 Колтерманн К.П. 143
 Комаров А.Ю. 151
 Комжа А.Л. 250
 Кондратьев В.Г. 12, 217
 Конищев В.Н. 13, 14
 Коновалова Г.И. 17
 Кононов И.А. 46, 64, 76, 134
 Кононова Н.К. 137
 Коробов Е.Д. 72
 Котляков В.М. 15–17, 77, 251–253
 Кошелева Н.Е. 108
 Кравцов В.И. 254
 Краснова Е.Д. 206
 Крылов А.В. 294
 Кудерина Т.М. 302
 Кудрявцев С.А. 78
 Кужевская И.В. 228
 Кузнецова Т.В. 297
 Куимова Л.Н. 211
 Кулаков М.Ю. 176–179
 Кулижникова Л.К. 43
 Куприянов А.Н. 79
 Куприянов О.А. 79
 Курбатова Л.Е. 296
 Кутузов С.С. 264
 Кюль Е.В. 135, 136
 Лаврентьев И.И. 264, 268
 Лебедев Г.А. 180
 Липенков В.Я. 255, 256
 Лисицын А.П. 206
 Литвиненко В.В. 80
 Лобкина В.А. 52, 64, 67, 81–86, 133
 Ловцкая О.В. 272
 Ложкомоев В.В. 147
 Лопатина И.Н. 93
 Лосев С.М. 163, 185
 Лохов Ш.Х. 87
 Лукин В.В. 25, 257
 Лукин Л.Р. 88
 Лукин Р.Л. 181
 Лунёв П.И. 258
 Лурье П.М. 18
 Лыткин В.М. 235
 Мавлюдов Б.Р. 259, 296
 Майер Х. 216
 Майорова В.И. 182

- Макаревич К.Г. 28
 Макаревич П.Р. 184
 Макаров Е.И. 183
 Максюткова Е.В. 89, 90
 Макштас А.П. 160, 176–179
 Малыгина Н.С. 260, 261, 272
 Малышкин А.В. 262
 Мальнева И.В. 137
 Маневич Т.М. 263
 Мартыанов В.Л. 25
 Марченко А.В. 268
 Марченко П.Е. 136
 Масликова О.Я. 57, 214, 218
 Мателенок И.В. 219
 Матишов Г.Г. 184
 Матюхин А.Г. 222
 Махинов А.Н. 207
 Мацковский В.В. 239, 264, 303
 Мачерет Ю.Я. 264, 268
 Медеу А.Р. 265
 Мелентьев В.В. 219
 Меллес М. 295
 Мельников В.П. 266
 Милехин Л.И. 43
 Миронов Е.У. 163, 185
 Митрофанова Е.Ю. 261
 Михайлин Р.Г. 78
 Моисеев Д.В. 184
 Мокров Е.Г. 138
 Мордвинцев И.Н. 91, 189
 Морозов Е.Г. 268
 Морозов С.В. 74
 Морозова В.И. 232
 Мортиков Е.В. 37
 Москалевский М.Ю. 4, 20, 251
 Москаленко И.Г. 50, 267
 Мохов И.И. 186, 262
 Музылев С.В. 268
 Муравьев А.Я. 269
 Муравьев Я.Д. 234
 Найденко С.В. 91
 Накалов П.Р. 96
 Напрасников А.Т. 92
 Ненашев С.В. 96
 Непоменко Л.Ф. 187
 Нерушев А.Ф. 43
 Нестеров А.В. 169, 170
 Нецветова О.Г. 40, 93
 Николаев В.И. 297
 Никулин В.В. 208
 Новикова А.В. 127
 Новицкий М.А. 43
 Носенко Г.А. 239, 253, 269, 270
 Облогов Г.Е. 222
 Овчинников Д.В. 303
 Окопный В.И. 249
 Олейников А.Д. 94
 Онишук Н.А. 93
 Опель Т. 216
 Осипов Э.Ю. 271
 Осипова О.П. 271
 Осокин Н.И. 59, 95–97, 224, 243, 253
 Остякова А.В. 215
 Павлов А.К. 171
 Павлова И.О. 303
 Павлова Т.В. 188
 Пальшин Н.И. 209
 Панов В.Д. 18
 Панов Л.В. 196
 Пантюлин А.Н. 206
 Панченко М.В. 40
 Папина Т.С. 260, 261, 272
 Паромов В.В. 284
 Паршина Л.Н. 2
 Паршукова О.В. 147
 Пасечник Т.А. 36
 Петраков Д.А. 273
 Петров М.А. 145
 Петрушина М.Н. 80, 139, 141
 Пивень Е.Н. 274
 Писарев С.В. 197
 Платов Г.А. 162
 Платонов Н.Г. 91, 189
 Плеханов Н.С. 265
 Плеханов П.А. 265
 Плотников В.В. 190
 Плюснин В.М. 92, 275, 276
 Пнюшков А.В. 160
 Погарский Ф.А. 186
 Погорелов А.В. 277
 Погосян А.А. 238
 Подольск А.В. 256
 Поздняков А.В. 38, 278
 Полькин В.В. 40
 Поляков С.П. 25
 Полякова А.М. 191
 Полякова И.А. 98
 Попов С.В. 258, 279
 Попова В.В. 98
 Попова Н.В. 187
 Потапов А.А. 69, 70
 Прокачева В.Г. 99
 Пряженцев Н.И. 70
 Пушина З.В. 294–296
 Пушкарь В.С. 266
 Радионов В.Ф. 100
 Разумовский Л.В. 303
 Рапута В.Ф. 74
 Ребров Ю.А. 248
 Резепкин А.А. 280, 281
 Репина И.А. 173
 Рожнов В.В. 91
 Романюк А.В. 147
 Романюк В.А. 192
 Ротатова О.В. 239, 253, 270
 Рубинштейн К.Г. 48
 Рыбак Е.А. 282, 300
 Рыбак О.О. 282, 283, 300
 Рыбальченко С.В. 46, 64, 101
 Рыжов И.В. 159, 193
 Рященко Т.Г. 52
 Саватюгин Л.М. 26, 27, 244, 296
 Саввинов Д.Д. 102
 Савельев К.Л. 210
 Савичев О.Г. 284
 Сакерин С.М. 40
 Самойленко С.Б. 263
 Свирид И.Ю. 285
 Священников П.Н. 63, 171
 Северский И.В. 28, 232, 233
 Сёзко Н.П. 93
 Селиверстов Ю.Г. 114, 140, 142, 143, 151
 Семенова Е.П. 127
 Семенов В.А. 103, 186
 Сидоренков Н.С. 168
 Сизова Л.Н. 211
 Симаков В.В. 194
 Смирнов А.В. 173
 Смирнов В.Н. 196, 301
 Смоляницкий В.М. 163, 185, 197
 Собанский Г.Г. 104
 Соболев А.А. 226
 Созаев С.Х. 140
 Соколов В.Т. 196, 198
 Соколов С.В. 105
 Соколова К.А. 141
 Сократов В.С. 107, 118
 Сократов С.А. 106, 142, 143, 151
 Сократова И.Н. 27, 29
 Соловьев А.Ю. 140
 Соломатин В.И. 220
 Соломина О.Н. 239, 302, 303
 Сонечкин Д.М. 293
 Сорокина О.И. 108
 Сорокикова Л.М. 93
 Соротюк В.В. 33
 Сосновский А.В. 95–97, 224
 Спасская Н.Н. 297
 Спектор В.Б. 221, 266
 Спектор В.В. 221, 266
 Стрелецкая И.Д. 222
 Судакова Н.Г. 304
 Сухомлинов Д.И. 294, 296
 Сучков В.Е. 114
 Тавасиев Р.А. 144, 223, 286, 287
 Таловская А.В. 109
 Татур А. 294–296
 Тебиева Д.И. 223
 Терпугова С.А. 40
 Тимачев В.Ф. 172
 Титоренко В.И. 123
 Тихановская А.А. 145
 Токмагамбетов Т.Г. 265
 Томашевская И.Г. 145
 Торгоев И.А. 288
 Третьяков В.Ю. 199
 Трошкина Е.С. 13, 14
 Турчанинова А.С. 140
 Тутубалина О.В. 273
 Тюфлин А.С. 251
 Тягуни А.В. 200
 Уваров В.Н. 28
 Усачев В.Ф. 99
 Усольцева Е.А. 174
 Ухова Н.Н. 52
 Федоров А.Н. 235, 266
 Федотов В.И. 180
 Федяков В.Е. 201
 Филандышева Л.Б. 62
 Филимененко Е.А. 109
 Филиппов А.С. 206
 Фильчук К.В. 202
 Фролов Д.М. 80, 110
 Фролов С.В. 163, 199, 201, 203
 Фюрст Й.Я. 283
 Хардаминаева С.В. 182
 Харитонов В.В. 31, 204
 Харьковец Е.Г. 140
 Хёбрехтс Ф. 283
 Хмелевской И.Ф. 239
 Ходжер Т.В. 40
 Хон В.Ч. 186
 Хромова Т.Е. 16, 252, 270
 Хутуев А.М. 249
 Чагина В.А. 182
 Чеботарев С.И. 147
 Чепурная А.А. 303
 Чередыко Н.Н. 228
 Черепанов Н.В. 180
 Чернов Д.Г. 40
 Чернов Р.А. 72, 97, 111–113
 Чернова Л.П. 16, 17, 252
 Черноморец С.С. 273
 Черноус П.А. 114, 119, 120, 148
 Чернышев А.Д. 149
 Чечин Д.Е. 43
 Чижов А.Б. 216
 Чижова Ю.Н. 206
 Чипанина Е.В. 40
 Чистяков К.В. 50, 236, 267
 Шалина Е.В. 205
 Шахгеданова М.В. 270
 Шварцман Ю.Г. 115
 Шевченко А.В. 285
 Шевченко В.П. 56, 206
 Шевчук С.С. 150
 Шейнкман В.С. 266, 276, 289
 Шепелёв В.В. 32, 116
 Шибков А.А. 39
 Шимараев М.Н. 211
 Ширрмайстер Л. 216
 Шишкин А.С. 117
 Шмакин А.Б. 107, 118, 224
 Шныпарков А.А. 151
 Шныпарков А.Л. 142, 143
 Шполянская Н.А. 225
 Штельмах С.И. 52
 Шутинин С.В. 177–179
 Шурова А.Н. 152
 Эйрих С.С. 272
 Энх-Амгалан С. 108
 Юлин А.В. 174
 Ядрошников В.И. 150
 Язиков Е.Г. 109
 Якименко О.В. 33
 Яковлева Н.П. 36
 Якумин П. 297
 Ярославцева Т.В. 74
 Dai Y. 290
 Li Q. 290
 Liao S. 290
 Wang X. 290
 Xie Z. 290

Жидкая вода в ледниках.

Рецензия на книгу «Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований»

В издательстве ГЕОС в начале 2015 г. выпущена книга известных российских учёных А.Ф. Глазовского и Ю.Я. Мачерета «Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований». Объём книги — 50 печатных листов. Работа А.Ф. Глазовского и Ю.А. Мачерета включает в себя введение, четыре главы и заключение, изложенные на 527 страницах текста, и содержит множество иллюстраций, схем, графиков и таблиц. Основному тексту предшествует предисловие академика В.М. Котлякова, затем следуют введение, четыре главы, заключение на русском и английском языках и список цитируемых отечественных и, в основном, зарубежных источников на 40 страницах.

Уже в первой фразе Введения авторы отмечают, что именно присутствие воды в ледниках ответственно за их режим и динамику и за реакцию на изменения климата, с чем трудно не согласиться. Но невольно возникает вопрос: разве само наличие воды в ледниковом льду и периодические изменения её количества не являются результатом современного состояния климата, его вариаций в недалёком прошлом и соответствующих изменений толщины льда и, возможно, механизма движения ледников и ледниковых щитов? Поэтому, начиная заочное обсуждение известного вопроса «а откуда мальчик?», приступаешь к более внимательному чтению этого 500-страничного труда.

Результаты проведённых авторами исследований и подробный обзор сведений, почёрпнутых из публикаций в отечественных и зарубежных научных изданиях, изложены в четырёх главах. Каждая из глав сопровождается таблицами, аналитическими и иллюстративными материалами, подтверждающими выводы, приведённые в завершении главы. Безусловно, по отдельным аспектам исследований у специалистов в данной области науки могут быть замечания и иные мнения, однако авторы достаточно убедительны в своих выводах.

В первой главе «*Вода в ледниках: современные представления*» авторы, рассматривая гидротермическое состояние и режим ледников, зоны льдообразования и их гидротермический режим, пути поступления и включения воды в ледниках, базируются на классических трудах М. Лагалли, Г.А. Авсюка, П.А. Шумского, В.Г. Ходакова, А.Н. Кренке и современных работах отечественных и зарубежных исследователей, приводят информацию о водопроницаемости и влагосодержании фирна и «тёплого» льда, о дренажных системах ледников и их взаимодействии, о переохлаждённой воде под ледниками. Переходя к анализу влияния воды на дина-

мику ледников, динамическую нестабильность ледников и к выводам по первой главе, авторы делают заключение, что наличие воды в толще ледников и у ложа определяет не только их гидротермическое состояние, но и динамику ледников, в том числе скорость донного скольжения, а также вертикальные смещения их поверхности. При этом отмечается множество недостаточно изученных факторов, но авторы «забывают» упомянуть такой фактор, как представления о механизме движения ледников.

В 13 разделах второй главы «*Дистанционные и геофизические методы исследования воды в ледниках*» на 190 страницах анализируются возможности использования дистанционных (прежде всего космических) и геофизических методов для решения задач, связанных с обнаружением воды на границах или внутри массивных ледяных тел. Отметим, что рассматриваемые методы направлены непосредственно на обнаружение и распределение воды в ледниках, а не на исследование этой воды, как это следует из названия главы. В частности, можно заметить, что исследование, в том числе и численное моделирование распределения воды на границах кристаллов льда, а точнее квазиводы с толщиной слоя, не превышающего размеров кластеров при данной температуре, позволило бы оценить ту её часть, которая физически не может участвовать в процессах миграции и стока.

В первых трёх разделах этой главы, а именно «Области поверхностного таяния», «Поверхностная дренажная сеть» и «Наледниковые озёра и водоёмы», рассмотрены используемые в настоящее время аппаратура и методика космического (дистанционного) зондирования в широком диапазоне длин волн, методы, возможности и надёжность дешифрирования получаемых данных, а также полученные в настоящее время результаты.

Основные положения следующих трёх разделов «Идентификация политермических ледников по характеру радиолокационных отражений», «Содержание воды в ледниках» и «Методы измерения скорости распространения радиоволн в ледниках» в определённой степени базируются на материалах и методах, разработанных одним из соавторов, Ю.Я. Мачеретом, и вошедших в своё время в его докторскую диссертацию и последующую монографию. Эти разделы посвящены методике оценки содержания и распределения воды в ледниках по наличию и расположению внутреннего отражающего горизонта радиоволн (ВОГ), по мощности обратного рассеяния и скорости распространения радио- и сейсмических волн, а также методам измерения их

рассеяния и распространения в ледниках и возможным ошибкам при определении скорости прохождения радиоволн и содержания воды во льду.

В последующих разделах второй главы «Макроскопления воды в толще и у ложа ледников», «Условия на нижней границе ледников» авторы приводят имеющиеся литературные сведения о наличии и распределении крупных трещин вблизи ложа ледников, об изменениях их количества, размеров и степени заполненности водой и об особенностях их расположения. В этих разделах приведены также сведения о зависимости отражения радиоволн от характеристик ложа, в частности степени его шероховатости, а также об оценке условий на ложе и возможности обнаружения тонких слоёв воды по результатам сейсмозондирования. Особый интерес, обусловленный в том числе существованием и загадками озера Восток, представляет собой раздел «Крупные скопления воды на ложе». В этом разделе приводятся сведения об особенностях поверхности снежно-ледяной толщи над такими водными массивами, оценке их размеров и регулярно фиксируемых методами спутниковой альтиметрии данных о периодических изменениях высоты поверхности ледниковых массивов над ними. Вместе с тем трактовка периодических изменений уровня снежно-ледяной поверхности над скоплениями воды на ложе как результат опорожнения каскада относительно мелководных подледниковых озёр представляется не во всём достаточно обоснованной и не может рассматриваться как единственная из возможных.

В четырёх заключительных разделах второй главы изложены особенности дистанционного исследования плавучих и шельфовых ледников: «Условия на нижней поверхности плавучих ледников», «Дистанционные методы определения линии налегания плавучих ледников», «Скорость донного таяния у линии налегания ледников» и «Таяние в краевой части плавучих ледников». Здесь представлены результаты многолетних российских и зарубежных исследований по картированию линии налегания, охарактеризованы методы дистанционной оценки её положения и оценки интенсивности процессов таяния и намерзания, развивающихся на поверхностях контактирования ледников с водой различной солёности за пределами линии налегания.

Третья глава книги *«Вода в ледниках Арктики и Антарктики: опыт применения геофизических методов»* содержит три основных раздела «Районы и объекты исследований», «Радиолокационная аппаратура и методика исследований», «Результаты исследований». В качестве основного вывода этой главы авторами предлагается заключение об определённом согласовании пространственно-временных вариаций содержания воды в ледниках с их движе-

нием и механизмами подвижек, основанием для которого послужили результаты исследований с применением методики наземной радиолокации, используемой авторами при исследованиях на политермических ледниках Ханс, Фриттоф, Тавле, плато Амундсена на Шпицбергене и ледниках Джонсонс и Хард на о. Ливингстон в Субантарктике.

Четвёртая глава книги *«Распределение и динамика воды в ледниках: результаты дистанционных и геофизических исследований»* содержит 11 основных разделов: «Содержание воды в теплых и политермических ледниках», «Изменения содержания воды и гидротермической структуры», «Связь гидротермического состояния политермических ледников с их подвижками», «Гидравлический потенциал и подледниковая дренажная сеть», «Таяние—намерзание под ледниковыми покровами по данным численного моделирования», «Таяние—намерзание под шельфовыми ледниками Антарктиды», «Таяние—намерзание под ледяными потоками и выводными ледниками», «Влияние подледниковой гидрологии на динамику ледников», «Подледниковые озёра в Антарктиде», «Внутренние отражающие слои и свободная от радиоэха зона», «Подледниковые дренажные сети ледниковых покровов». В первых трёх разделах авторы, в частности, отмечают, что содержание воды в тёплых и политермических ледниках может изменяться от 2 до 9% и в целом может соотноситься с суточными, сезонными и длительными многолетними вариациями погодных и климатических условий и даже с изменениями условий льдообразования, вследствие чего «сопутствующие» изменения скорости движения ледников не всегда удаётся строго согласовать с «предшествующим» температурным сигналом, что, в свою очередь, отражается на попытках численного моделирования.

Длинный перечень рассматриваемых на почти 170 страницах этой главы гляциологических, геофизических и гидрологических проблем можно рассматривать как подведение итогов определённого цикла исследований, характеризующегося широким географическим обобщением, о чём свидетельствуют и география собственных работ авторов, и обширный список литературы, творчески обработанный авторами.

Полагаю, что ознакомление широкого круга климатологов, гляциологов, гидрологов и, конечно, геофизиков с книгой А.Ф. Глазовского и Ю.Я. Мачерета будет способствовать прогрессу научных знаний в области гляциологии и широкому использованию методов геофизических и дистанционных исследований.

Доктор географических наук В.Н. Голубев

Путешествия, открытия

УДК 551.32

doi:10.15356/2076-6734-2015-3-133-140

Гляциология в Русском географическом обществе: к 170-летию РГО

© 2015 г. Ю.П. Супруненко

Институт географии РАН, Москва
suprunenko.y@mail.ru

Glaciology in the Russian Geographical Society: 170-jubilee of RGS

Yu.P. Suprunenko

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 1 июня 2015 г.

*Географическое общество, гляциология, ледник, путешественники, экспедиции.
Geographical society, expeditions, glacier, glaciology, travelers.*

Русское географическое общество с первых лет своего возникновения в 1845 г. уделяло большое внимание исследованию ледников. Вначале это были открытия и первое знакомство с ледниками, но позже предпринимались более углублённые стационарные исследования. В статье даны описания таких исследований на Урале и в Сибири, в Средней Азии и Казахстане, на Кавказе, а также в Центральной Азии. Приводятся имена исследователей и их главные достижения.

Since its establishing in 1845, Russian Geographical Society did give permanent attention to the study of glaciers. Initially these were discoveries and first familiarities with glaciers, but later on, more detailed field investigations were undertaken. Descriptions of such investigations performed in Urals, Siberia, Central Asia, Kazakhstan, Caucasus, and other parts of Russia and Soviet Union (after 1917) are presented in this article. Names of investigators and their basic achievements are also given.

Признавая путешествия древнейшим методом познания окружающего мира, Русское географическое общество с первых лет своей организации в 1845 г. уделяло исследованию горных и покровных ледников, а также снежному покрову достаточно много внимания. Научные экспедиции, начиная с XVIII—XIX вв., были не только частью описательного страноведения и общего знакомства с особенностями той или иной территории, но, по сути, представляли собой компонентные рекогносцировки. Позже предпринимались более углублённые стационарные исследования, но всё началось с картирования и сравнительного анализа.

К первой половине XIX в. Россия уже имела немалый опыт географических исследований. Состоялись успешные экспедиции по изучению Сибири, отдалённых восточных и северных окраин страны. Мировую славу России и её науке принесли кругосветные плавания в начале XIX в. Во время одного из них под руководством Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева в 1820—1821 гг. был открыт покрытый льдами материк Антарктида. Снаряжалось немало экспедиций по изучению и самой России. Однако огромной стране этого было недостаточно. Для всестороннего познания природы и населения страны и обоснования её

геополитических интересов нужна была специальная организация, координирующая такую работу. Таким и стало Императорское Русское географическое общество во главе с образованнейшим человеком своей эпохи, вторым сыном императора Николая I — Великим князем Константином, воспитателем которого был Ф.П. Литке, ставший вице-председателем Общества.

Исследования Урала и Сибири

Первые исследования РГО были направлены на изучение Европейской части России и Урала [10]. Примечательно, что в их ряду стоит удивительно плодотворная экспедиция профессора Э.К. Гофмана на Северный Полярный Урал в 1848—1850 гг. Известный для своего времени исследователь совершил путешествие вдоль Каменного Пояса, что нашло отражение в увлекательной и географически вполне достоверной книге «Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой». За два летних сезона экспедиция определила географические координаты и высоты над уровнем моря более ста пунктов на территории Северного, Приполярного и Полярного Урала. От крайней точки Полярного Урала, названной Гофманом Констан-



Восточные склоны Саблинского хребта с плато Лаптопай. Фото Г.А. Носенко
East slopes of the Sablinsky mountain range as it is seen from the plateau Laptopay. Photo by G.A. Nosenko

тиновым Камнем, был показан протягивающийся к проливу Югорский Шар хребет Пай-Хой.

Это было не просто путешествие, а всестороннее изучение природы. Гофман заметил, что здесь, у северной оконечности, Уральский хребет изменяет своё строгое направление юг—север и делает поворот на северо-восток. На месте этого изгиба и стоит как бы специально поставленный приметный ориентир — вершина Сабля со своим небольшим зубчатым хребтом. На Гофмана вершина произвела впечатление, но, проследовав дальше за Полярный круг на оленьих упряжках, более высокой горы Народной он не приметил. Как не отметил и ледника, привязанного к вершине Сабля. Тогда уже укоренилось мнение, что на сравнительно невысоком Урале многолетнего льда быть не может. Как бы там ни было, но позже открытый ледник был назван именем именно этого географа-путешественника. Вроде бы ирония — прошёл почти по леднику и не заметил его. Но это был особый, уральский тип малого оледенения.

Уральские экспедиции 1847—1848 и 1850 гг. под руководством Гофмана, по существу, были венцом исследований Северного Урала и Севера Европейской России в первой половине XIX в. Они обобщали огромный материал по географии района, собранный участниками этих экспедиций, а также всех предшествующих путешественников.

К середине XIX в. обширные пространства Сибири и Дальнего Востока были ещё плохо из-

вестны, а отдельные районы вообще представляли собой «белые пятна». Неудивительно, что здесь экспедиции РГО проходили с размахом и вносили существенный вклад в географическое познание мира. Пятилетние путешествия П.А. Кропоткина по Сибири завершились блистательным докладом в Географическом обществе, посвящённом ледниковому периоду. В 1866 г. Кропоткин возглавил крупную экспедицию, организованную Сибирским отделением РГО на средства золотопромышленников для изыскания скотопрогонного тракта с Ленских приисков к Чите. Он открыл Патомское нагорье, Ленско-Вилуйский водораздел, Витимское плоскогорье, хребты Северо- и Южно-Муйский и Делюн-Уранский. Верхом, пешком, в каяке, на повозке было преодолено более 70 тыс. км, и всё это — при бездорожье, наводнениях, несметных полчищах гнуса, усмирённом бунте сопровождавших его казаков, утомительных мрачных часах и днях дорожного однообразия, повседневной безысходности и радости открытий.

В районе приисков П.А. Кропоткин открыл ледниковые отложения. Это позволило ему впервые доказать существование прошлого оледенения Сибири и обосновать гипотезу о ледниковом периоде в жизни Земли. Подтверждали это и виденные им бессчётные валуны в Финляндии, Швеции, Германии. В России языки ледников приносили подобные камни даже на воронежские и украинские равнины; здесь их называли «дикарями» и



П.П. Семенов-Тянь-Шанский в 1857 г. исследовал верховья Нарына и Сарыджаза, открыл и назвал пик Хан-Тенгри.

Вид с левого борта ледника Южный Иныльчек на пики Горького, Чапаева и Хан-Тенгри <http://www.tkg.org.ua/node/16348>

In 1857, P.P. Semonov-Tienshansky explored upper reaches of rivers Naryn and Sarydjaz, he discovered and gave name to the peak Khan Tengri. View of peaks Gorky, Chapaev, and Khan Tengri from left slope of the glacier South Inyl'chek <http://www.tkg.org.ua/node/16348>

«конь-камнями». Вопреки существующей теории, которой придерживались такие авторитеты, как Лайель, Дарвин, Кювье, что эти странствующие, по-научному — эрратические валуны разнесены плавающими льдами, Кропоткин пришёл к своему суждению. Валуны продвинуты, принесены мощными ледниками, наступавшими во время оледенения планеты с севера и достигавшими хребтов Восточной Сибири и Забайкалья. Так материалы экспедиций и путешествий исследователя ложились в основу теоретических построений.

По поручению Сибирского отдела Географического общества изучением Прибайкалья, а также Нижней Тунгуски и Оленёка занимался ссыльный поляк А.Л. Чекановский. Он выполнил съёмку обширного края, провёл метеорологические и высотные измерения. Другой поляк, ставший известным географом-исследователем Сибири, И.Д. Черский, был привлечён Иркутским отделом РГО к работе в Китойских и Тункинских гольцах Восточного Саяна и Присяянья. Позже он проводил исследования в бассейнах Колымы, Индигирки, Яны, открыл хребет, параллельный Верхоянскому (названный впоследствии его именем), представляющий собой настоящую горную страну со своим оледенением.

Исследования Средней Азии и Казахстана

В конце XIX в. совсем мало исследованными были Средняя Азия и Казахстан. Первым, кто по поручению Географического общества начал исследовать эти обширные территории, был

П.П. Семёнов; его работу продолжили А.П. Федченко, Г.Е. Щуровский, В.Ф. Ошанин, Н.А. Северцов, И.В. Мушкетов, В.А. Обручев, Л.С. Берг.

П.П. Семенов, исследовавший в 1856–1858 гг. Тянь-Шань, сделал здесь целый ряд географических открытий и проложил путь для последующих экспедиций. Он открыл верхнее течение Сырдарьи и изучил горный массив Тенгри-Таг и пик Хан-Тенгри; первым достиг ледников, спускающихся с Тенгри-Тага, установил расположение природных зон Тянь-Шаня и собрал большие зоологические, ботанические и геологические коллекции. Но главные его достижения — составление схемы орографии Центрального Тянь-Шаня и получение первых сведений о значительном оледенении. Он убедился, что здесь нет вулканов, как предполагал А. Гумбольдт, а встречаются крупные скопления льдов. На одном из ледников в долине Сарыджаза он провёл несколько дней, прошёл значительную часть громаднейшего снежного поля, так и не увидев его окончания. Безбрежная снежная пустыня производила впечатление моря, Семенов так и назвал это место — «ледяное море», но позднее в честь исследователя ледник был назван его именем. Здесь же рядом появился и пик Семенова.

Это уже были подступы к Иныльчку и его «властелину» — пику Хан-Тенгри, остроконечной пирамиде, которая, по словам П.П. Семенова, с перевала казалась превосходящей остальные вершины вдвое. Среди многих других исследований этого путешественника, удостоенного необычного и почётного титула Тянь-Шанский, отдельно зна-



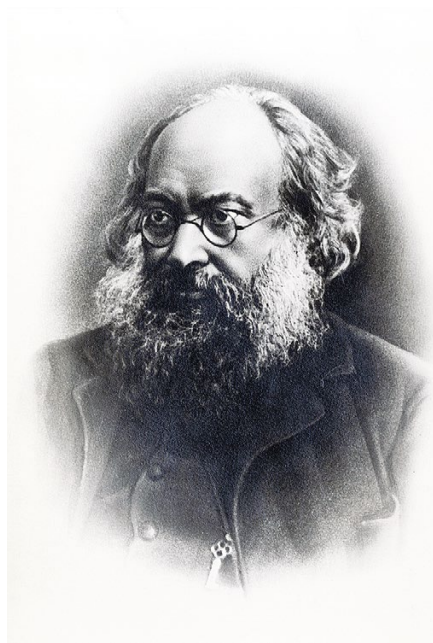
Пётр Алексеевич
Кропоткин
Petr Kropotkin
(1842–1921)



Алексей Павлович
Федченко
Aleksey Fedchenko
(1844–1873)



Иван Васильевич
Мушкетов
Ivan Mushketov
(1850–1902)



Николай Алексеевич
Северцов
Nikolay Severtsov
(1827–1885)



Иван Дементьевич
(Ян Доминикович) Черский
Ivan Chersky
(1845–1892)



Василий Фёдорович
Ошанин
Vasily Oshanin
(1844–1917)

Редколлегия журнала выражает благодарность архиву Русского географического общества за предоставленные фотографии деятелей РГО.

чится определение высоты расположения снеговой линии в этой горной стране. Она значительно превосходила известные её показатели в Пиренеях, Альпах и на Кавказе. Потом в этих местах по инициативе РГО побывали экспедиции Ч.Ч. Валиханова, Н.А. Северцова, И.В. Мушкетова, Л.Н. Костенко, инженера И.В. Игнатьева, ботаников А.Н. Краснова, В.В. Сапожникова, М.В. Певцова, а также австрийского профессора Г. Мерцбахера.

Будучи долгое время (1850–1857 и 1873–1914 гг.) вице-председателем, а фактически главой Русского географического общества П.П. Семёнов-Тян-Шанский стал инициатором многих экспедиций в Среднюю Азию. В своей деятельности он проявил себя как выдающийся путешественник и географ, блестящий организатор и талантливый литератор. Многим поколениям географов, в частности гляциологов, знаком его обстоятельный и яркий труд «Россия. Полное географическое описание нашего Отечества» в 19 томах.

Особого внимания в исследовании Средней Азии заслуживают путешествия И.В. Мушкетова [4, 5]. Он убедился в единстве строения Памира и Алая и отсутствии меридиональных горных хребтов, как считалось ранее. В высоком поясе гор Памира и Тянь-Шаня Мушкетов почти повсеместно наблюдал ясные следы древнего оледенения и присутствие морен, а во многих местах и современное оледенение. Высокой оценкой вклада Мушкетова в изучение этого района стало присвоение его имени одному из крупных тянь-шаньских ледников. Особенно плодотворной стала Зеравшанская экспедиция, в результате которой появилась точная карта огромного труднодоступного района в верховьях р. Зеравшан и крупного древовидного ледника. Навсегда был развеян миф о существовании здесь якобы грандиозного вулкана Байтам, о котором упоминали китайские летописи: не извержения, а каменноугольные пожары дали повод считать эту страну вулканической. За шестилетние исследования Средней Азии Академия наук отметила И.В. Мушкетова премией, а Русское географическое общество присудило ему в 1880 г. высшую награду — золотую Константиновскую медаль. В честь И.В. Мушкетова назван тянь-шаньский ледник на северном склоне хр. Сарыджаз площадью около 70 км² и памирский ледник в бассейне р. Муксу.

Наравне с И.В. Мушкетовым немалая заслуга в исследовании среднеазиатского узла принад-

лежит зоологу Н.А. Северцову. Приняв участие в экспедициях по Туркестанскому краю, он много усилий приложил для выяснения существования в западных отрогах Тянь-Шаня следов древнего ледникового периода; он занимался также изучением альпийских ледников. В 1875 г. Н.В. Северцов вместе с П.П. Семеновым-Тян-Шанским и некоторыми другими членами Географического общества был избран представителем этого общества на Парижском международном географическом конгрессе. За его доклад о следах ледникового периода на Тянь-Шане и представленную им карту высот Центральной Азии конгресс присудил ему золотую медаль. Экспедиции этого учёного и путешественника прояснили картину той части «Крыши мира», которая раньше была неизвестна европейским исследователям.

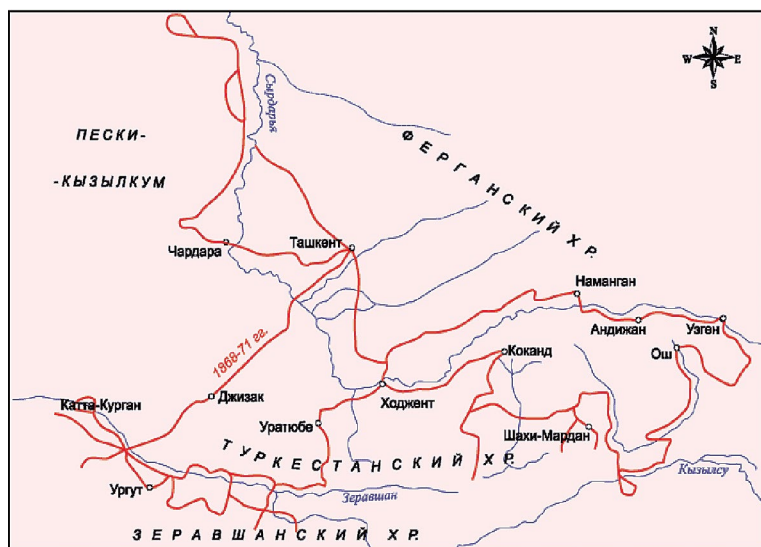
Имя В.Ф. Ошанина, известного путешественника, географа и натуралиста, связано с открытием грандиозного хребта Памирской горной системы, названного им хребтом Петра Первого, огромного ледника Федченко и исследованием горной области Каратегин. В обстоятельном физико-географическом описании Алайской долины он дал первые сведения о высоте снеговой границы. Проникнув в глубь горной страны, в 1878 г. экспедиция В.Ф. Ошанина обнаружила в истоках р. Муксу язык невероятно протяжённого ледника, который поражал своими размерами. Подняться на ледник экспедиции не удалось, но Ошанин дал ему имя — первого исследователя этих мест, первооткрывателя Заалайского хребта и пика Ленина, Алексея Павловича Федченко, погибшего за пять лет до этого в Альпах. В свою очередь именем В.Ф. Ошанина назван ледник на открытом им хребте Петра Первого, а также один из истоков ледника Бивачного, крупнейшего притока ледника Федченко.

Имя Федченко оставило замечательный след в исследованиях Туркестана, как в XIX в. называли Среднюю Азию. Никто из европейских исследователей не проникал настолько в глубь горных областей Тянь-Шаня и Памира, как А.П. Федченко. Не остались без его внимания и ледники. Так, гордый снежный пик в Матчинском горном узле в Туркестанском хребте Памиро-Алая и ледник у его подножия он назвал именем своего друга, геолога и путешественника Г.Е. Щуровского. Делал он и обобщающие выводы: горные поднятия Средней Азии и особенно Тянь-Шаня



Ледник Федченко, открытый и названный В.Ф. Ошаниным в 1878 г. http://www.bankoboev.ru/oboi_snezhnaya_doroga_v_gory.f.htm

The Fedchenko glacier that was discovered and named by V.F. Oshanin in 1878 http://www.bankoboev.ru/oboi_snezhnaya_doroga_v_gory.f.htm



Маршруты в предгорьях Ферганы и Алая, где в 1868 г. начали свои путешествия по Туркестанскому краю натуралисты Алексей Павлович Федченко с супругой Ольгой Александровной. <http://rus-travelers.ru/fedchenko-aleksej-pavlovich/>
Routes in foothills of the Fergana and Alay ranges where in 1868 field naturalists Alexey Pavlovich Fedchenko and his wife Olga Alexandrovna started their explorations of the Turkestan region. <http://rus-travelers.ru/fedchenko-aleksej-pavlovich/>

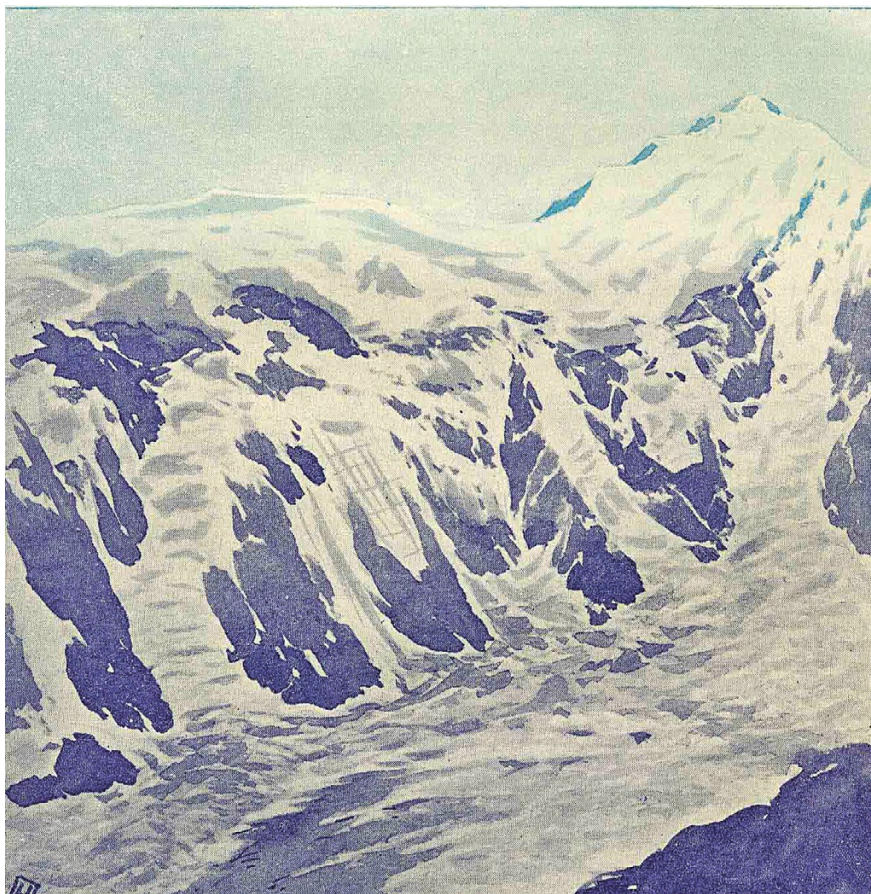
имеют грядовый характер, а полноводность р. Муксу подсказывала существование обширного оледенения, что и подтвердилось впоследствии. Семейную традицию продолжил Федченко-младший, Борис Алексеевич. Он занимался изучением ледников на Таласском хребте, Западном Тянь-Шане и Памире; в частности, на Памире им открыто около ста новых ледников.

Исследования Кавказа

В 1894 г. была организована Международная ледниковая комиссия, и в эти же годы по инициативе Русского географического общества в России создаётся ледниковая комиссия под руководством

И.В. Мушкетова. Эта комиссия возглавила исследование ледников на Кавказе (Н.А. Буш и др.), Алтае (В.В. Сапожников), в горах Средней Азии (В.Ф. Ошанин, Б.А. Федченко и др.). В 1892 г. в «Известиях РГО» И.В. Мушкетовым была опубликована первая программа регулярных наблюдений за колебаниями ледников [4].

Н.А. Буш совершил 17 экспедиций-путешествий на Кавказ, во время которых он открыл и подробно изучил многие ледники этой горной системы. Например, в 1897 г. Буш обследовал 190 ледников, половина из которых до него нигде не была описана. В результате своих гляциологических исследований учёный пришёл к заключению, что все ледники Кубанской облас-



«Висячие фирны» на правом борту ледника Колка в 1902 г. Зарисовка Н.В. Поггенполя [8]

«Hanging firns» on the left slope of the Kolka glacier in 1902. The drawing by N.V. Poggenpol' [8]

ти находятся в стадии отступления, а общее число ледников возрастает по направлению с запада на восток. Н.А. Буш попутно с ботаническими исследованиями вёл наблюдения за колебаниями ледников и инструментально определил наступание некоторых из них в 1907–1913 гг. [2]. В дальнейшем, вслед за геодезическими и геологическими исследованиями Г.В. Абиha, К.И. Подозерский дал качественную и количественную характеристику ледников Кавказского хребта [7].

В целом в это время Русским географическим обществом и его Кавказским отделом на ледники Кавказа было организовано немало экспедиций. Исследователи в верховьях рек составляли описания ледников, вели измерения и ставили метки для слежения за изменениями концов. Так, Н.Я. Динник в 1880–90-х годах впервые посетил многие ледниковые районы Кавказа и описал крупнейшие ледники; в массивах Эльбруса и Казбека он отметил активизацию некоторых из них. К.Н. Россиков составил подробное описание ледников Центрального Кавказа; В.В. Маркович, Н.В. Поггенполь, А.А. Ильин стали первооткры-

вателями многих ледников на Кавказе [8]. Появились и первые обобщения таких исследований.

Топографы А.В. Пастухов (в 1889–1891 гг.), Н.В. Жуков (в 1889 г.) и другие проводили топографические съёмки высокогорной зоны, а попутно изучали состояние ледников и собирали сведения об их изменениях. А.В. Пастухов впервые выполнил геодезическую съёмку с Западной вершины Эльбруса, определив её высоту; трижды поднимался на обледенелый Арарат, исследовал вершину Арагаца, в районе Эльбруса обнаружил следы древнего оледенения. Андрей Васильевич о своих наблюдениях в горах и на ледниках Кавказа рассказывал на заседаниях Русского географического общества в Петербурге и на страницах научных журналов [6]. Потомки воздали ему должное — его памятник стоит на одной из пятигорских вершин, Машуке, с которого так часто отлично виден величественный Эльбрус. А с 1950-х годов имя А.В. Пастухова появилось и на Тянь-Шане: во время одного из восхождений его имя было присвоено вершине Киргизского хребта, урочищу и леднику.

Особое место в экспедициях РГО занимало изучение быстрых подвижек Девдоракского ледника на восточном склоне Казбека и вызванных ими периодических катастрофических выбросов льда, которые происходили не менее семи раз в период с 1776 по 1832 г. Знаменитые «завалы» неоднократно перекрывали сток Терека, и его подпруженные воды затем прорывались катастрофическими паводками. В 1843 и 1855 гг. вновь отмечались подвижки Девдоракского ледника, что заставило проводить наблюдения за изменением его положения; впрочем, движение потока было относительно медленным и долина Терека не перекрывалась.

В 1861 г. академик Г.В. Абиx посетил Девдоракский ледник и сделал вывод, что он опасен [1]. В Географическом обществе в 1860-е годы было создано несколько специальных комиссий по изучению причин Казбекских завалов. Их исследовали Г.В. Абиx, Б.Н. Статковский, А.А. Висковатов, Г.С. Хатисян, А.И. Духовской и др., высказывая самые разные предположения о причинах этого явления.

Ещё одно событие — Геналдонская катастрофа в Северной Осетии в июле 1902 г., когда из ущелья ледника Колка вырвался на огромной скорости ледовый выброс, который завалил дно долины р. Геналдон льдом и камнями на протяжении 8 вёрст и погубил много людей и тысячи голов скота. Катастрофа исследовалась Н.В. Поггенполем, Э.П. Штебером, Р.Р. Лейцингером, которые, кроме собственных наблюдений в долине, собирали свидетельства очевидцев и сведения корреспондентов местных газет. К этим работам было причастно Географическое общество, которое в своих изданиях публиковало результаты исследований.

Подобная, но гораздо более масштабная катастрофа с тем же ледником Колка произошла в наши дни, в сентябре 2002 г., которое также подробно описана в книге, изданной Русским географическим обществом [3].

Исследования на рубеже XIX и XX вв.

На Алтае В.В. Сапожников установил три центра оледенения: Катунские, Северо- и Южно-Чуйские белки, а также открыл множество новых ледников. 1898 год стал для него памятным — он, преодолевая вершинные ледники, поднялся на высшую точку Алтая — гору Белуху; позже

этот исследователь положил начало систематическим наблюдениям за ледниками Алтая [9]. В 1905–1907 гг. Сапожников проводит экспедиционные исследования в Монгольском Алтае, где ему принадлежит честь открытия центра оледенения Табын-Богдо-Ола и нескольких десятков ледников. И везде он составлял обстоятельные географические характеристики природы, за что и был награждён Русским географическим обществом медалями им. Н.М. Пржевальского и П.П. Семенова-Тян-Шанского.

Исследование ледников Памиро-Алая, в том числе и под эгидой Русского географического общества, продолжались и в XX в. Примечательно, что в 1916 г. был открыт крупнейший ледник в Ванчской долине, позже названный ледником РГО. В дальнейшем он был отнесён к пульсирующим, обладающим способностью к периодическим подвижкам.

Первые в нашей стране Каталоги ледников были составлены в 1911 г. К.И. Подозерским для Кавказа и в 1930 г. Н.Л. Корженевским для Средней Азии. Рубеж веков был временем повышенного интереса к ледникам как неотъемлемым компонентам географической среды. Исследования по гляциологии были включены в программу Первого Международного полярного года (1882–1883); обширные гляциологические исследования в СССР проводились во время Второго Международного полярного года (1932–1933), в рамках которого были организованы четыре отряда Кавказской экспедиции — в Приэльбрусье, Дигории, Дагестане и Сванетии. В ещё больших масштабах ледники изучались во время Международного геофизического года (1957–1958) и в период Международного гидрологического десятилетия (1965–1974).

Заметный след в географо-гляциологическом исследовании Памиро-Алая оставил видный член РГО Н.Л. Корженевский. По праву первооткрывателя он назвал открытый им хребет именем Академии наук, а одну из главных его вершин — в честь геолога, академика А.П. Карпинского. Сам Корженевский тоже не остался забытым, его именем названы пик на склоне Заалайского хребта и три ледника — два на Тянь-Шане и один на Памире. В целом же географ изучил около 70 крупных ледников на Памиро-Алае и, что самое главное, составил первый Каталог ледников Средней Азии — и всё это на основании экспедицион-



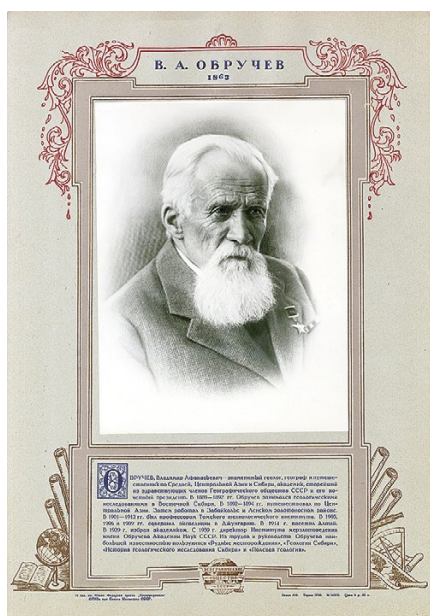
Николай Михайлович
Пржевальский
Nikolay Przhevalsky
(1839–1988)



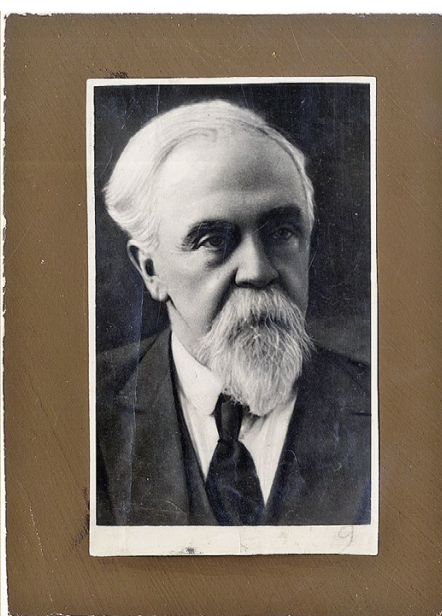
Михаил Васильевич
Певцов
Mikhail Pevtsov
(1843–1902)



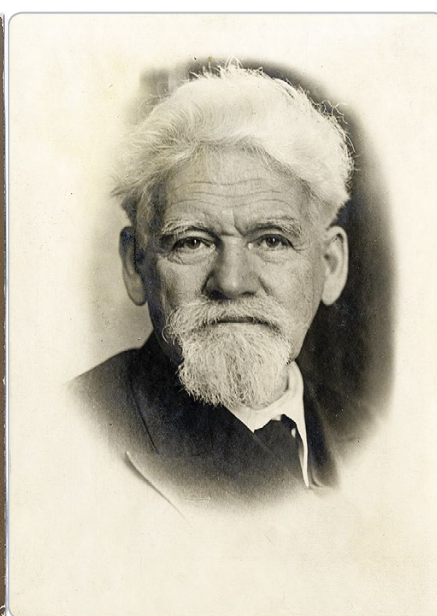
Григорий Ефимович
Грум-Гржимайло
Grigoriy Grumt-Grzhimaylo
(1860–1936)



Владимир Афанасьевич
Обручев
Vladimir Obruchev
(1863–1956)



Николай Адольфович
Буш
Nikolay Bush
(1869–1941)



Лев Семёнович
Берг
Lev Berg
(1876–1950)

ных исследований. Свод ледников Корженевского позже вошёл в объёмный Каталог ледников СССР (1965–1982 гг.). Такие предпосылки создали хорошую основу для составления Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (1997 г.), заслужившего признание на самом высоком уровне — Государственной премии Российской Федерации в области науки и техники (2002 г.).

Исследования сопредельных с Россией стран

Изучение природы и народов сопредельных с Россией стран — одна из самых ярких страниц в истории Русского географического общества. В исследовании Центральной Азии наибольших результатов добились экспедиции Н.М. Пржевальского, М.В. Певцова, В.И. Роборовского, Г.Н. Потанина, Г.Е. Грумм-Гржимайло, П.К. Козлова, В.А. Обручева — все они были активными деятелями РГО. Общество своими подразделениями охватывало всю Россию, что способствовало организации новых экспедиций, в том числе в горные регионы по изучению ледников [11].

С 1870 г. Н.М. Пржевальский всецело погрузился в исследование северной части Центральной Азии, начатое Семёновым-Тян-Шанским. Через Тянь-Шань он проник в Восточный Туркестан и оказался в загадочном бассейне Тарима. Позже гляциологи определили его крупнейшим очагом современного оледенения Тянь-Шаня на территории Китая, а тогда это было «белое пятно» в изучении оледенения и орографии. Одновременно была открыта громадная, покрытая снегами и льдами северная цепь Куньлуня, Алтын-Таг, которым Тибетское нагорье обрывается к долине р. Тарим. В дальнейшем Пржевальский поднялся на Наньшань — восточное продолжение Алтын-Тага и исследовал хребты Гумбольдта и Риттера, но в 250 км от Лхасы тибетские власти заставили его повернуть обратно. То было время, когда русское правительство стремилось опередить колониальную активность англичан и расширить зону своего влияния в Центральной Азии, укрепив там свои геополитические приоритеты.

Названия, данные Пржевальским на Тибетском нагорье и в обледенелом Куньлуне, исчезли с карт и сохранились лишь в истории (таковы хребты Русский, Московский, вершина Кремль, гора Шапка Мономаха — ныне массив Чонг-Корлыктаг в китайском Куньлуне). Понятно, что русский пу-

тешественник не был лишён и патриотических устремлений по расширению влияния Российской державы; тем более, что со стороны Индии в это же время в центрально-азиатский регион проникали англичане, и стоял вопрос, в зону чьего влияния попадут эти малонаселённые края. Это было время борьбы мировых держав за влияние в Азии, получившее название «Большая игра».

Но остался на карте хребет Пржевальского в Куньлуне, который был так назван по решению Русского географического общества в конце XIX в.; до этого сам Пржевальский предложил название Загадочный. Но он фигурирует не на всех картах, на китайских обозначен как Аркатаг. А вот название ледника Пржевальского в Монгольском Алтае остаётся до наших дней.

Задуманную Н.М. Пржевальским тибетскую экспедицию в Кашгарию и Куньлунь продолжил его соратник и друг, тоже офицер-путешественник М.В. Певцов. Результаты экспедиции — отчёты и составленные карты Восточного Туркестана и северной окраины Тибетского нагорья, а также оборудованная метеостанция — стали вкладом русских исследователей в мировую географическую науку. М.В. Певцов был удостоен Большой золотой медали им. Ф.П. Литке и Большой золотой (Константиновской) медали Русского географического общества; его именем назван ледник Монгольского Алтая.

Научный вклад экспедиций РГО в гляциологию

В целом экспедиции, инициированные Русским географическим обществом, вносили значительный вклад в развитие гляциологии. Это, прежде всего, относится к картированию ледников в малоисследованных областях. Значительный вклад внесён и в вопросы изучения древнего оледенения. Наравне с наблюдениями на современных ледниках исследовались эрратические валуны, моренные гряды, флювиогляциальные конусы, бараны лбы, кары и троговые долины, прочие следы геологической деятельности ледников прошлого. Эти маркеры стали использовать в качестве индикаторов границ, толщины и направлений движения праледников. В России пионерами этих работ стали члены РГО П.А. Кропоткин, И.В. Мушкетов, Г.Е. Шуровский, А.П. Павлов, В.А. Обручев и др. Так на стыке гляциологии и геологии складывалась крупная отрасль науки — палеогляциология.

Основы изучения вечной мерзлоты как раздела гляциологии заложил видный и почётный член РГО, а в 1947–1956 гг. — почётный президент Русского географического общества, академик В.А. Обручев. Он был в равной мере своим и среди географов, и среди геологов. В общей сложности он прошёл в экспедициях 195 тыс. км, большая часть этих работ также проведена по инициативе Географического общества. И неудивительно, что именем Обручева назван не только хребет в Тувинском нагорье, но и вершины на Алтае, в Забайкалье, Антарктиде, а также, что не менее примечательно, пять ледников — в Монгольском Алтае, на Полярном Урале, Земле Франца-Иосифа, в системе хребта Черского и в Антарктиде; в этот перечень именных топонимов можно добавить ещё и оазис в Антарктиде.

Русское географическое общество, до 1938 г. существовавшее как самостоятельная организация, позже оказалось включённым в число учреждений Академии наук (1940), и планирование исследований и экспедиций шло теперь в академическом русле. В послевоенные годы работа Общества была неразрывно связана с видными географами-гляциологами С.В. Калесником и А.Ф. Трешниковым, в своё время президентами РГО.

Академика С.В. Калесника называют одним из основателей современной гляциологии. Он был в числе инициаторов и ведущих участников ледниковых экспедиций 1932–1933 гг., проводившихся по программе Второго Международного полярного года. Он ввёл в науку понятие хionoсферы — ледниковой оболочки нашей планеты и энергии оледенения, исследовал проблему взаимодействия ледников с другими компонентами географической среды. Его труды по гляциологии стали настольными книгами для целого поколения географов, гляциологов, путешественников. Кроме руководства Русским географическим обществом, С.В. Калесник был вице-президентом Международного географического союза, удостоен Большой золотой медали им. Ф.П. Литке; его именем названы ледники в Заилийском и Джунгарском Алатау, на Полярном Урале.

Видным полярником был другой президент РГО — А.Ф. Трешников. Он участвовал во многих экспедициях в Арктику и Антарктику, был начальником дрейфующих полярных станций, а также Второй советской антарктической экс-

педиции. Трешников изучал гидрологический режим Северного морского пути, стал первооткрывателем подводного хребта Ломоносова в Арктическом бассейне, исследовал дрейф морских льдов. Богатый опыт Трешникова в полярных исследованиях позволил ему принять активное участие в создании Атласа Антарктики, за что он был удостоен Государственной премии СССР. Книга А.Ф. Трешникова «История открытия и исследования Антарктиды» [12] впервые систематизировала материалы путешествий, зимовок и исследований на этом континенте.

Заключая этот очерк, следует подчеркнуть важную роль Русского географического общества в становлении отечественной гляциологии. Географическое общество принимало самое активное участие в организации экспедиционных исследований ледников во многих районах нашей страны и на окрестных территориях, способствовало широкому обсуждению гляциологических проблем на научных собраниях и в своих многочисленных изданиях, финансировало многие исследования и сейчас, в новых условиях, продолжает эту работу, чрезвычайно полезную для науки и всей нашей страны.

Литература

1. *Абих Г.В.* Исследования настоящих и древних ледников Кавказа // Сборник сведений с Кавказа. Т. 1. Тифлис, 1871. С. 85–126.
2. *Буш Н.А.* О состоянии ледников северного склона Кавказа в 1907, 1909, 1911 и 1913 годах // Изв. РГО. 1914. Т. 50. Вып. 9. С. 461–510.
3. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с.
4. *Мушкетов И.В.* Краткая программа для наблюдений ледников России // Изв. РГО. 1892. Т. 28. Вып. 2. С. 1–4. Приложения.
5. *Мушкетов И.В.* Исследования ледников России в 1896 г. // Изв. РГО. 1897. Т. 33. Вып. 4. С. 348–355.
6. *Пастухов А.В.* Сообщение А.В. Пастухова об его восшествии на Казбек 29-го июля 1889 года // Изв. Кавказского Отдела РГО. 1889–1891. Т. 10. Вып. 1. С. 134–145.
7. *Подозерский К.И.* Ледники Кавказского хребта // Зап. Кавказского Отдела РГО. 1911. Кн. 29. Вып. 1. С. 1–200.
8. *Поггенполь Н.В.* По северным долинам Казбекского массива и первое восхождение на Майли-хох //

- Ежегодник Русского горного общества за 1903 г. 1905. Т. 3. С. 1–37.
9. Сапожников В.В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М.: Географиз, 1949. 580 с.
 10. Супруненко Ю.П. Сверкающий мир снега и льда: Занимательная гляциология. М.: ОАО «Московские учебники и Картолитография», 2008. 528 с.
 11. Супруненко Ю.П. Путешественники и мореплаватели России. Популярная энциклопедия. М.: ОАО «Московские учебники и Картолитография», 2009. 384 с.
 12. Трешников А.Ф. История открытия и исследования Антарктиды. М.: Географиз, 1963. 460 с.

Summary

This paper shows important role of the Russian Geographical Society (RGS) in development of national glaciology. For 170 years of its history, RGS took the most active part in organization of field investigations of glaciers in many regions of Russia and on the adjacent territories, promoted wide discussions of glaciological problems at scientific meetings and in numerous publications, and provided financing of many researches. And presently RGS continues this work which is of great importance for the science as well as for our country.

First investigations under the aegis of RGS were aimed at studying of the European Part of Russia and the Urals. In 1847–1848 and 1850, the Urals expeditions were headed by Hoffman. Five-year investigations of geographer P.A. Kropotkin resulted in discovering of the Patomskoye highland, Lena-Viljuy watershed, Vitim tableland, North- and South-Muysky mountain ranges. Famous geographer I.D. Chersky worked in the Eastern Sayan Mountains, in basins of rivers Kolyma, Indigirka, and Yana where he discovered a mountain range with significant glaciations. Now this range bears his name (the Cherskogo Range).

P.P. Semenov, later Semenov-Tienshansky, was the first who worked in mountains of Central Asia. For many years he was the RGS President. Later on, A.P. Fedchenko, G.E. Schurovsky, V.F. Oshanin, N.A. Severtsov, I.V. Mushketov, V.A. Obruchev, and L.S. Berg worked there on the instructions of RGS.

In 1990s, the Geographical Society initiated organization of the first in Russia Commission on Glaciers headed by I.V. Mushketov. In 1892, he had published in the «RGS Proceedings» the first program of regular observations of the glacier fluctuations.

N.A. Bush conducted botanical studies in the Caucasus and at the same time carried out observations of the glacier fluctuations; in 1907–1913, he instrumentally determined advances of some of them. Further on, subsequent to geodetic and geological studies of G.V. Abikh, K.I. Podozersky characterized properties of the Caucasian glaciers. Studies of quick surges of the Devdoraksky glacier (the east slope of the Kazbek) together with periodic catastrophic ice blasts occupied significant place in programs of the RGS expeditions.

First inventories of glaciers in Russia were prepared in 1911 by K.I. Podozersky for the Caucasus and in 1930 by N.L. Korzhenevsky for the Central Asia. Among studies of the Central Asia, the most important results were obtained by expeditions of N.M. Przhevalsky, M.V. Pevtsov, V.I. Roborovsky, G.N. Potanin, G.E. Grum-Grzhimailo, P.K. Kozlov, and V.A. Obruchev.

Large contribution had been made by the RGS investigations into problems of ancient glaciations. In Russia, members of RGS P.A. Kropotkin, I.V. Mushketov, G.E. Schurovsky, A.P. Pavlov, and V.A. Obruchev pioneered in these works; thus, a new discipline paleoglaciology had been developed at the interface between glaciology and geology. Foundations of the permafrost investigations as certain part of glaciology were laid by academician V.A. Obruchev, honorary president of the Russian Geographical Society in 1947–1956. The RGS president academician S.V. Kalesnik (1940–1952) became one of founders of the present glaciology, he had created the textbook on glaciology for many generations of Russian geographers and glaciologists. Other president of RGS academician A.F. Treshnikov explored hydrological regime of the North Sea Route, became a discoverer of the submarine Lomonosov Range in the Arctic basin, and studied drifts of marine ices.

Подписано в печать 14.07.2015 г. Выход в свет 31.07.2015 г. Формат 60 × 88¹/₈
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 8.0 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
Тираж 300 экз. Зак. 420 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