



Лёд и Снег



1 (129)
2015



НАУКА

СОДЕРЖАНИЕ

Н.С. Касимов, В.М. Котляков, А.Н. Чилингаров, Д.М. Красников, В.С. Тикунов.

Национальный атлас Арктики: структура и этапы разработки.

4

Ледники и ледниковые покровы**В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков.** Возможности использования данных дистанционного зондирования Земли для мониторинга ледников и гляциологических расчётов.

15

Т. Болюх. Изменение площади и массы ледников в долине Ала-Арча в Киргизском хребте на Северном Тянь-Шане с 1964 г.

28

Т.С. Папина, Н.С. Малыгина, Т.А. Бляхарчук, Г.И. Ненашева, Н.А. Рябчинская, А.Н. Эйрих. Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай).

40

К.В. Чистяков, Д.А. Ганюшкин, Ю.Н. Курочкин. Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола.

49

Снежный покров и снежные лавины**Н.А. Казаков.** Прогноз лавин по 27-дневным циклам изменения солнечной активности. ...

61

Подземные льды и наледи**В.Р. Алексеев.** Подземные льды и гидротермическое движение грунтов на наледных участках речных долин.

69

Палеогляциология**М.Ю. Александрин.** Отложения приледниковых озёр – основа для создания непрерывных летописей истории голоценового оледенения.

89

В.С. Шейнкман, В.М. Плюснин. Оледенение севера Западной Сибири – спорные вопросы и пути их решения.

103

Прикладные проблемы**С.М. Блинов, Е.А. Меньшикова, Е.Н. Батулин, Е.С. Ушакова, Л.Р. Золотарев.** О составе снега на территории Верхнекамского солевого месторождения.

121

Путешествия, открытия**Г.Б. Осипова.** Пятьдесят лет исследований Института географии РАН на леднике Медвежьем, Западный Памир.

129

Обзоры и хроника**М.Ю. Москалевский.** Конференция «Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований».

141

Журнал продолжает основанное в 1961 г. периодическое издание
«Материалы гляциологических исследований»

Выходит 4 раза в год

The journal continues the series

«Data of Glaciological Studies» established in 1961

Four issues per year

Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН

Состав редколлегии:

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков

Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева

Редактор – Л.С. Дмитриева

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук В.Р. Алексеев, д-р Т. Вихма (Финляндия),

канд. геогр. наук Н.А. Володичева,

канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),

д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),

д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов,

канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,

канд. геогр. наук А.А. Медведев, проф. Б. Мессерли (Швейцария),

д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),

канд. геогр. наук Н.И. Осокин, д-р геогр. наук В.М. Плюснин,

канд. геогр. наук В.В. Попова, д-р Д. Райно (Франция),

д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,

акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,

канд. геогр. наук С.А. Сократов,

чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),

д-р геогр. наук И.Е. Фролов, канд. геогр. наук Т.Е. Хромова,

д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov

Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva

Editor – Lyubov S. Dmitrieva

Members of the editorial board:

V.R. Alexeev, K.V. Chistyakov, I.E. Frolov,

A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief), V.N. Golubev,

P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov, V.Ya. Lipenkov,

Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, B. Messerli (Switzerland),

V.N. Mikhalenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, V.M. Plyusnin,

V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatina, I.V. Seversky,

S.A. Sokratov, O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),

T. Vihma (Finland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:

С.Н. Волосевич, Л.В. Набокова, П.Р. Накалов, Т.В. Сковородина

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

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

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

Фото на обложке: Поля морского льда с разводами в период летнего таяния. 22 августа 2007 г. Центральная часть Северного Ледовитого океана перед высадкой дрейфующей станции «Северный полюс-35». Фото В.Т. Соколова

Photo on the cover: Sea ice floes with openings in summer time. 22 August 2007, in the central part of the Arctic Ocean before deployment of the drifting ice station «North Pole-35». Photo made by V.T. Sokolov

© Российская академия наук, 2015

© Русское географическое общество, 2015

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2015

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

1 (129) 2015

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2015

Contents

<i>N.S. Kasimov, V.M. Kotlyakov, A.N. Chilingarov, D.M. Krasnikov, V.S. Tikunov.</i> National Atlas of Arctic: structure and creation approaches.....	4
---	---

Glaciers and Ice Sheets

<i>V.G. Konovalov, V.A. Rudakov.</i> Possibility of using remote sensing data for glaciological calculations and monitoring	15
<i>T. Bolch.</i> Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan	28
<i>T.S. Papina, N.S. Malygina, T.A. Blyakharchuk, G.I. Nenasheva, N.A. Ryabchinskaya, A.N. Eyrikh.</i> Isotopic composition and pollen spectra of precipitation and ice at the edge part of Korumdu Glacier (North Chu ridge, Altai Mountains)	40
<i>K.V. Chistyakov, D.A. Ganyushkin, Y.N. Kurochkin.</i> Present state and dynamics of glacio-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massifs	49

Snow Cover and Avalanches

<i>N.A. Kazakov.</i> Prediction of avalanches on the basis of the 27-day Solar activity variations.....	61
---	----

Ground Ice and Icings

<i>V.R. Alekseev.</i> Ground ice and hydrothermal ground motions on aufeis plots of river valleys	69
---	----

Palaeoglaciology

<i>M.Y. Alexandrin.</i> Proglacial lake sediments – a basis for uninterrupted chronicles of the Holocene glacier variations.....	89
<i>V.S. Sheinkman, V.M. Plyusnin.</i> Glaciation of West Siberia – disputable questions and means of their solution	103

Applied Problems

<i>S.M. Blinov, E.A. Menshikova, E.N. Baturin, E.S. Ushakova, L.R. Zolotarev.</i> On a snow cover composition in the vicinity of the Verkhnekamsky Salt Deposit	121
---	-----

Travels, Discoveries

<i>G.B. Osipova.</i> Fifty years of studying the Medvezhiy Glacier (West Pamirs) by the Institute of Geography, RAS	129
---	-----

Reviews and News

Conference «Modern trends of natural processes in Polar Regions and perspectives of the Russian polar studies» (<i>M. Yu. Moskalevsky</i>)	141
--	-----

Содержание

<i>Н.С. Касимов, В.М. Котляков, А.Н. Чилингаров, Д.М. Красников, В.С. Тикунов.</i> Национальный атлас Арктики: структура и этапы разработки.....	4
--	---

Ледники и ледниковые покровы

<i>В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков.</i> Возможности использования данных дистанционного зондирования Земли для мониторинга ледников и гляциологических расчётов	15
<i>T. Bolch.</i> Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan (Изменение площади и массы ледников в долине Ала-Арча в Киргизском хребте на Северном Тянь-Шане с 1964 г.).....	28
<i>Т.С. Папина, Н.С. Малыгина, Т.А. Бляхарчук, Г.И. Ненашева, Н.А. Рябчинская, А.Н. Эйрих.</i> Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай)	40
<i>К.В. Чистяков, Д.А. Ганюшкин, Ю.Н. Курочкин.</i> Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола.....	49

Снежный покров и снежные лавины

<i>Н.А. Казаков.</i> Прогноз лавин по 27-дневным циклам изменения солнечной активности	61
--	----

Подземные льды и наледи

<i>В.Р. Алексеев.</i> Подземные льды и гидротермическое движение грунтов на наледных участках речных долин.....	69
---	----

Палеогляциология

<i>М.Ю. Александрин.</i> Отложения приледниковых озёр — основа для создания непрерывных летописей истории голоценового оледенения	89
<i>В.С. Шейнкман, В.М. Плюснин.</i> Оледенение севера Западной Сибири — спорные вопросы и пути их решения	103

Прикладные проблемы

<i>С.М. Блинов, Е.А. Меньшикова, Е.Н. Батулин, Е.С. Ушакова, Л.Р. Золотарев.</i> О составе снега на территории Верхнекамского солевого месторождения.....	121
---	-----

Путешествия, открытия

<i>Г.Б. Осипова.</i> Пятьдесят лет исследований Института географии РАН на леднике Медвежий, Западный Памир.....	129
--	-----

Обзоры и хроника

Конференция «Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований» (<i>М.Ю. Москалевский</i>)	141
---	-----

Национальный атлас Арктики: структура и этапы разработки© 2015 г. Н.С. Касимов¹, В.М. Котляков², А.Н. Чилингаров³, Д.М. Красников⁴,
В.С. Тикунов¹¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ²Институт географии РАН, Москва;³Совет директоров «Роснефти»; Ассоциация полярников, Москва; ⁴ОАО «Роскартография», Москва

vstikunov@yandex.ru

National Atlas of Arctic: structure and creation approachesN.S. Kasimov¹, V.M. Kotlyakov², A.N. Chilingarov³, D.M. Krasnikov⁴, V.S. Tikunov¹¹Lomonosov Moscow State University; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow;³Directors' Board of «Rosneft» Corporation, Association of Polar Explorers, Moscow; ⁴Joint-stock Company «Roskartografiya», Moscow

Статья принята к печати 5 февраля 2015 г.

*Арктика, концепция создания атласа, Национальный атлас, структура атласа.**Arctic, atlas structure, conception of atlas development, National Atlas.*

Обосновывается необходимость создания Национального атласа Арктики. Приводится научно-справочный вариант издания с детальной характеристикой разделов атласа. Предлагается также его научно-популярный вариант, предназначенный для широкого круга пользователей, в том числе как пособие для всех уровней просвещения: от школ и вузов до общественных и государственных организаций, бизнес-школ, курсов повышения квалификации. Отмечается возможность создания системы поддержки принятия управленческих решений, основываясь на материалах научно-справочной версии Национального атласа.

The need to develop a National Atlas of Arctic is substantiated. The scientific-reference version of the edition with detailed characteristics of the Atlas content is described. The popular-scientific version for a wide circle of users is also intended to be developed. It will be useful as a textbook for all levels of education, from schools and universities to social and government organizations, business schools, and training courses. The possibility to create a system of support for management decisions based on material of the National Atlas of Arctic (its scientific reference version) is also discussed.

Введение

Арктические территории России занимают важное место в её природе, истории и современном развитии. Северный «фасад» Российской Федерации обращён и к Европе, и к Северной Америке и представляет собой северное связующее звено нашей страны с окружающими странами. Значение Арктики для России отмечал ещё М.В. Ломоносов, подчёркивал Д.И. Менделеев и многие другие выдающиеся деятели прошлого и современности. Значение Севера и Арктики для будущего развития страны стало совершенно очевидно сегодня, когда на шельфе и островах Северного Ледовитого океана открыты огромные запасы полезных ископаемых, прежде всего углеводородов.

Россия — самая холодная страна в мире. Северный Ледовитый океан и его моря играют заметную роль в формировании климата страны и, в частности, в значительной мере влияют на современное глобальное потепление. Сокращение площади морских льдов даёт надежду на облегчение освоения Северного морского пути — кратчайшей связи Европы со странами Дальнего Востока. Россия предсоветского периода, Совет-

ский Союз и современная Россия всегда признавали важность исследования арктических территорий и вкладывали значительные средства в создание инфраструктуры для подобных исследований. В XX в. в Арктике начала работать обширная система полярных станций, способствовавшая работе крупных научных экспедиций, тогда же создаётся мощный арктический флот. Всё это помогало познавать и осваивать арктические территории, которые в настоящее время служат одной из главных составляющих экономического развития и обороны нашей страны.

Важность Арктики для развития страны нашла своё отражение в поручении Президента Российской Федерации В.В. Путина (29 июня 2014 г.) и последовавшего вскоре поручения Правительства Российской Федерации (15 июля 2014 г.) о создании Национального атласа Арктики. Эти поручения послужили толчком к активной разработке проекта такого Атласа, который делается не «с нуля». Россия всегда занимала едва ли не первое место в создании атласных произведений, в которых важное место отводилось Арктике. Вспомним издания последних десятилетий, среди которых: Атлас Арктики, 1985 г. [1];

Атлас Северного Ледовитого океана, 1980 г. [6]; Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997 г. [2]; Природа и ресурсы Земли, 1998 г. [4]; Экологический атлас России, 2002 г. [7]; Национальный атлас России в четырёх томах, 2004–2008 гг. [3]; Атлас Арктики, выпущенный в 2013 г. в МГУ имени М.В. Ломоносова по гранту Русского географического общества [5]. Опыт создания этих и многих других географических атласов, изданных в СССР и России, конечно, должен быть учтён при работе над Национальным атласом Арктики. Вместе с этим необходимо использовать и новейшие достижения картографии, аэрокосмические источники и методы создания геоинформационных систем. Такой атлас должен быть издан на современном уровне, причём в двух вариантах — книжном и электронном.

В этой статье мы хотим охарактеризовать будущий Атлас Арктики с точки зрения географов, имеющих большой опыт в создании картографических произведений. Как известно, при создании крупного атласа работу над ним необходимо начать с его концепции, масштабного ряда и подбора основных карт, сгруппированных по тематическим разделам. Главные цели настоящей статьи — представить предполагаемую концепцию Атласа и проанализировать главные подходы к его созданию. Национальный Атлас Арктики мы понимаем как свод пространственно-временной информации о географических, экологических, экономических, историко-этнографических, культурологических и социальных особенностях Арктики в виде картографической модели территории, предназначенной для использования в широком спектре научной, управленческой, хозяйственной, оборонной, образовательной и общественной деятельности. Бумажный вариант Атласа должен иметь научно-справочный характер, а его электронная версия позволит оперативно обновлять и расширять Атлас путём актуализации и видоизменений в соответствии с разнообразными направлениями практического использования.

Назначение Атласа

Комплексный научно-справочный атлас предназначен осмыслить и отразить значение Арктики для России и всего мира. Это будет наиболее полный на сегодня свод знаний о ре-

гионе. Гибким языком карты Атлас послужит продвижению имиджа Российской Арктики в мировом информационном пространстве.

Исследования Арктики последних десятилетий позволили накопить уникальную информацию. Частично она обобщённо отражена в рамках уже упомянутых атласов [1–7]. Эти картографические произведения, конечно, нуждаются в обновлении в соответствии с реалиями XXI в. К тому же Арктика относится к тем немногим областям планеты, по которым нет полноценных карт в издаваемых атласах мира, России, в том числе и в школьных атласах. Арктика недостаточно присутствует и в разнообразных тематических картах. В результате Арктика оказалась вне крупных природных объектов, представленных российскими комплексными картографическими изданиями. Между тем арктические территории неплохо отражены в атласах, издаваемых в странах Скандинавии, Канаде и США.

Национальный атлас Арктики, безусловно, позволит преодолеть сложившееся положение, особенно если он будет состоять из справочного издания и электронной версии, а в перспективе — и в виде проблемно-ориентированных атласных информационных систем. Планируемый Атлас будет играть интегрирующую роль по отношению к географическим, социально-культурным, историческим и краеведческим материалам всей Арктики — как российской, так и зарубежной — во вводных частях Атласа и некоторых его разделах. В Атласе будут приведены картографические изображения (карты, схемы, диаграммы, графики), историко-культурные и природные материалы (текстуальная научная и художественная части), а также значительный фонд изобразительного материала. В совокупности этих показателей Арктика ни разу ещё не была представлена ни в отечественной, ни в зарубежной научно-издательской или иллюстративно-изобразительной практике. Это, в понятиях мирового научного и искусствоведческого сообщества, представляет собой нонсенс: столь обширная и такая требующая внимания территория, как минимум, одна двадцатая часть планеты, оказалась без инструментариев в виде Атласа.

Арктика — это уникальность геологического строения и природы в целом: запасов нефти и газа, цветных и драгоценных металлов, пуш-

нины, морского зверя, ценных пород рыб и, конечно, уникальность расположения региона в планетарном масштабе. К этому следует добавить контрастность цивилизационного развития региона — от очагов почти первобытного хозяйства, от стадий разных форм кочевания до современных городских поселений. Все эти необходимые условия служат зрелым основанием для развёртывания научно-исследовательских и научно-прогностических исследований нового поколения. И Атлас послужит первоначальным толчком для создания модели будущего устойчивого развития региона.

Основная специфика и ценность Атласа заключаются в картах междисциплинарного и трансграничного характера, систематизирующих и обобщающих многообразную, часто точечную и трудно сопоставимую информацию. Одновременно Атлас направлен на решение проблем региона. Его задача — преодолеть разобщённость между основными потоками информации и процессом принятия решений, создать информационно-аналитическую базу для решения множества проблем. Особая задача заключается в актуализации знаний об Арктике в соответствии с современными темпами её экономического, социального, культурного и инновационного развития и их влиянии на весь Арктический регион и на Россию в целом. В Атласе Арктики должна быть достойным образом отражена деятельность компаний, осуществляющих промышленное освоение и развитие Арктики и Северного морского пути («Совкомфлот», «Газпром», «Норникель» и др.).

Функции и результаты издания Атласа

Национальный атлас Арктики — это научно-справочное издание, содержащее наиболее современную и максимально детализированную информацию. По сути, он станет базой данных, отвечающих задачам сохранения и развития региона. Но это будет не просто система обеспечения информацией представителей разных социальных групп и даже всего населения региона, а система информационного взаимодействия и воздействия на управление территорией в поисках оптимального решения её проблем. Атлас будет не только пропагандировать идеи сохранения природы, но и раскрывать зависимость

качества жизни от качества природной среды, предлагать экологически безопасные методы хозяйствования и природоохранные технологии, модели устойчивого развития.

Сегодня решать проблемы просвещения населения, природопользования и сохранения биологического и культурного разнообразия Арктики невозможно без рассмотрения природно-ресурсного потенциала во всей его совокупности и, естественно, неотрывно от российской действительности. В решении проблем будущего развития страны важна комплексная инвентаризация географических, экологических, экономических, историко-этнографических, культурологических и социальных особенностей Российской Арктики. Атлас в наиболее оптимальной форме может отразить степень изученности Арктики, её природоохранные проблемы, состояние редких и исчезающих биологических видов, а также этносов и их культур. Главное внимание будет уделено проблемам природопользования — хозяйствованию человека в регионе и его последствиям. Атлас, безусловно, будет востребован и в полиграфическом, и в электронном виде.

Проект содержания научно-справочного издания Атласа

Раздел 1. Вводный

История исследований: серия карт по разным периодам
Циркумполярные карты: общегеографические и физико-географические, геологическое строение, орография и батиметрия, климатические условия, Северный Ледовитый океан, биогеография, оледенение и мерзлота, ландшафты, экономические зоны, карты AMAP и GRID

Раздел 2. Геологическое строение

Происхождение и эволюция Арктического бассейна
Геология
Геоморфология
Тектоника
Новейшая тектоника
Четвертичные отложения
Голоценовые движения
Магнитное поле
Гравиметрическое поле
Сейсмическая активность

Раздел 3. Рельеф

Рельеф суши
Рельеф дна океана и морей
Шельф
Современные геоморфологические процессы

Раздел 4. Ресурсы недр

Нефтегазоносность

Газогидраты

Минеральные ресурсы

Раздел 5. Эволюция природной среды

Арктика в плейстоцене

Динамика формирования арктических экосистем в пределах Российской Арктики (последние 125 тыс. л.н., включающие позднеплейстоценовый ледниково-межледниковый цикл и голоцен)

Оптимум микулинского межледниковья, около 125 тыс. л.н.

Оптимум внутривалдайского мегаинтерстадиала, около 35–40 тыс. л.н.

Максимум похолодания последней ледниковой эпохи – 20–18 тыс. л.н.

Позднеледниковье и голоцен, 13–6 тыс. л.н. (аллерёд, молодой дриас, пребореал, атлантический век)

Распределения годового речного стока по территории водосбора Северного Ледовитого океана в оптимум голоцена

Границы биорегиона в ключевые периоды плейстоцена и голоцена

Распространение индикаторных арктических видов млекопитающих в позднем плейстоцене и голоцене

Этапы первоначального освоения человеком Арктики: эпоха позднего палеолита (35–12 тыс. л.н.); эпоха мезолита – раннего неолита (11–6 тыс. л.н.); общая схема инициального расселения в высоких широтах

Раздел 6. Климат

Солнечное сияние (4 месяца)

Суммарная солнечная радиация (февраль, август)

Радиационный баланс (февраль, август)

Затраты тепла на испарение (февраль, август)

Турбулентный теплообмен поверхности с атмосферой (февраль, август)

Тепловой баланс поверхности океана (февраль, август)

Температура воздуха у поверхности (4 месяца)

Минимальные и максимальные значения температуры (4 месяца)

Средняя температура самой холодной пятидневки

Частота переходов температуры воздуха через 0 °С

Продолжительность и время начала и окончания устойчивых холодного и тёплого периодов

Число дней с сильными морозами

Годовые колебания температуры воздуха у поверхности

Относительная влажность воздуха (4 месяца)

Годовое количество осадков

Жидкие и твёрдые осадки (4 месяца)

Частота снегопадов разной интенсивности

Ясное и пасмурное небо (4 месяца)

Облачность (4 месяца)

Туманы (4 месяца)

Число дней с ограниченной метеорологической дальностью видимости

Атмосферное давление у поверхности (4 месяца)

Ветер у поверхности земли (скорость и направление) – 4 месяца

Опасные метеорологические явления

Типы синоптических процессов и их повторяемость

Климатические зоны и области

Климатические арктические фронты: главный и вторичный – зима и лето

Контрасты природных характеристик суши: горизонтальный градиент альбедо, июль, горизонтальный градиент температуры поверхности, июль, горизонтальный градиент NDVI

Доли изменчивости температуры приземного воздуха, связанные с основными циркуляционными модами (1951–2010 гг.) для зимы

Климатические тренды (1981–2010 гг.): температуры, осадки, количество дней с осадками для зимы и лета (рис. 1)

Раздел 7. Воды суши

Гидрография. Устья и дельты рек

Сток и водный режим рек

Климатические изменения стока воды рек

Сток наносов рек и его изменения

Русловые процессы

Ледовый и термический режим рек

Гидрологический режим озёр

Обитатели водных объектов суши и аквальные биоценозы

Качество речных вод и водно-экологические проблемы

Опасные гидрологические явления

Использование водных ресурсов

Гидрологические ограничения природопользования

Раздел 8. Моря

Северный Ледовитый океан

Моря российского сектора Арктики

Баренцево море

Белое море

Карское море

Море Лаптевых

Восточно-Сибирское море

Чукотское море

Температура воды на поверхности (зима, лето)

Температура воды на глубинах 100, 300 м

Солёность воды на поверхности (зима, лето)

Солёность воды на глубинах 100, 300 м

Плотность воды на поверхности (зима, лето)

Плотность воды на глубинах 100, 300 м

Структура вод и водные массы

Циркуляция вод на поверхности

Циркуляция вод на глубинах 100, 300 м

Характер и наибольшая величина приливов

Годовые колебания уровня

Сгонно-нагонные явления

Средняя высота и период волн (для безлёдных условий)

Максимальная высота и период волн

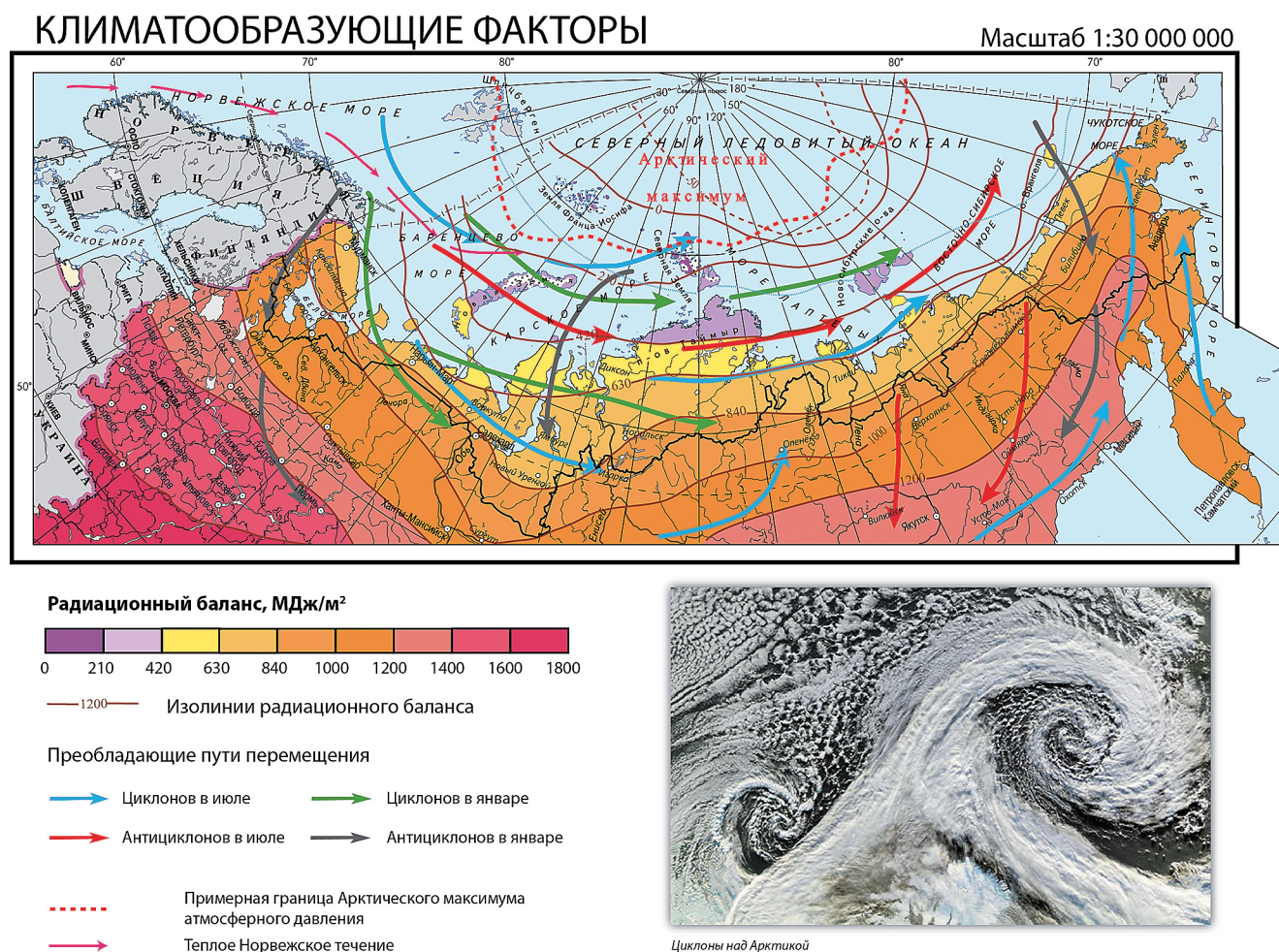


Рис. 1. Российская Арктика. Климатообразующие факторы. Авторы: Е.А. Божилина и В.Н. Сорокина
Fig. 1. Russian Arctic. Climate-forming factors. Authors: E.A. Bozhilina, V.N. Sorokina

Растворённый кислород на поверхности (зима, лето)
 Величина рН (зима, лето)
 Фосфаты на поверхности (зима, лето)
 Растворённая кремнекислота на поверхности (зима, лето)
 Донные осадки
 Гранулометрический состав донных осадков
 Поток метана через дно
 Биологическая продуктивность морей
 Биомасса и годовая продукция
 Границы распространения плавучего льда (12 месяцев, максимум и минимум)
 Заприпайные полыньи
 Толщина льда
 Движение морского льда. Общая схема и результирующий дрейф
 Айсберги, стамухи, торошение
 Мерзлота под дном морей
Раздел 9. Берега морей
 Морфогенетическая карта берегов
 Морфодинамическая карта берегов

Опасные береговые процессы
Раздел 10. Снежный покров, ледники, мерзлота
 Толщина снежного покрова и снегозапасы по месяцам холодного периода
 Максимальные и минимальные значения снегозапасов по месяцам
 Продолжительность залегания снега
 Даты установления и схода снежного покрова
 Число дней и перерывов в залегании снега (при толщине снега менее 0,5 см или его отсутствии)
 Число дней с толщиной снега более 50 см
 Ледниковые покровы и ледники (современное состояние)
 Изменения ледников в XX в.
 Современные тенденции изменений ледников
 Температурный режим и поверхностное таяние ледников
 Движение ледников и откалывание айсбергов, возможные пути их перемещения
 Распространение и толщина многолетнемерзлых грунтов

Температурное состояние многолетнемёрзлых грунтов
Сезонное промерзание и протаивание грунтов
Тенденции изменения мерзлотных условий в XX и XXI вв. (рис. 2)

Раздел 11. Почвенный покров

Почвенная карта
Структура почвенного покрова
Почвенно-географическое районирование
Тепловые режимы почв
Водные режимы почв
Многолетняя мерзлота и криогенные явления в почвах
Запасы углерода в почвах
Эмиссия CO₂ из почв
Потенциал самоочищения почв от техногенных углеводородов
Характерное время самовосстановления почв
Почвенные горизонты как геохимические барьеры

Раздел 12. Растительность и животный мир

Современные ареалы ключевых видов арктической флоры лишайников, мохообразных и сосудистых растений
Движение северной границы леса
Распространение арктических видов млекопитающих до начала масштабного освоения Арктики (XVIII в.)
Нерестовые реки и лососёвые популяции
Ареалы арктических млекопитающих и ключевых видов арктической фауны птиц
Гнездовые ареалы массовых видов птиц Арктики, расположение крупных колоний и базаров, важнейшие миграционные пути
Распространение земноводных и пресмыкающихся
Разнообразие в природных зонах и подзонах основных групп беспозвоночных (жуков, клопов, шмелей, ногохвосток, пауков, клещей, дождевых червей)
Границы распределения основных групп беспозвоночных
Ареалы животных с разным ландшафтно-зональным распределением (типо-, геми-, эв- и гиперарктов)
Распространение ключевых видов морских млекопитающих, морских беспозвоночных животных и ихтиофауны
Ареалы берингийских, североатлантических и амфи-палеарктических видов
Арктомонтанные связи животных — дизъюнктивные ареалы и ареалы близких видов
Ареалы морских промысловых видов
Скопления животных (колонии, лежбища, зимовочные и миграционные концентрации и т.д.)
Современные тренды динамики численности и распространения арктических млекопитающих и птиц
Зоогеографическое районирование

Раздел 13. Состояние окружающей среды и охрана природы

Ландшафтная структура российского сектора водосбора Северного Ледовитого океана
Ландшафтно-геохимическая карта

Источники техногенных воздействий
Динамика антропогенной нагрузки на водные ресурсы
Атмосферные переносы и выпадения загрязняющих веществ на морскую поверхность
Источники, уровни и потоки химических поллютантов в морской среде
Объекты радиационной опасности и уровней радиационного загрязнения морской среды
Уровни и тенденции загрязнения наземной среды Арктической зоны
Загрязнение морей — содержание углеводов
Опасные явления, связанные с антропогенной деятельностью
Тяжелые металлы
Содержание цезия-137 в придонном слое вод
Региональные Красные книги растений и животных
Редкие виды сосудистых растений
Редкие виды млекопитающих
Редкие виды птиц
Современная и перспективная сеть ООПТ
Охрана живой природы: финансирование, крупные проекты, реинтродукция видов и пр.

Раздел 14. Население

Типы освоения/колонизации по способам использования
Районирование по природным условиям жизни населения в прошлом, настоящем и для середины XXI в.
Крупномасштабное районирование отдельных регионов по природным условиям жизни населения
Демографический потенциал
Этнический состав населения: динамика, структура, демографический прогноз
Коренные и малочисленные народы
Современная структура расселения
Формирование опорной сети расселения
Современные демографические процессы и миграции
Динамика и численность населения районов и населённых пунктов
Естественные и искусственные показатели движения населения (рис. 3)

Раздел 15. Хозяйство

Постсоветская трансформация, современное состояние экономики
Производственная структура
Структура занятости
Сельское хозяйство
Промышленность
Нефтегазовая промышленность
Транспорт
Традиционное природопользование коренных народов
Северный завоз, вывоз продукции
Транспортная система арктических регионов
Эволюция и современное состояние речных транспортных систем

Морской транспорт. СПГ-терминалы. Северный морской путь
Трубопроводный транспорт
Инфраструктура и связь
Третичный сектор экономики. Развитие (деградация) сети учреждений социального обслуживания населения (медицина, образование, культура, досуг и пр.)
Государственное управление
Наука

Раздел 16. Прогнозы развития

Серия карт Межправительственной группы экспертов по климатическим изменениям (IPCC-5)
Прогноз приземной температуры воздуха
Прогноз смещения траекторий циклонов
Прогнозируемые значения толщины снежного покрова и снеготопавов для XXI в. по модельным ансамблям
Прогноз слоя сезонного протаивания мерзлоты
Прогноз ледовой обстановки
Прогноз экстремального ветрового волнения
Прогноз изменения уровня моря
Прогноз социально-экономического развития
Экологическая безопасность освоения Арктики
Модели устойчивого развития Арктики

Произведения, дополняющие Атлас

Научно-справочное издание Национального атласа Арктики может быть представлено в виде *подарочного и презентационного* вариантов. Распространение атласа будет способствовать поддержанию и развитию имиджа Арктики как мировой и национальной российской ценности, а также престижа компаний, осуществляющих свою деятельность в арктической и субарктической зонах.

Научно-популярное издание Атласа Арктики предназначено для широкого круга пользователей, в том числе в качестве пособия для всех уровней просвещения — от школ и вузов до общественных и государственных организаций, бизнес-школ, курсов повышения квалификации. Изложение материала в Атласе должно сочетать высокий научный уровень и доступный язык. В популярной форме оно будет раскрывать традиции бережного отношения к природе и природоохранной этике религиозных конфессий среди местного населения. Туристские карты Атласа станут путеводителями по Арктике, раскрывающими её биоландшафтное и культурно-бытовое разнообразие. Содержание Атласа будет согласовано с образовательным стандартом основного общего образования по географии.

Проект содержания научно-популярного издания Атласа Арктики

Атлас Российского сектора Арктики (научно-популярное издание)

Введение

Условные обозначения

Вводный раздел

Арктический регион на карте мира. Физическая карта. Политико-административная карта

Географическое положение и границы Российской

Арктики. Происхождение Арктики

История освоения Российской Арктики

Геологическое строение, рельеф и ресурсы

Геологическая карта

Рельеф Арктической суши и дна Северного Ледовитого океана

Тектоническое строение

Минеральные ресурсы

Нефтегазовые ресурсы

Климат

Климатообразующие факторы

Температура воздуха. Январь. Июль

Атмосферное давление и ветер. Январь. Июль

Осадки. Год

Снежный покров

Суровость климата

Опасные метеорологические явления

Вечная мерзлота и ледники

Распространение мёрзлых толщ

Мощность мёрзлых пород

Мерзлотные процессы

Материковое и островное оледенение

Движение ледников и откалывание айсбергов

Воды суши

Реки и озёра

Сток и водный режим рек

Ледовый и термический режим рек и озёр

Изменения водных ресурсов

Использование водных ресурсов

Качество речных вод и водно-экологические проблемы

Опасные гидрологические явления

Моря Российского сектора Арктики

Северный Ледовитый океан (рельеф)

Температура воды на поверхности (лето, зима)

Положение кромки льда (среднее, максимум, минимум для двух сезонов)

Основные течения и дрейф льда

Моря российского сектора Арктики

Баренцево море и его бассейн

Белое море и его бассейн

Карское море и его бассейн

Море Лаптевых и его бассейн

Восточно-Сибирское море и его бассейн

Чукотское море и его бассейн

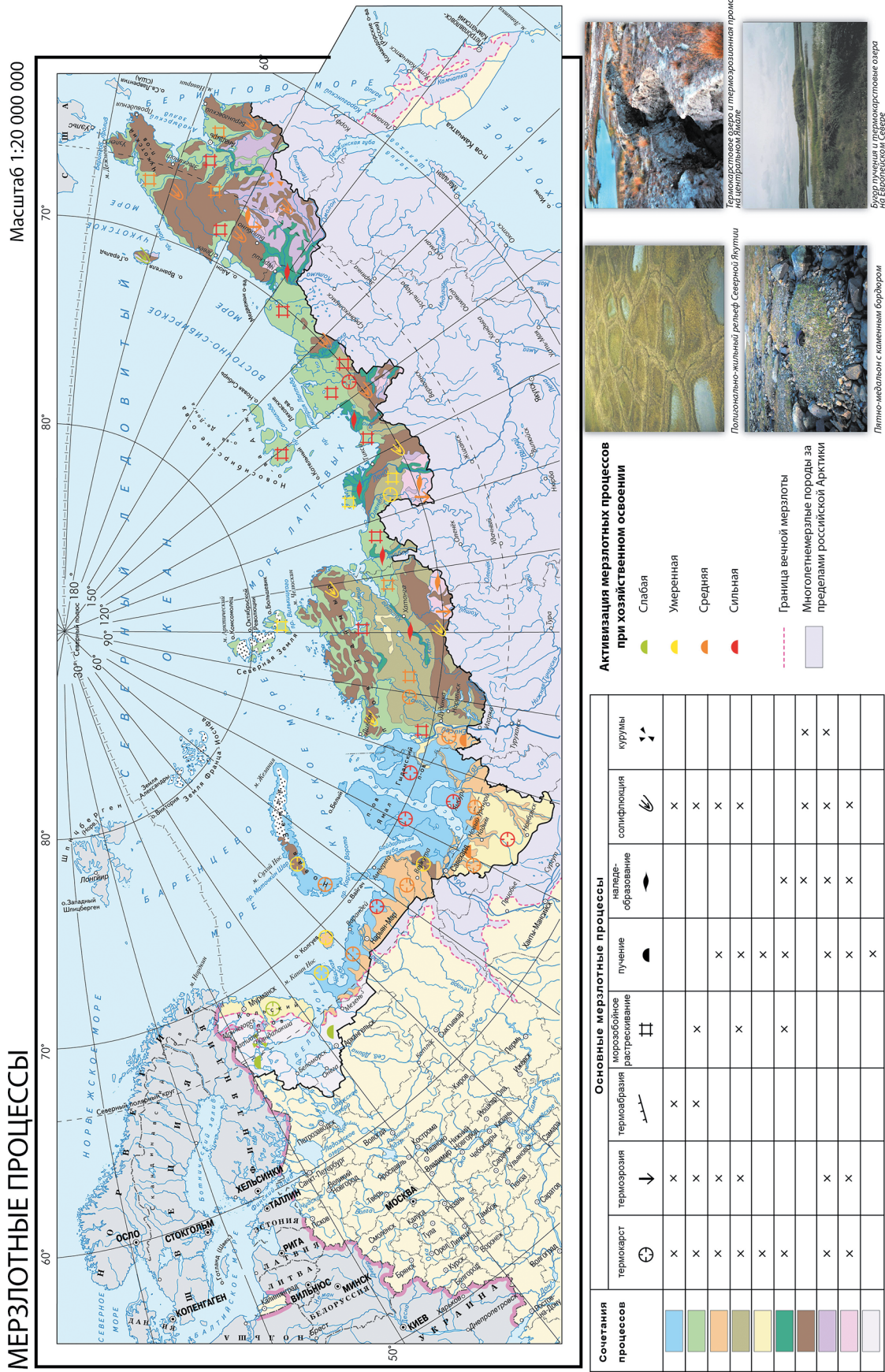
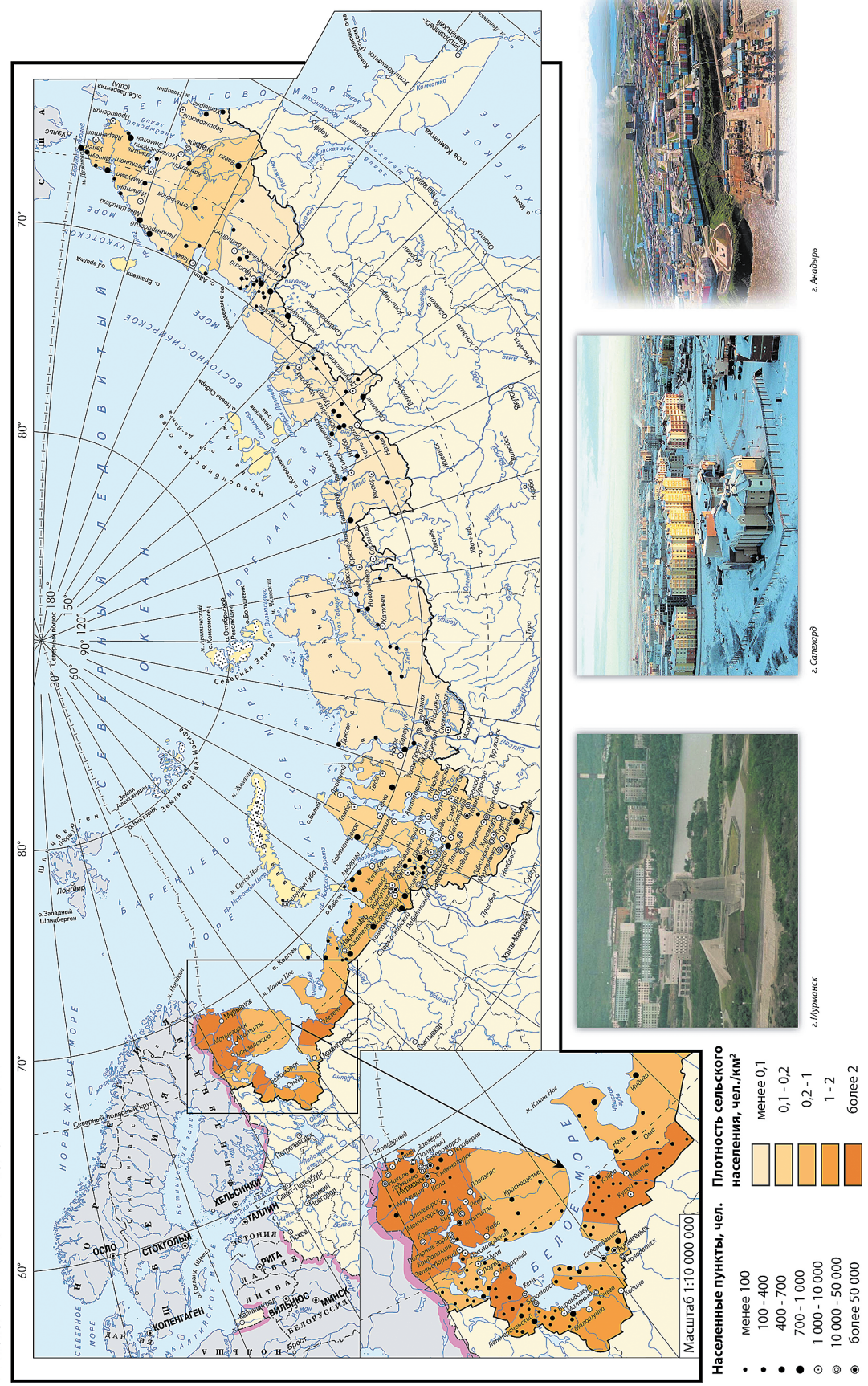


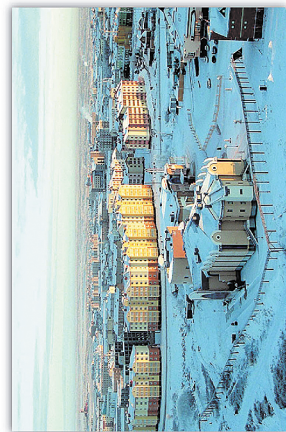
Рис. 2. Российская Арктика. Мерзлотные процессы. Авторы Н.В. Тумель, Н.А. Королева и В.В. Поповнин
Fig. 2. Russian Arctic. Cryogenic processes. Authors: N.V. Tumel', N.A. Koroleva, V.V. Popovnin

Масштаб 1:20 000 000

РАССЕЛЕНИЕ НАСЕЛЕНИЯ



г. Мурманск



г. Салехард



г. Анадырь

Рис. 3. Российская Арктика. Расселение населения. Авторы: В.Л. Бабурин, А.И. Данышин и Н.А. Мозгунов
Fig. 3. Russian Arctic. Population settlement. Authors: V.L. Baburin, A.I. Dan'shin, N.A. Mozgunov

Растительный и животный мир. Почвенный покров

Растительность

Животный мир. Биоресурсы морей и рек

Почвенный покров

Природные зоны

Экологическое состояние природной среды

Охрана природы

Население и экономика

Расселение коренного населения в Российской Арктике

Ареалы и плотность населения в пределах Российской Арктики

Промышленность Российской Арктики

Традиционное сельское хозяйство и природопользование в арктических районах России

Транспорт

Заключение

Справочные сведения

Литература

Указатель географических названий

Материалы Национального атласа Арктики могут быть преобразованы в Атласную информационную систему, детализирующую все сюжеты Национального атласа и проектируемую в качестве системы поддержки принятия решений.

Результаты издания Атласа

Национальный атлас Арктики ориентирован на несколько групп потребителей: 1) лиц, принимающих решения в самых разных сферах управления — от уровня государства до города или конкретной фирмы; 2) специалистов в разных областях науки, экономики, культуры, здравоохранения и пр.; 3) преподавателей и учащихся. Для лиц, принимающих решения, справочный характер Атласа послужит своего рода трансграничной базой данных, соответствующей задачам развития региона и его сохранения. Но это будет не просто система обеспечения информацией представителей разных социальных групп, а система информационного взаимодействия и воздействия на управление территорией в направлении его оптимизации.

Издание Атласа ставит перед собой определённые научно-исследовательские задачи. Идея Атласа — не столько констатация существующего порядка вещей, сколько статичное воспроизведение реалий Арктического региона, его богатств, ресурсов, возможностей, истории, демографического и экономического потенциала. Задача заключается в представлении динамиче-

ского характера региона, так как лишь в динамике отношений и познаётся значение региона.

С изданием Атласа Россия воочию увидит разнохарактерные возможности и перспективы Арктики, место и роль страны в её изучении и освоении. Атлас будет не только пропагандировать идеи сохранения природы, но и раскрывать зависимость качества и разнообразия жизни от качества и разнообразия её природной среды, предлагать экологически безопасные методы хозяйствования и природоохранные технологии. В нём будут показаны значимость и эффективность освоения Арктики, её значение для развития России и мира, геополитическое положение всей Арктики и отдельных арктических регионов.

Учителям и учащимся учебно-методический характер Атласа позволит не только уяснять идеи сохранения разнообразия живой природы, но и раскроет зависимость качества жизни и её разнообразия от качества и разнообразия природной среды.

Полиграфическое издание Атласа будет содержать около 500 страниц. Предлагаемый формат Атласа — 43 × 29 см. В качестве масштабного ряда могут быть использованы следующие масштабы: циркумполярный 1 : 50 000 000 (4–5 общих карт на страницу), 1 : 25 000 000 (1–2 карты на страницу), 1 : 15 000 000 (общая карта на разворот), 1 : 10 000 000 (отдельные регионы и архипелаги), 1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000 (отдельные регионы). Для служебного варианта системы применяется особый набор масштабов.

Национальный атлас Арктики может быть создан лишь в тесном партнёрстве и активном сотрудничестве различных организаций — Роскартографии, ведущих вузов, институтов РАН, Министерства природных ресурсов РФ, Росгидромета и многих других.

Литература

1. Атлас Арктики. М.: изд. ААНИИ и ГУГК, 1985. 204 с.
2. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
3. Национальный атлас России: В 4 т. Т. 1. Общая характеристика территории. 2004. 496 с. Т. 2. Природа. Экология. 2007. 496 с. Т. 3. Население. Экономика. 2008. 496 с. Т. 4. История. Культура. 2008. 496 с. М.: изд. Федеральной службы геодезии и картографии России.

4. Природа и ресурсы Земли. В 2 т. Т. 1, 1–93 plates + 10 p. (comments). Т. 2, 94–190 plates + 12 p. (comments). Москва – Вена, Ин-т географии РАН, Hölzel GmbH, 1998.
5. Российская Арктика в XXI веке: природные условия и риски освоения. Атлас. Русское географическое общество, Московский гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. М.: Феория, 2013. 143 с.
6. Северный Ледовитый океан: Т. 3. Атлас океанов. М.: изд. ВМФ, 1980. 184 с.
7. Экологический атлас России. М.: ЗАО «Карта», 2002. 128 с.

Summary

On the instructions of President and Government of the Russian Federation, works for development of National Atlas of Arctic are started in the country. In this article the authors present their ideas from viewpoint of geographers who are well experienced in the field of cartographic works. A structure of future Atlas and lines of approaches to its development are proposed. The totality of experiences of preparation of other geographical atlases in both, the USSR and Russia, as well as the latest achievements of cartography, aerospace sources and GIS-technologies are recommended to be used.

The National Atlas of Arctic is understood as a collection of knowledge of spatial-temporal information about geographical, ecological, economic, historical-ethnographic, cultural and social features of the Arctic. This cartographic model of the territory is designed for using in a wide range of scientific, managing, economic, defensive and social activities.

A hard copy of the atlas is intended to be used as scientific-reference publication while its electronic version will make it possible to renovate its content and to improve it by means of actualization according to various directions of its practical use

16 sections proposed in a draft of the Atlas content are as follows: introductory, geological structure, relief, mineral resources, environment evolution, climate, land waters, seas, seashores, snow cover, glaciers, permafrost, soils, flora and fauna, state of the environment and the Nature protection, population, economics, and prospects for future.

The popular-scientific edition of the Atlas is intended for use by wide circle of readers and also as a textbook for all levels of education. Presentation of material in the Atlas should combine a high scientific level and accessible language. In a popular form it will clarify traditions of careful treatment to the Nature and the nature-protective ethics of religious confessions of local people. Touristic maps will serve as guides for the Arctic with its bio-landscape and cultural diversity. Content of the Atlas should meet requirements of education standard in the field of geography. Ten sections are proposed for this version of the Atlas: introductory, geological structure, relief and resources, climate, permafrost and glaciers, land waters, seas of the Russian part of the Arctic, its flora and fauna, soils, population and economics, and conclusion

Scientific and social results of the Atlas publication together with editorial and advertizing effects are demonstrated. Proposals for a format, scales of maps and type of edition are given, and potential participants of this project are indicated.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 504.064.37:528.8

doi: 10.15356/IS.2015.01.02

Возможности использования данных дистанционного зондирования Земли для мониторинга ледников и гляциологических расчётов

© 2015 г. В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков

Институт географии РАН, Москва
vladgeo@gmail.com

Possibility of using remote sensing data for glaciological calculations and monitoring

V.G. Konovalov, V.A. Rudakov

Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 26 декабря 2014 г.

*Альбедо, водный баланс, дистанционное зондирование, линия равновесия, морена, оледенение.
Albedo, equilibrium line, glaciation, moraine, remote sensing, water balance.*

Для использования в программе дистанционного мониторинга параметров оледенения получены линейные связи между высотой линии равновесия процессов аккумуляции и абляции в конце летне-осеннего сезона, индексом площади аккумуляции и составляющими годового баланса массы на ледниках. По данным дистанционного зондирования Земли оценена динамика моренного покрова на ледниках Памира. Охарактеризованы качество данных и информативность Каталогов ледников. Приведены примеры определения спектрального альбедо поверхности ледников с помощью программных модулей ENVI и данных дистанционного зондирования со спутников LANDSAT 7 ETM+ и TERRA.

For use in the remote monitoring of glaciation, linear relations were obtained between the ELA (equilibrium line altitude) in the late summer-autumn season, index of area accumulation, and components of the annual mass balance of glaciers. Dynamics of moraine cover on the glaciers of the Pamir was estimated by data of ERS (Earth Remote Sensing). Quality of data and information content of Glacier Catalogs are characterized. Examples are given of determining the spectral albedo of glacier surface, using ENVI software and remote sensing data from LANDSAT 7 ETM+ and TERRA.

Введение

Информационной основой моделирования и расчётов гидрологического режима оледенения Земли служат в том числе и высотно-площадные параметры ледников, а именно: высоты их начала Z_b и конца Z_e ; средней Z_f или текущей H_f высоты снеговой/фирновой границы; верхней границы распространения сплошного моренного покрова Z_m ; площади ледника в целом F_{gl} , областей аккумуляции F_{ac} , абляции F_{ab} и льда под сплошной мореной F_m . Распределение площади ледника F_{gl} по высоте Z над уровнем моря отражает интегральная функция распределения $F_{gl}(Z)$, при этом $F_{gl}(Z_e) = 0$, а $F_{gl}(Z_b) = F_{gl}$. Если известна $F_{gl}(Z)$, то нетрудно определить среднее значение $F_{ac} = F_{gl}(Z_b) - F_{gl}(Z_f)$. Тогда $F_{ab} = F_{gl}(Z_b) - F_{ac}$, а $F_m = F_{gl}(Z_m)$. Высота Z_f равна среднему из временного ряда максимальных за календарный/балансовый год значений H_f , в те-

чение которого высоты Z_b и Z_e остаются практически постоянными. Для стационарного состояния оледенения и линейности изменения по высоте процессов аккумуляции и абляции высоту Z_f можно приравнять равной Z_{med} — средней взвешенной высоте между отметками Z_b и Z_e .

Все перечисленные высотно-площадные параметры — объекты мониторинга за состоянием ледников на основе данных аэрофотосъёмки, дистанционного зондирования районов оледенения, применения крупномасштабных топографических карт и ГИС-технологий. В практике гляциологических наблюдений и расчётов систематически используются две производные от высотных параметров — максимальная высота H_f в конце периода абляции, или Z_{max} , и отношение площади аккумуляции к площади всего ледника — англоязычная аббревиатура AAR (accumulation area ratio). В случаях, когда вкладом наложенного льда в питание ледника можно пренебречь, Z_{max} служит

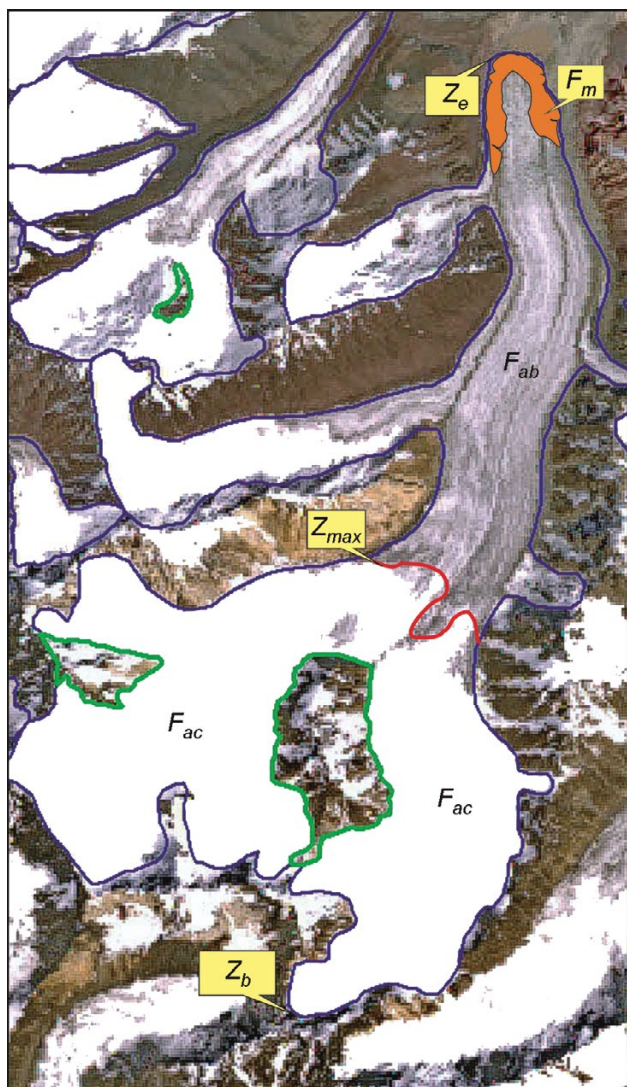


Рис. 1. Пример идентификации высотно-площадных параметров на изображении ледника со спутника LANDSAT 7 ETM+.

Расшифровку усл. обозначений см. в тексте

Fig. 1. Example of identifying area-altitude parameters on the image of the glacier from the satellite LANDSAT 7 ETM+.

Explanation of symbols is given in the text

аналогом высоты линии равновесия годовых объёмов аккумуляции и абляции, или ELA (equilibrium line altitude). Таким образом, $AAR = f(Z_{max})$, или ELA). Оба параметра в интерактивном или полуавтоматическом режиме можно получить путём обработки векторных полигонов ледников, идентифицированных на средне- и крупномасштабных изображениях со спутников. Подробное описание методов определения расширенного набора параметров ледников по результатам векториза-

ции их контуров на дистанционных изображениях со спутников и обработки полученных шейп-файлов средствами ГИС приведено в работе [4]. Пример идентификации высотно-площадных параметров на изображении ледника со спутника LANDSAT 7 ETM+ иллюстрирует рис. 1.

Высотно-площадные характеристики оледенения Земли, а также ежегодные значения ELA и AAR для ограниченного числа ледников можно найти в справочниках [10, 15, 16, 18, 29]. По этим данным выполнен анализ связей между ELA, AAR, годовым балансом массы ледников и его составляющими. Соответствующие выборки содержали от 45 до 66 ледников, расположенных в основном на территории Евразии на высотах Z_{med} от 520 до 4253 м над ур. моря. Результаты анализа частично содержатся в работе [2], а также представлены в табл. 1.

Из краткого описания высотно-площадных параметров оледенения следует необходимость исследования и моделирования пространственно-временных изменений ELA и AAR как индексов баланса массы ледников. Для решения этой задачи более всего пригоден параметр AAR, который можно определять с помощью спутниковых снимков районов оледенения в конце периода абляции/летне-осеннего сезона. Для этого необходимо на снимках со спутников LANDSAT, TERRA, LISS, SPOT или других оцифровать в географических координатах общую площадь ледника F_{gl} и её часть F_{ac} выше Z_{max} и найти их отношение $AAR = F_{ac}/F_{gl}$. Существование тесных и устойчивых пространственных связей $AAR = f(Bn)$ и $AAR = f(ELA)$ (см. табл. 1) позволяет получить локальные или региональные оценки баланса массы ледников. Отметим, что использование этих зависимостей – не единственный вариант оценки баланса массы ледников. В другом способе определения среднего баланса для области абляции $\bar{Bn}(F_{ab})$ применяются наземные [15, 16, 18, 29] или дистанционные [9] измерения удельного годового баланса массы на средней взвешенной высоте области абляции $\tilde{Z}$. В работе [23] показано, что $\bar{Bn}(F_{ab}) = B(\tilde{Z})$ в случаях линейного изменения удельного баланса в интервале высоты $Z_f - Z_e$. При нелинейном изменении Bn в том же интервале используется другая формула:

$$\bar{Bn}(F_{ab}) = B(\tilde{Z}) + B(\tilde{Z})K\sigma_Z^2,$$

где σ_Z^2 – дисперсия высоты ледника в интервале $Z_f - Z_e$; K – эмпирический коэффициент, который

Таблица 1. Связи между ELA, AAR, балансом массы ледников Bn и его составляющими

Характеристики	Коэффициенты корреляции R парных связей				
	$AAR = f(Bn)$	$ELA = f(Bn)$	$ELA = f(Bs)$	$ELA = f(Bw)$	$AAR = f(ELA)$
Среднее	0,89	-0,88	-0,69	-0,57	-0,92
Число ледников N_1	53	66	45	45	54
N_2	47	57	19	9	50
$N_2/N_1, \%$	88,7	86,4	42,2	20,0	92,6

Bn , Bw , Bs — соответственно годовой, зимний и летний балансы массы ледника; $Bw \sim Ac$, $Bs \sim Ab$; N_2 — число ледников, для которых $R \geq 0,80$.

на каждом конкретном леднике может быть описан в виде функции $B(\tilde{Z})$ и сезонных значений температуры воздуха и осадков по данным метеостанции.

В соответствии с уравнением годового водного баланса речного бассейна величина $\overline{Bn}(F_{ab})$ F_{ab} характеризует вклад ледникового питания в общем речном стоке. В работе [23] приведены также формулы для расчёта удельного баланса ледника в целом при линейном/нелинейном изменении Bn с высотой. Несомненное прикладное значение имеют также оценки площади морены F_m и её изменений на ледниках по данным дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). В настоящее время для локальных/региональных расчётов гидрологического режима ледников доступны справочники [10, 12, 14–17, 19, 29]. В связи с этим исследователям важно иметь представление о качестве и информативности современных массовых данных о высотно-площадных параметрах оледенения Земли.

Использование ELA для расчёта годовой аккумуляции на ледниках

Наличие тесных зависимостей между основными элементами водно-ледового баланса ледника и сравнительно легко определяемой характеристикой ELA в конце периода абляции существенно упрощает режимные гляциологические расчёты. Покажем это на примере зависимости $ELA = f(Bn)$, общим аналитическим видом которой служит линейное уравнение

$$ELA = azBn + bz, \quad (1)$$

где az и bz — соответственно локальные или региональные эмпирические коэффициенты.

Подставив в формулу (1) вместо годового баланса Bn разность годовых значений аккумуляции Ac и абляции Ab , получим:

$$ELA = az(Ac - Ab) + bz;$$

откуда следует, что

$$Ac = (ELA - bz)/az + Ab, \quad (2)$$

т.е. сложные и трудоёмкие определения аккумуляции на леднике заменены простыми измерениями или расчётами ELA и абляции. Эксперименты на ледниках Австрии и Норвегии показали [21, 25], что для определения ELA вполне пригодны данные спутникового зондирования, что расширяет возможности дистанционного мониторинга режима оледенения. При этом следует учитывать или пренебрегать влиянием на высоту ELA зоны наложенного льда, которая в конце периода абляции располагается ниже фирновой границы. А годовая абляция легко и довольно точно рассчитывается как функция средней летней температуры воздуха, см., например, [2, 6].

Локальные оценки параметров az и bz получены по материалам [15, 16, 18, 29] достаточно длительных измерений ELA и составляющих годового баланса массы на континентальных ледниках, расположенных в Северном полушарии Земли. Выборка содержит 38 ледников, охватывает 1946–2003 гг., минимальное и максимальное значения ELA равны соответственно 470 и 4450 м над ур. моря. Средняя длина временных рядов — 27 лет. Коэффициент корреляции зависимости $ELA = f(Bn)$ в среднем для 38 ледников равен -0,90 и изменяется от -0,73 до -0,98. Для описания региональной пространственной вариации коэффициентов az и bz получены эмпирические уравнения регрессии $az = az(Long, Lat, Zmed)$ и $bz = bz(Zmed)$; $Long$ и Lat — соответственно географические долгота и широта, $Zmed$ — средняя высота ледника. Соответствующие им коэффициенты корреляции равны 0,72 и 0,99, а средний модуль относительной ошибки расчёта функций az и bz — 29% и 4%. При определении по формуле (2) средних значений ак-

кумуляции на ледниках Джанкуат и Гарабаши их величина составила 276 см и 89 см, что отличается соответственно на +12% и –28% от измеренных величин A_c [8, 15, 18].

Динамика моренного покрова на ледниках Памира

Влияние моренного покрова на таяние ледников весьма велико. Установлено [2, 3], что при толщине сплошной морены от 1 до 7 мм таяние увеличивается от 1,02 до 1,11 раза, а при толщине 10 см оно уменьшается до 0,42 по сравнению с таянием открытой поверхности ледника. Заморененность отдельных ледников изменяется от её полного отсутствия до почти полного покрытия всей площади ледника. Толщина моренного покрова на ледниках Памира колеблется от миллиметров до нескольких десятков сантиметров. В 1957 г. площадь морены на ледниках Памира составляла 320 км², или 4,8% общей площади оледенения региона, а спустя приблизительно 20 лет она увеличилась до 644 км², или 10,7% [10]. Эти сведения получены визуальным дешифрированием аэрофотоснимков 1957–1959 гг. и материалов космofотосъёмки 1980 г. (масштаб 1:200 000).

В данной работе использованы снимки ледников Федченко и Бивачного в конце августа 2007 и 2012 гг. со станции МКС. Разрешение на местности 3–5 м. Снимки трансформированы в проекцию WGS и привязаны к топографической карте масштаба 1:50 000, состояние на местности – 1979 г., дата издания – 1986 г. Высотный интервал распространения морены на ледниках Федченко и Бивачном в 2007–2012 гг. был равен соответственно 3000–5000 и 3400–4800 м над ур. моря. Установлено увеличение за 1975–2007 гг. общей площади морены на этих ледниках (табл. 2). После 2007 г. площадь морены изменилась только в зонах 3600–3800 и 3800–4000 м. В 2007 г. в зоне 3600–3800 м она составила 63%, а в 2012 г. – 81% площади зоны. Аналогичные показатели для зоны 3800–4000 м – 53,0% (2007 г.) и 67,1% (2012 г.). Относительно площади всего ледника Федченко доля морены равнялась 31,6% в 2007 г. и 34,3% в 2012 г. Заморененность ледника Бивачного оставалась практически одинаковой в 2007–2012 гг. Принимая, что толщина моренного покрова на ледниках Федченко и Би-

Таблица 2. Моренный покров на ледниках Памира

Параметры	Ледник Федченко	Ледник Бивачный
Интервал высоты, км над ур. моря	3,0–5,0	3,4–4,8
Площадь морены, км ² :		
1980 г.	55,9	14,1
2007 г.	57,2	18,1
2012 г.	62,0	18,2

вачном в 2007–20012 гг. оставалась постоянной, сток за счёт таяния льда под мореной уменьшился только на леднике Федченко. Тематическая обработка ДЗЗ в 2007–2012 гг. позволила определить скорость движения ледника Федченко и на одном из его притоков идентифицировать стадию пульсации (рис. 2).

Определение спектрального альбедо поверхности ледников

При решении данной задачи используются многозональные снимки ледниковых бассейнов со спутников ЛАНДСАТ 7 (сенсор ETM+), ТЕРРА (сенсор АСТЕР) и программные модули ГИС ENVI. Альбедо A_i в долях единицы по спутниковым данным представляет собой отношение измеренных в одной и той же i -й зоне спектра значений отражённой радиации от деятельной поверхности $E\uparrow_i$ к радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы $E\downarrow_i$:

$$A_i = E\uparrow_i / E\downarrow_i.$$

В расчётах составляющих A_i используется методика, изложенная в работе [13]. Приходящая радиация $E\downarrow_i$ в i -й зоне спектра принимается одинаковой для всего спутникового изображения и определяется по формуле

$$E\downarrow_i = \frac{E_{S_i} \cos \theta_S}{\pi d^2},$$

где E_{S_i} – солнечная постоянная для каждой зоны спектра, Вт/м²·мкм·ср; θ_S – зенитный угол Солнца, градусы, – угол, дополнительный к высоте Солнца; d – расстояние между Землёй и Солнцем в астрономических единицах.

Отражённая радиация, приходящая от отражательной поверхности к сенсору спутника, рассчитывается в программном модуле ГИС ENVI отдельно для каждого i -го спектрального канала съёмки по формуле

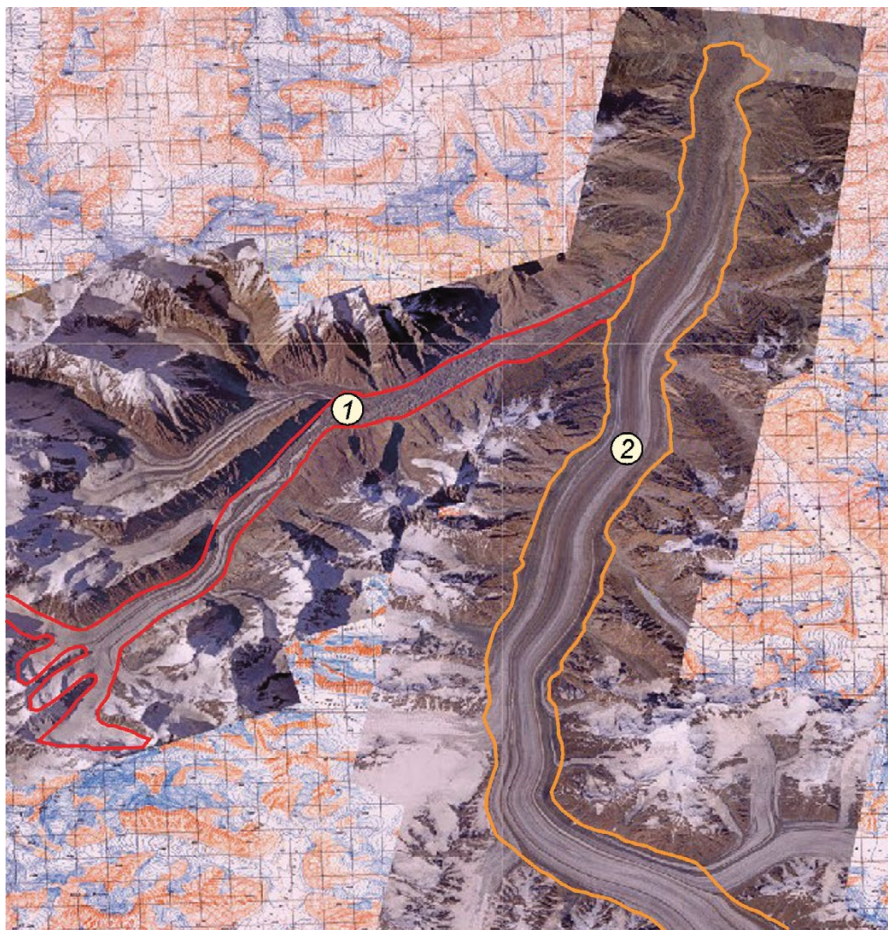


Рис. 2. Фрагмент дистанционного изображения моренного покрова на ледниках Федченко (1) и Бивачном (2) в 2012 г. Фото с борта МКС.

Красной и оранжевой линиями показаны границы ледников

Fig. 2. Fragment remote sensing image of moraine cover on glaciers Fedchenko (1) and Bivachniy (2) in 2012. Photo taken from the board of ISS.

Red and orange lines indicate the boundaries of glaciers

$$L_i = \frac{L_{\max_i} - L_{\min_i}}{Q_{cal \max_i} - Q_{cal \min_i}} (Q_{cal_i} - Q_{cal \min_i}) + L_{\min_i},$$

где L_i – количество излучения, приходящего к сенсору, Вт/м²·мкм·ср; $L_{\max}$ и $L_{\min}$ – соответственно максимальное и минимальное количество радиации, зафиксированное сенсором, Вт/м²·мкм·ср; $Q_{\min}$ и $Q_{\max}$ – соответственно минимальное (равное 1) и максимальное (равное 255) калиброванное значение DN ; Q_{cal} – калиброванное значение DN , соответствующее конкретному пикселю.

Все необходимые для расчёта значения автоматически извлекаются из информационного файла, имеющегося в каждом спутниковом снимке. В конечном счёте, при использовании в модуле Calibration опции Reflectance получаем привязанные к географическим координатам значения альбедо в i -й зоне спектра для каждого пикселя в спутниковом изображении. Далее, для сокращения времени обработки спутникового снимка, извлекаем значе-

ния A_i , относящиеся к одному или нескольким смежным ледниковым бассейнам, поскольку нас интересует альбедо поверхности ледников. По этим значениям в ГИС ENVI или в другой программе обработки пространственных характеристик можно построить схему двухмерного распределения альбедо и найти с помощью ГИС-технологий значения A_i для ледника в целом и его характерных частей (морена, области абляции и аккумуляции). Пример определения спектрального альбедо поверхности в бассейне ледника Южный Иньльчек (Центральный Тянь-Шань) иллюстрирует рис. 3, а. Распределение альбедо на рис. 3, а хорошо согласуется с одним из вариантов типичного изменения отражательных свойств деятельной поверхности ледника в направлении от его конца, покрытого сплошной мореной, до верховьев, состоящих из чистого льда, фирна и снега. Именно такая смена типов поверхности ледника наблюдается на снимке ледника Южный Иньльчек со спутника ТЕРРА (см. рис. 3, б) и

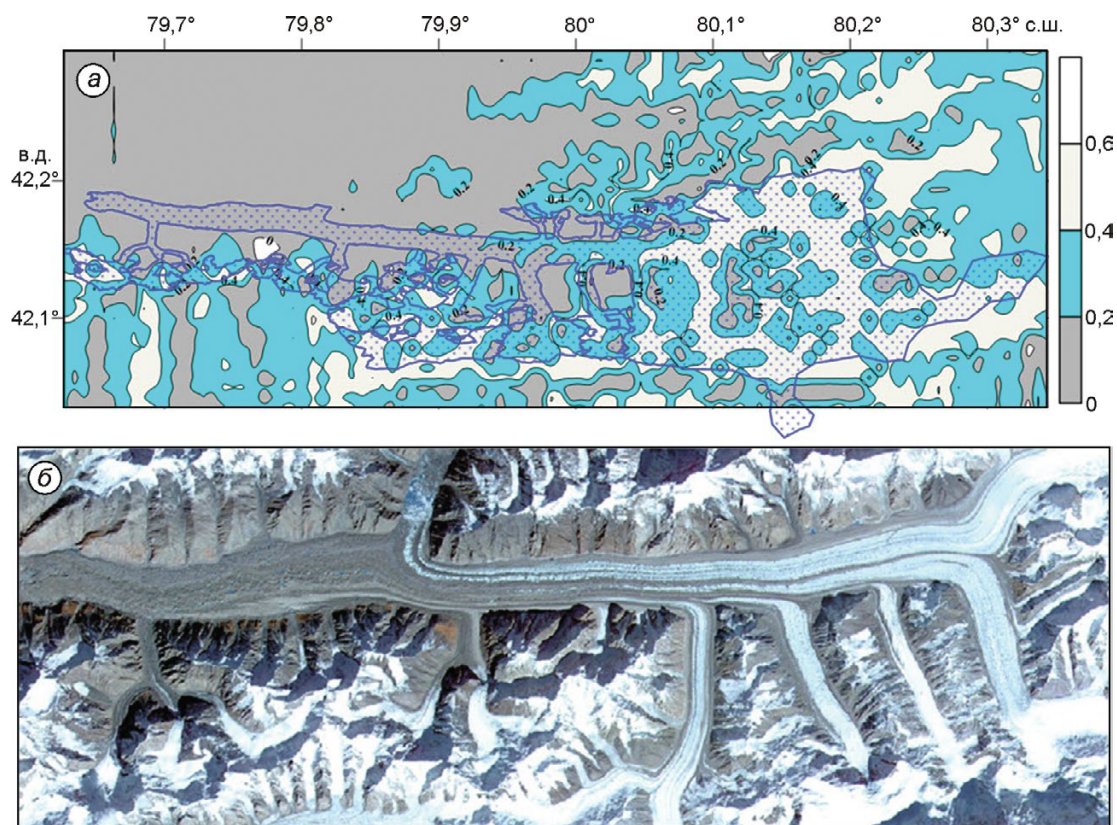


Рис. 3. Поверхность бассейна ледника Южный Иньльчек в различных диапазонах спектра:

a — спектральное альbedo поверхности по результатам обработки снимка со спутника LANDSAT ETM+; с правой стороны — шкала альbedo для выделенных изолиний, линия синего цвета — контур ледника; *б* — нижняя часть ледника Южный Иньльчек в оптическом диапазоне на снимке со спутника TERRA 10.05.2002

Fig. 3. Surface of Southern Inylchek glacier basin in different spectral ranges:

a — distribution of the spectral albedo in the basin of glacier Inylchek by the results of processing the image from LANDSAT ETM+; on the right side is the scale of albedo for the selected isolines, blue line is contour of glacier; *b* — the lower part of the Inylchek glacier in the optical range on the image from satellite TERRA, 10.05.2002

других дистанционных изображениях бассейна ледника Иньльчек. Для предварительной оценки качества полученных значений альbedo сравним их с результатами наземной альbedосъёмки на нескольких ледниках в Западном Тянь-Шане (табл. 3). Как видно, значения альbedo в табл. 3 вполне согласуются с полученными характеристиками отражательных свойств поверхности ледника Южный Иньльчек.

Применение изложенной здесь методики определения альbedo, с одной стороны, создаёт дополнительные возможности для дистанционного мониторинга состояния оледенения, с другой — обеспечивает расчёт таяния различных типов поверхности ледника как функции поглощённой солнечной радиации. В первом случае используется влияние морены на объём таяния и стока с ледника и, в конечном счете,

на баланс его массы. Установлено [5], что среднее альbedo площади абляции ледника зависит от относительной доли сплошной морены на этой площади и может быть описано редуцированной функцией вида

$$A_{(1)} = A_3 / (1 + F_m / F_i)$$

при условии, что $1 + F_m / F_i \leq 2$, где $A_{(1)}$ — среднее альbedo морены $A_{(1)} = 0,12$; A_3 — среднее альbedo загрязнённого льда $A_3 = 0,24$; F_m — площадь сплошной морены; F_i — площадь открытого льда; $F_m + F_i$ — площадь области абляции.

Когда F_m достигает равенства с F_i , альbedo области абляции будет равно 0,12 и процесс заморенивания ледника, при соответствующих условиях, распространяется в область аккумуляции до тех пор, пока весь ледник не будет покрыт сплошной мореной. Таким образом, про-

Таблица 3. Характерные значения альбедо на ледниках Западного Тянь-Шаня

Характеристики	Поверхность			
	грязный лёд	загрязнённый лёд	чистый лёд	мокрый фирн
Альбедо, %:				
минимальное	8	18	23	26
максимальное	17	22	33	57
среднее	15	19	26	37
Среднеквадратичное отклонение	2,5	1,5	3,3	8,6
Коэффициент вариации C_v	0,17	0,08	0,13	0,24

цесс бронирования ледника мореной, т.е. его эволюции, может быть отслежен путём регулярного измерения альбедо деятельной поверхности на спутниковых изображениях. При этом необходимо, чтобы дистанционное зондирование поверхности ледника, свободной от свежевыпавшего снега, проводилось в конце периода абляции. Крайние состояния покрытости ледника мореной иллюстрирует рис. 4.

Каталоги ледников и гидрологические расчёты

В настоящее время наиболее полный по значениям высотно-площадных параметров оледенения Земли — это компьютеризированный World Glacier Inventory [29]. В этом Каталоге все ледники распределены по крупным речным бассейнам, что не только важно и удобно для гидрологических расчётов и прогнозов, но позволяет также использовать уравнение годового водного баланса для оценки качества расчётов режима оледенения. Методической основой таких расчётов служат модели баланса массы и стока с ледников как функций климатических характеристик (осадки, температура воздуха и др.) и высотных параметров оледенения. В общем случае практическая реализация моделей природных процессов зависит от пространственно-временного разрешения исходной информации для целевой функции и влияющих аргументов. В гляциологических задачах между этими двумя составляющими моделей наблюдается значительный диссонанс, причины которого мы рассмотрим далее. Что касает-

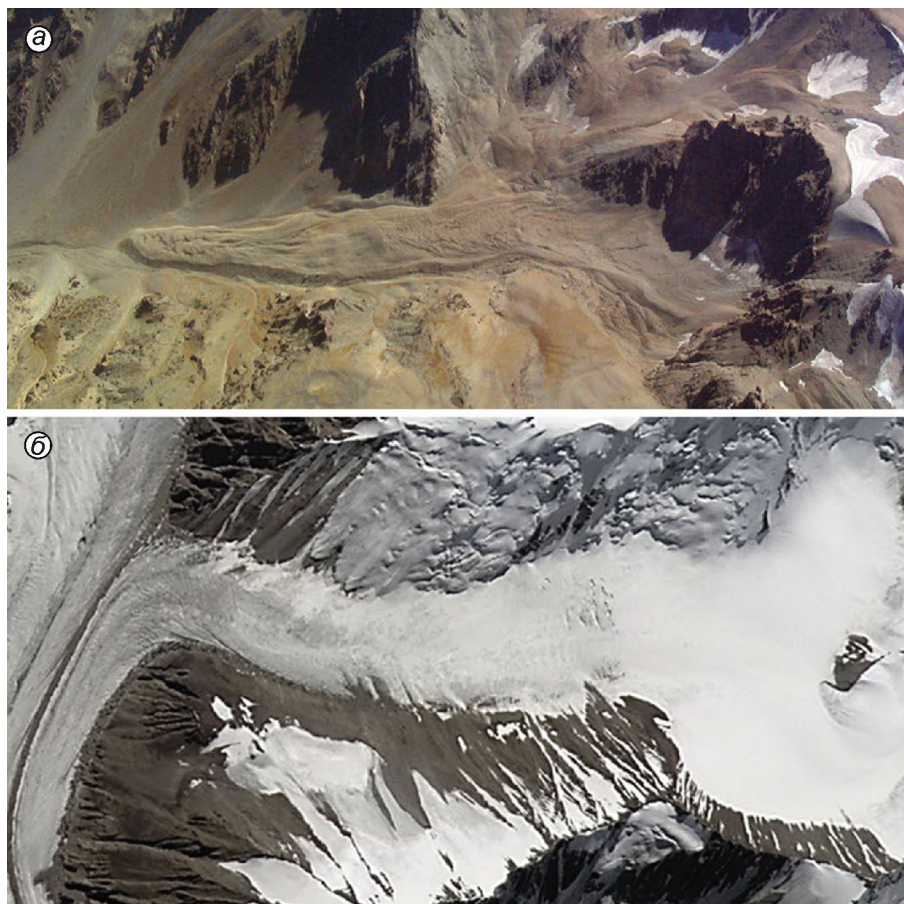


Рис. 4. Иллюстрация крайнего состояния сплошной морены на ледниках:

a — ледник, полностью покрытый мореной; *б* — ледник, свободный от моренного покрова

Fig. 4. Extremes state of solid moraine on glaciers:

a — completely covering; *б* — free from solid moraine

ся климатических характеристик, то существующие глобальные и региональные базы данных обеспечивают суточное и месячное разрешение синхронных временных рядов продолжительностью в десятки лет. В качестве примера приведём базы данных в работах [11, 14, 17, 19, 20, 22, 28]. Пункт-элементом в этих источниках информации служит метеорологическая станция или узел регулярной сетки с интервалом по географическим координатам от 0,25 до 0,50° и более. Рассмотрим далее, соответствуют ли современной климатической информации данные мониторинга оледенения Земли и их качество.

Примерами данных о размерах современного оледенения Земли в региональном и глобальном масштабах могут служить компьютерные каталоги [10, 29], в которых содержится однообразный набор морфометрических параметров ледников в разные годы. При составлении каталога World Glacier Inventory [29] контуры ледников, отдешифрованные на планово-перспективных фотографиях и планшетах аэрофотосъёмки, переносились на топографические карты масштаба от 1:500 до 1:250 000, по которым определялись высотнo-площадные характеристики оледенения. Каталог [10] представляет собой региональный вариант [29], относящийся в основном к 1980 г. и составленный по материалам космofотосъёмки Памиро-Алая в масштабе 1:200 000. Недавно в Институте географии МОН Республики Казахстан также на основе аэрофотосъёмки и снимков со спутника LANDSAT получены данные об изменении размеров оледенения Заилийского и Джунгарского Алатау за 1955–2008 гг. Каталог [10, 29] по составу параметров в принципе пригодны для ориентировочных расчётов гидрологического режима оледенения в масштабе речных бассейнов и стока рек с ледниково-снеговым типом питания. Априорно невысокий уровень качества расчётов обусловлен рядом недостатков.

1. Точность определения площади и длины ледников равна соответственно 0,1 км² и 0,1 км, а высотных параметров – 0,01 км. При этом число ледников в [29] с площадью от 0 до 0,5 км², т.е. с заведомо низким качеством информации, составляет 60,4%.

2. Каталог [29] нуждается в обновлении однократных определений параметров ледников, относящихся к 1900–2003 гг. Без этого невозможно оценить изменение в целом параметров

оледенения Земли и его гидрологического режима за многолетний интервал времени.

3. Почти в половине случаев отсутствует временная привязка данных и нет сведений о масштабе и времени издания топографических карт, использованных при определении высотнo-площадных характеристик ледников. В наглядной форме перечисленные недостатки иллюстрирует рис. 5.

Как следует из рис. 5, временное разрешение гляциологической информации и наличие большого числа пропусков не позволяют в полной мере использовать возможности климатических данных для моделирования и расчёта суточного, сезонного и ежегодного гидрологического режима совокупностей ледников в масштабе крупных речных бассейнов. При наличии прямых или косвенных данных у держателей информации можно попытаться восполнить лишь отсутствие сведений о годах фотосъёмки ледников и издания топографических карт. С 1970-х годов для обновления данных в Каталоге [29] постепенно стали использоваться результаты обработки изображений гляциальных областей Земли, полученных со спутников LANDSAT, TERRA, LISS, SPOT. Наибольшее число изображений (96,4%) получено в 2000–2005 гг. со спутников LANDSAT (сенсор ETM+) и TERRA (сенсор ASTER) в рамках Международного проекта GLIMS (Global Land Ice Monitoring from Space). В настоящее время число ледников, для которых в Randolph Glaciers Inventory [27] имеются разновременные изображения, равно 43 922, что составляет 26,4% общего их числа и 34,4% площади оледенения Земли в региональных подборках электронных таблиц и векторных файлов ледников. Эти подборки, представляющие собой препринт усовершенствованного World Glacier Inventory, содержат следующие серьёзные недостатки, препятствующие их использованию при решении прикладных задач:

1) неудачна система идентификации ледников, которая несовместима с принятой в Каталоге [29];

2) по сравнению с [29] в [27] дана только общая площадь ледников, включая и нунатаки, что приводит к преувеличению чистой площади оледенения;

3) использование спутниковых изображений с различной разрешающей способностью и частично мелкомасштабных навигационных карт привело к несовместимости качества определений в [27] морфометрических параметров ледников;

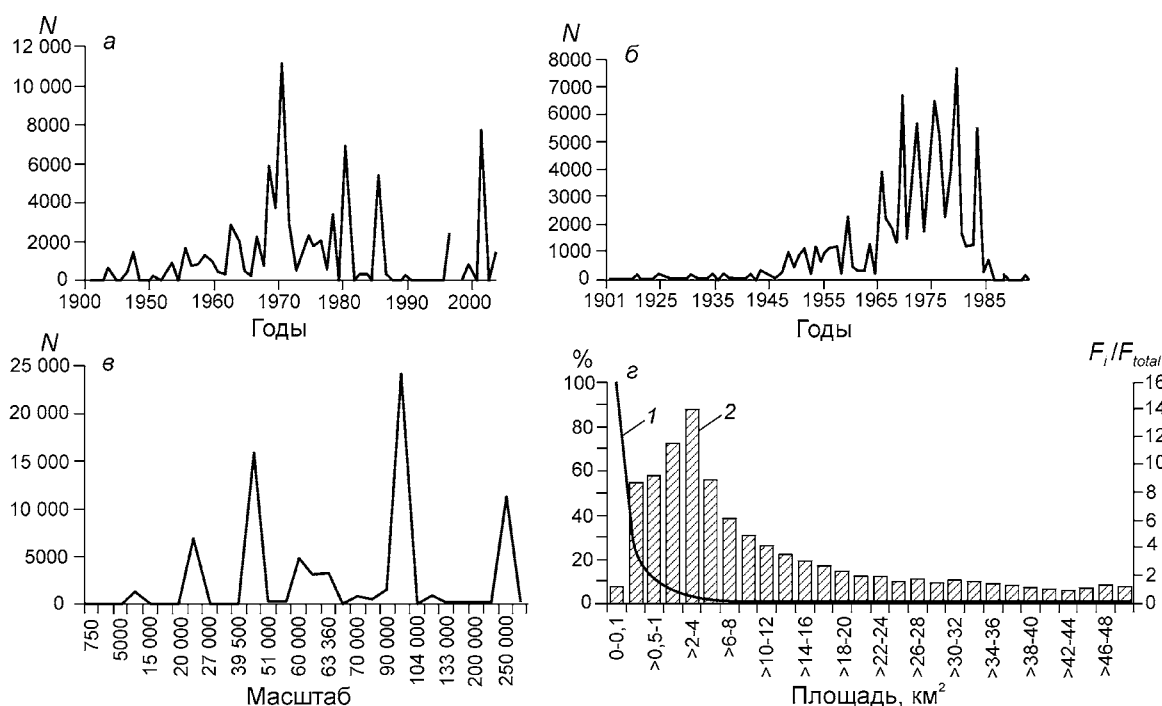


Рис. 5. Распределение ряда основных характеристик оледенения Земли в Каталоге [29].

a – годы фотосъёмки ледников. Данные отсутствуют для 50 426 ледников или 38% их общего числа 132 890 (здесь и далее N – число случаев); *б* – годы издания топографических карт. Данные отсутствуют для 49 137 ледников или 37% их общего числа; *в* – масштаб топографических карт. Данные отсутствуют для 58 304 ледников или 44% их общего числа; *г* – 1 – нижний предел ошибки определения площади в зависимости от её размеров, которые заданы по оси абсцисс, %; 2 – отношение F_i/F_{total} , % (F_i – площадь ледников в заданном интервале, F_{total} – площадь оледенения для всех интервалов)

Fig. 5. Distribution of several main characteristics for the Earth glaciers in the Inventory [29].

a – years of photographing. Data is absent for 50,426 glaciers or 38% of the total 132,890 (hereinafter N – number of cases); *б* – years of publication topographic maps. Data is absent for 49,137 glaciers or 37% of the total; *в* – scale of topographic maps. Data is absent for 58,304 glaciers or 44% of their total; *г* – 1 – the lower limit of error of determining the area, depending on its size, which are given on the abscissa, %; 2 – relation F_i/F_{total} in % (F_i is the area of glaciers in a given interval, F_{total} is glaciation area for all intervals)

4) в случаях цитирования разновременных векторных изображений ледников не указано, к какому моменту принадлежат приведённые в [27] значения площади;

5) в 50% случаев отсутствуют даты получения спутниковых изображений ледников;

6) не исследовано влияние заснеженности гляциальных областей в различные годы на качество дешифрирования границ ледников.

В целом, информативность Randolph Glaciers Inventory [27] и соответствие интересам потребителей значительно уступают World Glacier Inventory [29] и нуждаются в существенной доработке и совершенствовании. Анализ содержательности и качества основных источников глобальной и региональной информации о современном оледенении Земли показывает, что без дополнительной тематической обработки они не пригодны для мониторинга

динамики ледников в крупных речных бассейнах и использования наравне с существующими данными об осадках, температуре и влажности воздуха, облачности и другими климатическими характеристиками. По нашему мнению, дополнительная обработка должна обеспечивать приведение асинхронных морфометрических параметров оледенения к заданным временным срезам и выделение однородных групп ледников выше замыкающих гидрологических створов. Это позволит уменьшить ошибки гляциологической интерпретации спутниковых изображений и повысить качество пространственной экстраполяции метеоданных. Методика такой обработки и результаты её применения для ледников в бассейнах рек Центральной и Высокогорной Азии описаны в работах [4, 5]. Пример синхронизации определений площади ледников в бассейне р. Муксу и р. Сельдара дан в табл. 4.

Таблица 4. Синхронизированные изменения площади ледников

Год	Площадь ледников, км ²	Период, годы	Изменение площади, км ²
<i>Бассейн р. Муксу</i>			
1966	1271,9	1966–1980	32,8
1980	1239,1	1980–2000	40,6
2000	1198,5	1966–2000	73,4
<i>Бассейн р. Сельдара (ледник Федченко)</i>			
1957	732,5	1957–1980	42,3
1980	690,2	1980–2000	1,6
2000	688,6	1957–2000	43,9

Дистанционный мониторинг пульсаций ледников

Наблюдения за кратковременными и быстрыми подвижками горных ледников – самостоятельный раздел дистанционного мониторинга эволюции оледенения. Использование методов ДЗЗ позволило продолжить мониторинг пульсирующих ледников Памира в 1991–2005 гг. Зафиксированы [1] подвижки и активность динамически нестабильных ледников, перечисленных ранее в Каталоге [7]. Наибольшие по размеру пульсации отмечены на ледниках Сугран, Бурс и Малый Саукдара (табл. 5). Подвижки этих ледников не опасны для населения и экономики Республики Таджикистан.

Анализ данных табл. 5 и других источников информации позволяет сформулировать следующие выводы: 1) в 1992–2005 гг. на Памире сохраняется локализация ранее выявленных пульсирующих ледников в различных стадиях активности; 2) для нескольких ледников определён период пульсации; 3) установлена синхронность подвижки самых активных ледников южного склона пика Ленина, которая ранее отмечалась в 1970-е годы; 4) состояние поверхности ледников, отмеченных в табл. 5 индексами НП и А, использовано [1] как основание для качественного прогноза их предстоящей подвижки. В целом, влияние пульсаций на изменения размеров ледников имеет локальное значение и существенно не отражается на фоновых оценках эволюции оледенения в масштабе крупного речного бассейна на Памире за достаточно продолжительные периоды [1].

Результаты учащённых определений изменения площади ледников Медвежий и РГО (Рус-

Таблица 5. Характеристики отдельных динамически нестабильных ледников* [1]

Ледник и его номер	<i>L</i>	<i>dL</i>	ΔT , годы
	км		
<i>Бассейн ледника Федченко</i>			
Василевского, № 80	6,5	0,6	1991—2005
Косиненко, № 9	15,0	0,8	1990—2000
МГУ, № 76	6,0	0,8	1991—2005
<i>Бассейн р. Ванч</i>			
Медвежий, № 118	15,4	0,4	2000—2001
РГО, № 96	23,6	0,5	2002—2004
Равак, № 171	3,1	0—А	2001—2005
<i>Бассейн р. Муксу</i>			
№ 217	5,7	0,2	1979—1993
Чакманташ, № 207	9,8	0,6	?—2002
№ 217	5,7	1,3	1991—2005
№ 219	3,2	1,6	1973—1980
Дзержинского, № 265	14,9	2,0	~2000—2002
Шини-Бини, № 776	10,3	2,6	1989—1991
Малый Саукдара, № 274	14,3	2,8	?—2000
Вали, № 257	7,6	3,5	~2000—2002
Сугран, № 783	22,0	> 5,0	2004—2005
Бивачный, № 69	29,6	0—ВП	1991—2005
Фортамбек, № 724	27,2	0—НП	2005
№ 219	3,2	−1,1	1991—2005
<i>Бассейн р. Обихингоу</i>			
Петра Первого, № 69	12,1	0,4	1988—1991
Бурс, № 307	6,5	2,4	?—2000
Дорофеева, № 191	15,1	4,5	1987—1992
Гандо, № 188	22,7	0—ВП	1987—1992
Бырс, № 772	11,8	0—НП	2005
Шокальского, № 240	25,5	0—А	2005
Ванчдара, № 264	8,9	0—А	
Сытарги, № 315	5,1	−0,6	?—2000
№ 318	5,7	−1,5	
№ 319	5,8	?	
<i>Бассейн р. Кызылсу</i>			
Корженевского, № 150	26,2	0—ВП	?—2004
Ленина (ЮЗ ветвь), № 199	12,6	0—А	2004

**L* – длина по данным Каталога ледников; *dL* – изменение длины; ΔT – длительность процесса; ВП – внутренняя подвижка; НП – начало подвижки; А – активизация.

ского географического общества) на Памире в периоды их пульсаций по данным крупномасштабной аэрофотосъёмки, дистанционного мониторинга со спутников LANDSAT 7 ETM+, TERRA и фотографирования с борта Международной космической станции (МКС) представле-

Таблица 6. Изменение площади от реперного профиля до конца ледника*

Дата ДЗЗ	Площадь, км ²	Изменение площади, км ²	Прирост площади (+) или сокращение (–), км ²
<i>Ледник Медвежий</i>			
09.09.1973	2,084	1,633	–
13.09.1988	0,451	0,000	–1,633
12.05.1989	0,540	0,089	+0,089
08.10.1989	1,279	0,829	+0,739
26.06.2001	0,667	0,216	–0,612
10.08.2002	0,689	0,238	+0,022
08.09.2009	0,508	0,057	–0,181
28.09.2011	1,439	0,988	+0,931
<i>Ледник РГО</i>			
16.09.2000	1,342	0	–
10.08.2002	1,461	0,119	0,119
30.09.2002	1,600	0,257	0,139
08.08.2003	1,794	0,452	0,195
26.09.2004	1,989	0,647	0,195
22.08.2005	1,989	0,647	0,000
31.07.2006	2,139	0,797	0,150
01.07.2007	2,702	1,360	0,563
09.08.2009	2,667	1,325	–0,035
29.09.2011	2,589	1,247	–0,079

*Тире означает отсутствие прироста или сокращения.

ны в табл. 6. Оцифровка контура концевой части этих ледников выполнена за ряд лет от заданного заранее реперного профиля, зафиксированного на бортах долины постоянными метками.

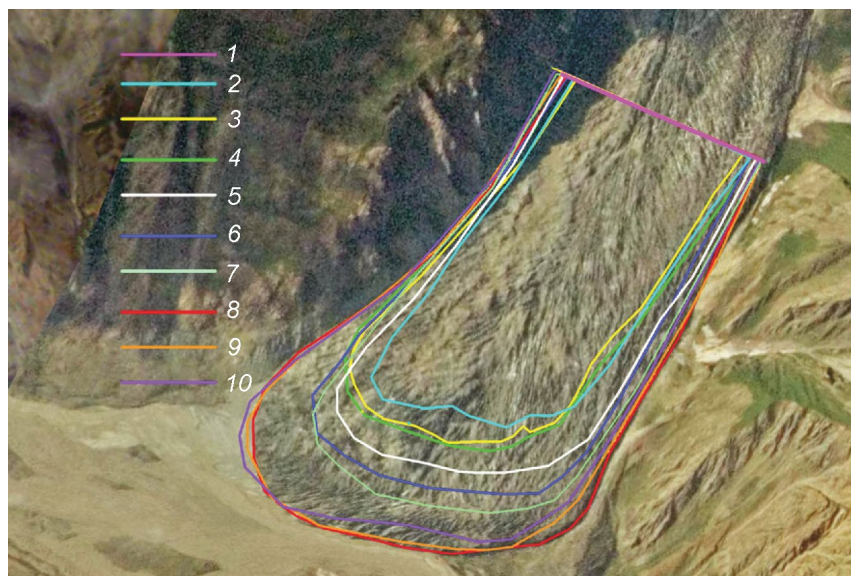


Рис. 6. Дистанционный мониторинг пульсации ледника Русского географического общества в 2000–2011 гг. Линиями разного цвета показаны реперный профиль и граница концевой части ледника в разные годы ниже реперного профиля. 1 – реперный профиль; 2 – 2000.09.16; 3 – 2002.08.30; 4 – 2002.09.30; 5 – 2004.09.26; 6 – 2005.08.22; 7 – 2006.08.22; 8 – 2007.07.01; 9 – 2009.08.09; 10 – 2011.09.29

Состояние концевой части ледника РГО в периоды пульсаций иллюстрирует также рис. 6. Результаты наземного и дистанционного мониторинга пульсирующих ледников на Памире [7] имеют регистрационно-описательный характер, за исключением многолетних комплексных исследований ледника Медвежьего (исток р. Ванч), выполненных сотрудниками Института географии РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова, Санкт-Петербургского государственного университета, Киргизского аэрогеодезического предприятия, Таджикгидромета. Считается, например [24], что пульсации ледников связаны с их температурным состоянием, условиями на ложе и изменением гидравлических характеристик. Вероятно, имеют значение морфологический тип ледника и случайные внешние воздействия: землетрясения, сброс на ледник катастрофических лавин и обломочного материала со склонов. До выяснения в полном объеме значимости на Памире перечисленных здесь факторов пульсаций целесообразно в дальнейшем изучить возможности применения упрощенной модели Орлеманса [24] изменения длины ледников как функции перераспределения массы.

Выводы

Современное континентальное оледенение Земли состоит округленно из 198 тыс. отдельных ледников общей площадью $726\,800 \pm 34\,000$ км² [26]. Регулярный мониторинг их динамики необхо-

дим, если не для всей генеральной совокупности, то, по крайней мере, для репрезентативных региональных выборок ледников в наиболее крупных речных бассейнах. В связи с этим рассмотренные в работе возможности и методы определения ELA – линии равновесия объёмов аккумуляции и абляции, составляющих годового баланса массы и альbedo, служат реальной основой для автоматизированного мониторинга ряда основных параметров оледенения. Многоспектральные изображения высокогорных территорий, получаемые со спутников LANDSAT 7 ETM+, TERRA и других служат в настоящее время единственным источником регулярной информации о глобальных и региональных изменениях размеров оледенения. Тематическое дешифрирование этих изображений и обработка результатов с помощью ГИС-технологий позволяют обеспечить приемлемую точность оценок многолетней эволюции оледенения.

Постановка и решение качественно новых теоретических и прикладных проблем гляциологии, безусловно, связаны с освоением широких возможностей, предоставляемых космическими аппаратами и средствами обработки дистанционных изображений, содержащихся в современных ГИС. Прежде всего, здесь следует обратить внимание на далеко не тривиальную проблему перехода от удельных значений составляющих водного баланса к объёмным при региональном определении осадков, испарения, стока и водных ресурсов оледенения с учётом пространственно-временной изменчивости этих компонентов гидрологического цикла, а также завершение сплошной каталогизации оледенения Земли и регулярный его мониторинг.

Литература

1. Десинов Л.В., Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг многолетнего режима оледенения Памира // МГИ. 2007. № 103. С. 129–133.
2. Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 237 с.
3. Коновалов В.Г. Многолетние изменения составляющих водного баланса в бассейнах рек снегово-ледникового питания // Метеорология и гидрология. 2007. № 8. С. 77–89.
4. Коновалов В.Г. Каталогизация горных ледников и генерализация их распределения по материалам дистанционного зондирования // Соврем. проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 2. С. 43–54.
5. Коновалов В.Г. Динамика оледенения Центральной Азии по материалам дистанционного зондирования // Соврем. проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 281–288.
6. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
7. Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Щетинников А.С., Рудак М.С. Каталог пульсирующих ледников Памира // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 3–136.
8. Ротоматова О.В., Тарасова Л.Н. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши за последнее столетие // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 16–26.
9. Руководство по наблюдениям на горных ледниках. РД 52.25.315–92. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 131 с.
10. Щетинников А.С. Морфология оледенения речных бассейнов Памиро-Алая по состоянию на 1980 год (справочник). Ташкент: изд. САНИГМИ, 1997. 148 с.
11. Becker A., Finger P., Meyer-Christoffer A., Rudolf B., Schamm K., Schneider U., Ziese M. Global Precipitation Climatology Centre. Deutscher Wetterdienst. Offenbach, Germany. Earth System Science Data. doi <http://dx.doi.org/10.5194/essd-5-71-2013>.
12. Bodo B.A. Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union [FSU]. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, 2000. <http://rda.ucar.edu/datasets/ds553.1/>.
13. Chander G., Markham B.L., Helder D.L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensors // Remote Sensing of Environment. 2009. № 113. P. 893–903.
14. CRU Datasets – CRU TS Time-Series, 1901–2009. http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk__ATOM__dataent_1256223773328276.
15. Dyurgerov M.B., Meier M.F. Glaciers and the changing Earth system: A 2004 snapshot. INSTAAR, University of Colorado at Boulder. Occasional Paper. 2005. № 58. 119 p.
16. Fluctuation of glaciers 1959–2012. Paris – Zürich, IAHS (ICSU) – UNESCO. 1967–2013.
17. Former Soviet Union Monthly Precipitation Archive, 1891–1993. NSIDC-0059. 1998. Boulder, USA. <http://www-nsidc.colorado.edu/>.
18. Glacier Mass Balance Bulletin (MBB). IAHS (ICSU)-UNEP-UNESCO. Zurich. 1991–2011. № 1–11.
19. Global Historical Climatological Network Database. GHCN. Version 2. 1999. <ftp://www.ncdc.noaa.gov/>.
20. GSOD. Global surface summary of day data. version 7. Over 9000 worldwide stations. 1929–2013. <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/g sod/>.
21. Heiskanen J., Kajuutti K., Jackson M., Elvehøy H., Pelikka P. Assessment of glaciological parameters using

- Landsat satellite data in Svartisen, Northern Norway // Proc. of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space. Bern. March 11–13. 2002. P. 34–42.
22. *Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L., Jones P.G., Jarvis A.* Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas // Intern. Journ. of Climatology. 2005. № 25. P. 1965–1978.
 23. *Konovalev V.G.* Methods of calculation and remote sensing measurement for the spatial distribution of glacier annual mass balance // Journ. of Glaciology. 1987. V. 33. № 114. P. 212–217.
 24. *Oerlemans J.* Minimal Glacier Models. Igitur, Utrecht University. The Netherlands, 2008. 92 p.
 25. *Pelikka P., Rees W.G.* Remote Sensing of Glaciers. Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers. London, UK: Taylor & Francis Group, 2010. 350 p.
 26. *Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Molg N., Paul F., Radic V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J.* The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552. doi 10.3189/2014JoG13J176.
 27. Randolph Glaciers Inventory: A Dataset of Global Glacier Outlines. version 3.7. April 2013. <http://glims.org/RGI/>.
 28. *Williams M.W., Konovalev V.G.* Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003. Boulder CO, USA. National Snow and Ice Data Center. 2008. http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02174_central_asia_data/index.html.
 29. World Glacier Inventory. WGMS and NSIDC. Boulder CO, USA. 1989, updated 2012. doi: 10.7265/N5/NSIDC-WGI-2012-02. <http://nsidc.org/data/g01130.html>.

Summary

Altitude and areal characteristics of glaciation of the Earth, as well as annual ELA and AAR values for a limited number of glaciers can be found in references [10, 15, 16, 18, 29]. According to these data, the analysis of the relations between ELA, AAR, annual mass balance of glaciers and its com-

ponents was performed for use in the remote monitoring of glaciation. Appropriate sample included 45 to 66 glaciers located mainly in Eurasia, at mean weighted altitudes Z_{med} from 520 m to 4253 m above sea level. The existence of close and stable spatial relations $AAR = f(Bn)$ and $AAR = f(ELA)$ (see Table 1) allows, ultimately obtain local or regional estimates of glacier mass balance. In 1957, the area of the moraine on the glaciers of the Pamir was 320 km², or 4.8% of the total area of glaciers in the region, and after ~ 20 years it has increased to 644 km² or 10.7% [10]. In this paper we used photos of glaciers Medvezhiy and Bivachny in late August 2007 and 2012 from the ISS. Ground resolution is of 3–5 meters. Photos were transformed into WGS projection and tied to a topographic map 1:50 000. Altitudinal interval of moraines propagation on glaciers Medvezhiy and Bivachny in 2007–2012 was equal to, respectively: 3000–5000 and 3400–4800 m above sea level. It was revealed increase of total area of the moraine on these glaciers for the years 1975–2007. Analysis of the content and quality of the main sources of global and regional information about modern glaciation of the Earth shows that without additional thematic processing they are not suitable for monitoring the dynamics of glaciers in the major river basins and use on a par with the existing data on precipitation, temperature, humidity, cloud cover and other climatic characteristics. Additional processing should be provided to exclude asynchronies in morphometric parameters. This will reduce errors in glaciological interpretation of satellite images and improve the quality of spatial extrapolation of meteorological data. Examples are given of determining the spectral albedo of glacier surface, using ENVI software and remote sensing data from Landsat 7 ETM+ and TERRA. Application of the methods for determining the albedo on the one hand creates additional opportunities for remote monitoring of glaciers, on the other – provides calculation different types of melted glacier surface as a function of absorbed solar radiation.

Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan

© 2015 г. Т. Болч^{1,2}

¹Geographisches Institut, Universität Zürich, Switzerland; ²Institut für Kartographie, Technische Universität Dresden, Germany
tobias.bolch@geo.uzh.ch

Изменение площади и массы ледников в долине Ала-Арча в Киргизском хребте на Северном Тянь-Шане с 1964 г.

Т. Болч^{1,2}

¹Институт географии Цюрихского университета, Швейцария;
²Институт картографии Технического университета в Дрездене, Германия

Статья принята к печати 8 сентября 2014 г.

ASTER, Corona, Digital Terrain Model (DTM), Geodetic Mass Balance, Glacier Change, Rapid Eye, Tien Shan.

Геодетический баланс массы, изменения ледников, спутник Corona, Тянь-Шань, цифровая модель поверхности (DTM), ASTER.

Glaciers are an important source of fresh water for Central Asia as they release water during the summer months when precipitation is low and water demand highest. Many studies address glacier area changes but only changes in glacier mass can be directly linked to climate and runoff. Despite the importance, investigations of glacier mass changes have been restricted to only a few glaciers in the Tien Shan until now. Geodetic mass balance measurements are suitable to complement and extend existing in-situ measurements. In this study, both area and mass changes of the ~40 km² glacier ice in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Tien Shan, were investigated using 1964 and 1971 stereo Corona, 2012 stereo ASTER, the SRTM digital terrain model and other optical data such as Landsat ETM+ or Rapid Eye. In addition, ice thickness was modeled taking the basal shear stress and the glacier surface topography into account. The results indicate an area loss of $18.3 \pm 5.0\%$ from 1964 until 2010 with continuous shrinkage in all investigated periods. The glacier's mass balance was -0.45 ± 0.27 m w.e. a⁻¹ for the period 1964–1999 and -0.42 ± 0.66 m w.e. a⁻¹ for 1999–2012. Golubin Glacier showed a possible slight mass gain for 1964–1971 and a decelerated mass loss for the 1999–2012 period. This is in good agreement with existing in-situ measurements existing from 1962 until 1994 and since 2010. The overall ice volume was estimated to be 1.56 ± 0.47 km³ of ice in the year 2000. Hence, the entire ice would be lost by 2100 if the mass loss would continue at the same rate.

Дана оценка изменения площади и массы ледников в долине Ала-Арча в Киргизском Тянь-Шане с помощью стереоснимков спутника Corona 1964 и 1971 гг., стереоснимков ASTER 2012 г., цифровой модели земной поверхности SRTM и других оптических данных. С 1964 по 2010 г. ледники непрерывно сокращались и потеряли $18,3 \pm 5,0\%$ общей площади. Масса ледника Голубина в 1964–1971 гг. незначительно росла; в 1999–2012 гг. его сокращение замедлилось.

Introduction

The Tien Shan and its cryosphere is the origin of the large rivers Amu-Darya, Syr-Darya, Chu, Ili or Tarim which contribute to huge endorheic lakes like Aral Sea or Lake Balkhash or terminate in the steppe or desert. These rivers are the artery for the region and, in addition, many large cities like Urumchi/Xinjiang, China, Tahskent/Uzbekistan, Almaty/Kazakhstan or Bishkek, the capital of Kyrgyzstan are located on the foothills of this mountain range and directly depend on the runoff from nearby mountains. Runoff from glaciers is especially important in summer and early autumn when the water demand is high and the seasonal snow of the mountains melted. No certain numbers about the share of glacier melt to the overall runoff exist but estimates show an average annual contribution of less than 10% for Syr-Darya and about 40% for the Tarim River [47]. Modelling results of glacier runoff in different basins of the Tien

Shan show first an increase of runoff with temperature increase followed by a reduction with the continued glacier shrinkage even with continuous temperature rise [29]. It is therefore of high importance to study the ice storage of the glaciers and their past and possible future evolution.

The temperature increased on average since the 1950s accompanied by a slight but not significant increase in precipitation in most parts of the Tien Shan [2, 6, 11]. Concomitantly, glaciers of the Tien Shan shrank like in many other parts of the world since the little ice age [46] with a pronounced recession in the last decades [2, 3, 7, 11, 20, 31]. The detected area loss since the 1950s is higher in the more humid areas in northern Tien Shan than in the more arid regions of the central and eastern Tien Shan [34, 47]. Declassified imagery from the 1960s and 1970s were found to be suitable to extend the analysis back in time and to evaluate glacier outlines based on topographic maps [10, 14, 35, 36].

Area changes show an indirect signal to climate while the glacier mass balance can more directly be related to climate and hydrology. Existing mass balance measurements in the Tien Shan indicate a pronounced mass loss since the mid-1970s which is highest at Tuyuksu Glacier situated in Ile Alatau (also: Zailijskij Alatau) at the northern margin of the Tien Shan [17, 50]. However, mass balance measurements exist just for a few glaciers and only Tuyuksu Glacier and Urumchi Glacier No. 1 in eastern Tien Shan were measured continuously. Several other measurements, such as at Abramov Glacier (Pamir Alay, southern Kyrgyzstan) and Karabatkak Glacier (Terskey Alatau) were interrupted since the collapse of the Soviet Union. Between 1968 and 1994 in-situ measurements were also performed at Golubin Glacier in Ala Archa Valley/ Kyrgyz Alatau [1, 50]. The mass balance was found to be predominantly negative. Mass balance measurements at Golubin Glacier were re-established in 2010 and showed a slightly positive value for 2010/2011 [50]. However, no mass balance information exists between 1994 and 2010.

Geodetic mass balance estimations are suitable to evaluate, complement and extend existing in-situ measurements [15, 51]. National digital elevation models (DEMs), the near global SRTM3 DEM, as well as DEMs derived from optical stereo data such as SPOT, ASTER or Corona were found to be suitable for this task [9, 15, 41]. However, careful co-registration and an estimation of the penetration of the SRTM C-band radar beam into snow and ice are required to reduce uncertainties [12, 24, 37, 42].

A prerequisite for hydrologic and glaciological modelling purposes is not only the knowledge about the change in volume but also about the glacier volume and its distribution over the glaciers. The glacier thickness can be measured in the field e.g. using ground penetrating radar (GPR). This is, however, only feasible for a small numbers of glaciers. Simple models are required to estimate the current and future glaciers volume for a large number of glaciers simultaneously. Promising approaches to model the glacier bed topography based on the surface topography, glacier outlines and possibly additional information about glacier mass turnover and the mass balance gradient [22, 33].

The aim of this study is (1) to reassess and extend in time the presented data about area changes in Ala Archa Valley [7] and (2) present estimations about the absolute glacier volume and glacier mass changes

for different periods between 1964 and 2012 using remote-sensing derived information.

Study area

The *Kyrgyz Ala-Too (Kyrgyz Range)* represents the north-western part of Tien Shan with an east-west extent of over 400 km [5]. The water released at the northern slope drains into the river Chu which is the main artery for the (semi-) arid lowlands in Kyrgyzstan and Kazakhstan including Bishkek, the capital of Kyrgyzstan. At its northern slope, 40 km south of Bishkek, the study area of this work can be found: the *Ala Archa National Park* (74°24' E – 74°34' E; 42°24' N – 42°36' N, Fig. 1). This nature reserve was established in 1976 and constitutes a total area of 194 km² and extends along the Ala-Archa river basin and the surrounding with altitudes ranging from 1,500 m at its entrance up to 4,895 m at Semenov-Tyan-Shanskogo Peak. Glaciers cover an area of ~33.3 km² and extend over an altitude range of 3,310–4,760 m (2010). The annual precipitation increases from less than 400 mm, measured at Bishkek station at an elevation of 771 m asl., to about 700 mm at the glaciers [1]. The maximum precipitation occurs in late spring to early summer (see Fig. 1).

Data and methods

Declassified stereo Corona KH-4A and KH-4B images were used to obtain the glacier area and surface elevation for the years 1964 and 1971 (Table 1). Corona was a spy satellite mission operating from 1960 until the mid-1970s and was mainly designed to acquire images of the former USSR and other communist countries, such as China [34]. The images have a relatively high resolution of ~7 m (KH-4) and up to 2 m (KH-4B). The main disadvantages are the panoramic distortion and unstable acquisition parameters [19]. The utilized images were acquired at the end of the ablation season and had suitable snow conditions. Few clouds occurred at the 1964 images but all glaciers were cloud free except Golubin Glacier where the very distal part of the tongue was hidden. The 1971 data only cover a smaller part of the study region and only Golubin Glacier was investigated with the 1971 DTM data. Further data used are the widespread Landsat images which are freely available in an orthorectified level (www.usgs.gov). The most recent glacier extents were delineated from 2010 Rapid Eye data which has

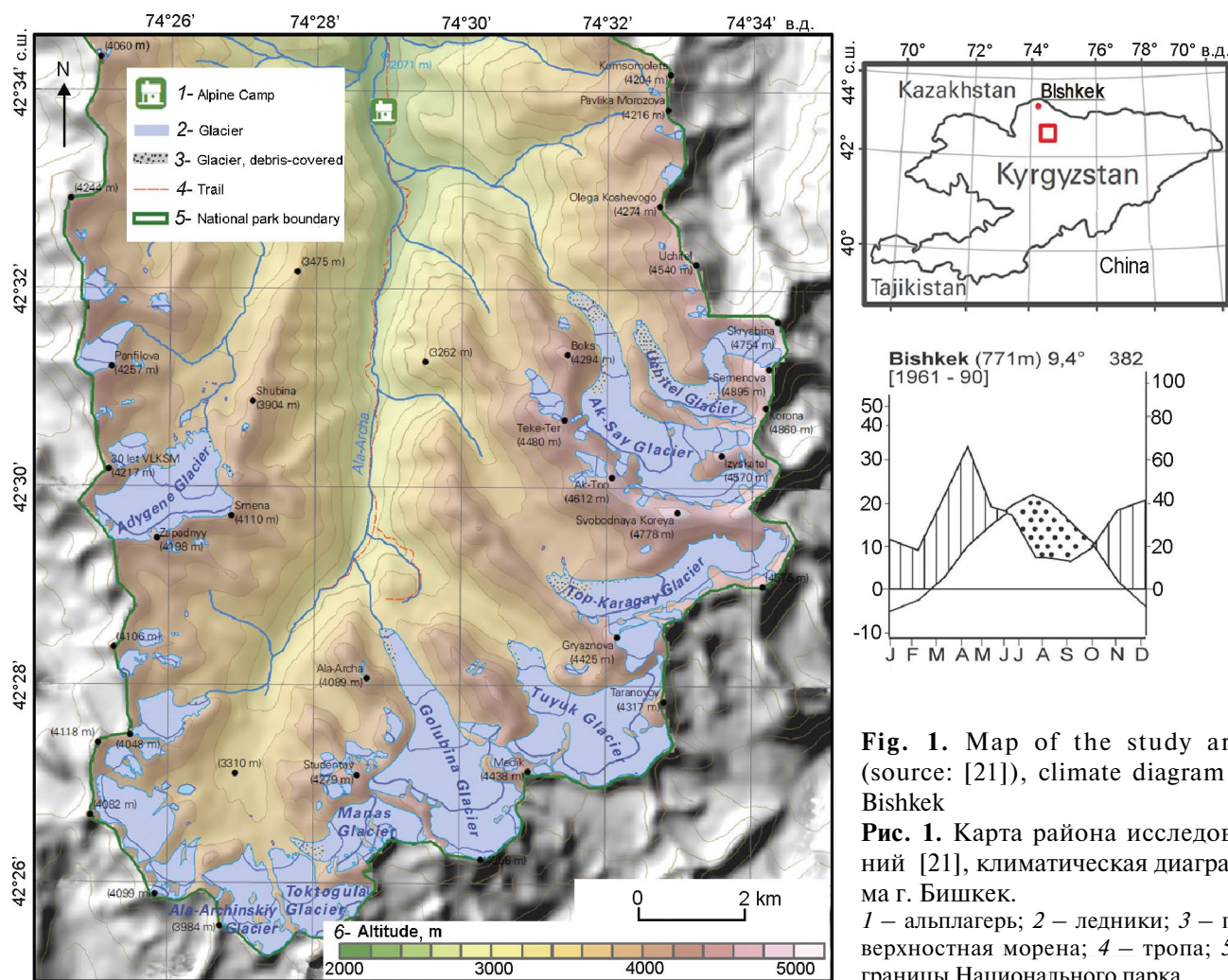


Table 1. Utilized data

Date	Satellite/Sensor/Product	Resolution, m	Spectral characteristics	Usage
20.09.1964	Corona KH-4	~7	Pan	Glacier delineation, DEM generation
16.09.1971	Corona KH-4B	~3	Pan	Glacier delineation, DEM generation
15.07.1994	Landsat TM	30	VNIR, SWIR, TIR	Glacier delineation
February 2000	SRTM C-Band (original)	90	—	Glacier surface elevation
February 2000	SRTM C-Band (void-filled)	90	—	Ice thickness
08.06.2001	Landsat ETM+	30/15	VNIR, SWIR, TIR, Pan	Reference, Glacier delineation
01.08.2003 17.08.2003	Terra ASTER	15	VNIR, SWIR, TIR	Glacier delineation
06.09.2010	Rapid Eye	6.5	VNIR	Glacier delineation
2012	Terra ASTER	15	VNIR, SWIR, TIR	Glacier surface elevation

a ground resolution of 6.5 m. Stereo ASTER from 2012 and the original SRTM-C band DTM data with a resolution of 90 metre was used to estimate the mass changes in addition to the Corona data. All data were co-registered to the 2001 pan-sharpened

ETM+ scene. For the estimation of the glacier volume and the bed topography the void filled version of the SRTM DTM by the Consultative Group for International Agriculture Research Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), version 4, was used.

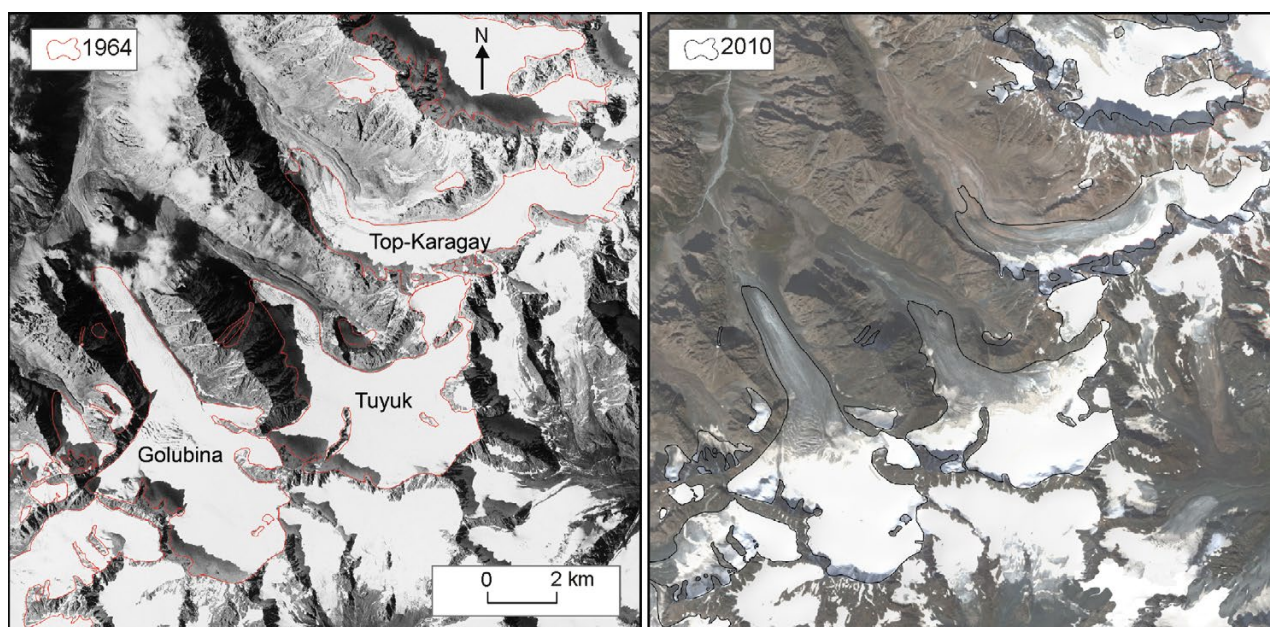


Fig. 2. Golubina, Tuyuk and Top-Karagay glaciers in 1964 (Corona KH-4A) and 2010 (Rapid Eye)
Рис. 2. Ледники Голубина, Туюк и Топ-Карагай в 1964 г. (Corona KH-4A) и 2010 г. (Rapid Eye)

Glaciers were delineated manually as most of the available scenes were panchromatic (Corona) or had no short-wave-infrared channel (RapidEye) which is needed for automation. A few glaciers had some debris cover at their tongues which made the correct identification not straight forward. Glacier melt water streams, the shaded relief, and a 2007 ALOS PALSAR coherence image [cf. 25], the difference image of the digital terrain models (DTMs) and the high resolution of the utilized imagery helped to identify the margin correctly (Fig. 2). We estimated the uncertainty based on the buffer method [cf. 13] choosing a buffer size of half a pixel for the well registered Landsat and Rapid Eye data and one pixel size for the Corona data. The resultant uncertainties vary between 2.2% for Corona KH-4B and 8.2% for the Landsat TM data. This is within the range of previously reported uncertainties of semi-automated methods [13, 39, 40] and manual delineation [38].

The SRTM DTM was chosen as the master DTM for assessing volume changes as it was proven to be of suitable accuracy [23] and has been applied for many studies assessing glacier volume changes [e.g. 9, 42]. The original non-void filled version was used as no information about the data used for void filling was available. Most glaciers were not or only slightly affected by the data voids with the maximum of less than 30% voids in the upper accumulation area of one glacier. A DTM based on 2012 stereo ASTER data was

automatically generated using PCI Geomatica to assess the recent mass changes. DTMs from stereo Corona data were generated using the Remote Sensing Software Package Graz (RSG) which has been proven to provide good results for Corona data [15, 42]. About 20 ground control points (GCPs) based on the 2001 Landsat scene were selected for each Corona scene. The automatically identified tie points (TPs) required for image matching were visually checked and manually improved if necessary. The final x , y residuals of the GCPs varied between ~ 15 to 20 m and the z -residual was ~ 50 m for each scene [21]. These values are acceptable given the uncertain image acquisition parameters and the large panoramic distortion of the Corona images. Small data gaps occurred due clouds, cast shadow and snow cover in the accumulation regions of few glaciers but also in small areas in the ablation of Golubina and Ak-Say glaciers. Overall more than 80% of the glaciated terrain was covered by the 1964 DTM while the 1971 DTM had almost no gaps.

All DTMs need to be carefully co-registered in order to minimize biases. First, tilts were eliminated based on calculated trend surfaces using stable terrain [12, 42]. Thereafter the DTM were horizontally and vertically co-registered following [37]. Values ± 60 m (which is similar to 3σ of the DTM differences of the stable terrain) were omitted assuming that larger deviations are unrealistic for glaciers [cf. 15, 26]. Data voids were filled with the

Table 2. Change in glacier area 1964–2010

Показатели	1964	1971	1994	2003	2010
Area, km ²	40.9±1.8	39.9±0.9	35.8±3.2	34.6±1.7	33.4±0.8
Da/period, km ²	—	−1.0±2.0	−4.1±3.3	−1.2±3.6	−1.2±1.9
Δa/yr rel, %	—	−0.27±0.68	−0.45±0.37	−0.37±1.0	−0.49±0.77
Δa (rel.) since 1964, %	—	−2.4±6.3	−12.5±9.0	−15.4±6.0	−18.3±5.0

mean value of the surrounding pixels in the ablation region and no vertical changes were assumed for the voids in the upper accumulation area. The uncertainty was estimated based on the Normalized Median Absolute Deviation (NMAD) of the non-glacierized terrain with a slope less than 25° [12, 43]. Higher slopes were omitted as it is known that the uncertainty strongly increases for steep slopes. The NMAD is more robust and less influenced by outliers than the typically used standard deviation and also proven to be a suitable measure of the uncertainty for volumetric change assessments. Glacier volume changes were converted to mass using a density of $850 \pm 60 \text{ kg m}^{-3}$ [cf. 30].

In order to estimate the glacier volume and the thickness distribution the glacier bed topography was calculated following the approach by [33] which needs as an input a DTM and digital branch lines only. The approach is based on the shallow ice approximation [18]. The glacier thickness is mainly dependent on the glacier slope (α) and the basal shear stress (τ) and can be calculated as follows:

$$d = \tau / (\rho g f \sin \alpha)$$

with ρ being the ice density (900 kg m^{-3}), g the gravitational acceleration (9.81 m s^{-2}). The variable f is the glacier shape factor and was set to 0.8 which is typical for valley glaciers. The basal shear stress was calculated following [28] based on the vertical distance of a glacier with a maximum stress of 150 hPa. The glacier volume was only calculated for the glaciers larger than 0.5 km^2 as the uncertainty especially for the very small glaciers is high. However, these glaciers have usually a thickness of few a metres only and contribute, hence, only very little to the overall ice volume which is well within the estimated uncertainty of 30% [33].

Results

Glacier characteristics and area change. Fifty-one glaciers larger than 0.02 km^2 with an overall area of $40.9 \pm 1.8 \text{ km}^2$ were identified on the 1964 Corona KH-4A image. Glaciers smaller than

Table 3. Glacier area change with respect to the size classes

Size class	Glaciers 1964		Area, km ²		% of total area	Area change	
	count	% of total	1964	2010	2010	km ²	%
<0.2	31	62	2.1	1.1	3.2	−1.0	−48.6
0.2–<0.5	10	8	3.6	1.7	4.9	−1.6	−49.4
0.5–<1.0	2	4	1.5	1.3	3.8	−0.3	−17.4
1.0–<5.0	5	10	16.4	14.1	42.4	−2.3	−13.9
5.0	3	6	17.3	15.2	45.7	−2.1	−12.1
Total	51	100	40.5	33.3	100	−6.5	−18.3

0.5 km^2 comprise 80% of the glacier number but only ~13% of the total ice cover (Table 2). In contrast, the three largest glaciers with an area $> 5 \text{ km}^2$ cover ~43%. Overall, the glaciers in Ala Archa Valley vacated an area of $7.5 \pm 2.0 \text{ km}^2$ ($18.3 \pm 5.0\%$) during the period 1964–2010 (Table 3). The number of glaciers increased from 51 to 62 due to disintegration of several glaciers. The glaciers shrank during all investigated sub-periods with the lowest shrinkage rates measured between 1964 and 1971 (see Fig. 2). Until 2010, the small glaciers lost on average almost 50% ($\sim 1.1\% \text{ a}^{-1}$) of their initial area while the large glaciers shrank only ~13% ($\sim 0.3\% \text{ a}^{-1}$). These are typical glacier characteristics and can also be found in other parts of Northern Tien Shan (Ile and Kungöy Alatau [2, 11]) and many other mountain ranges on Earth [e.g. 13, 40]. However, the rates of change vary (Fig. 3).

Glacier volume and mass changes. Glaciers in Ala Archa Valley contained $1.56 \pm 0.47 \text{ km}^3$ of ice in the year 2000 which leads to an average thickness of about 46 metres. Ak-Say ($0.35 \pm 0.10 \text{ km}^3$) and Golubin ($0.32 \pm 0.09 \text{ km}^3$) are the glaciers with the largest ice volume. Ak-Say, Golubin, Tuyuk and Top-Karagay glaciers have likely a maximum thicknesses of around 200 m and above (Fig. 4).

The glaciers in Ala Archa Valley showed a clear volume and mass loss during the 1964–2012 period (Table 4, Fig. 5). Overall, the glaciers lost a vol-

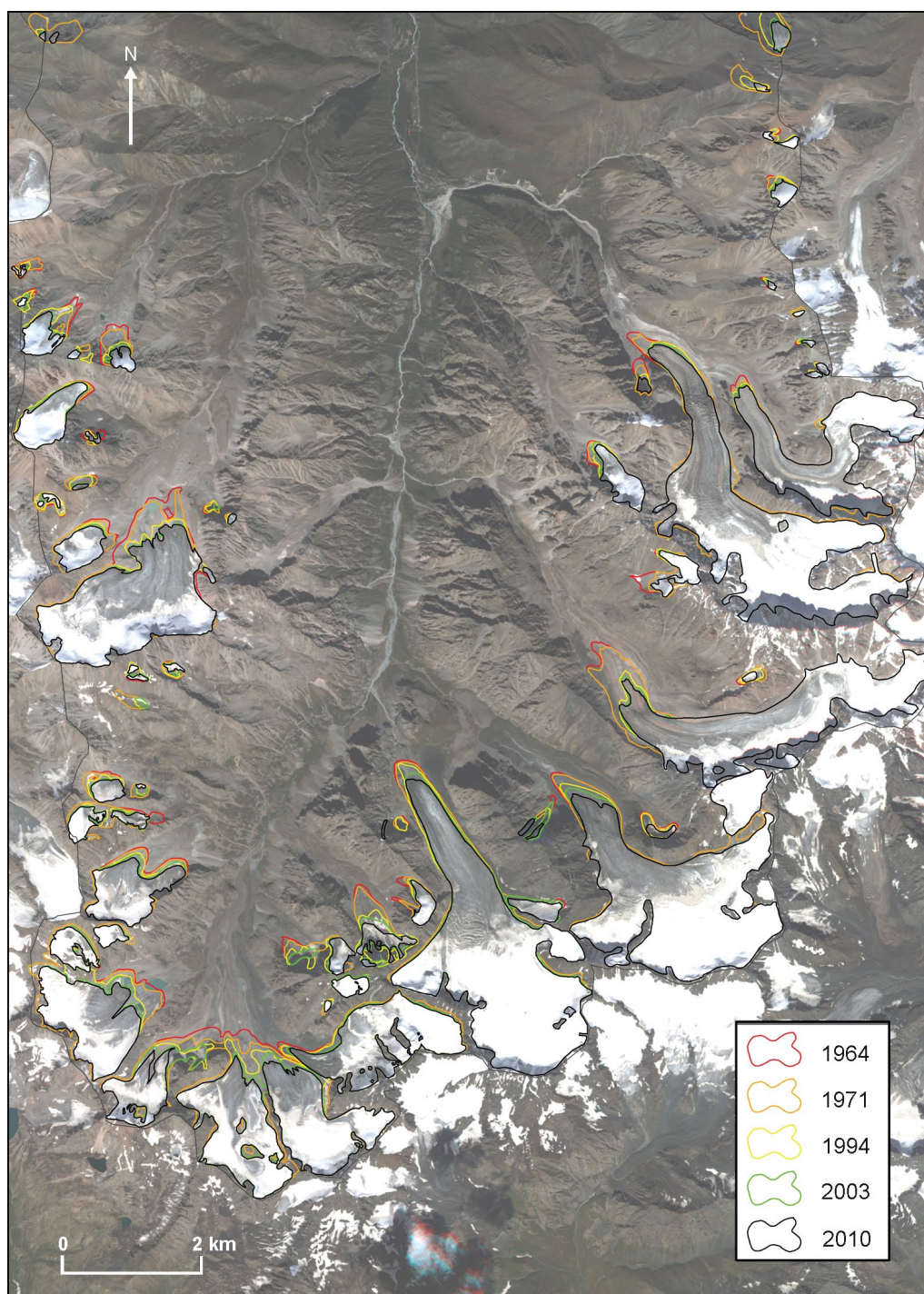


Fig. 3. Changes in glacier area 1964–2010.

Background: Rapid Eye image from 2010 in natural colours

Рис. 3. Изменения площади ледников в 1964–2010 гг.

В качестве фона использован снимок Rapid Eye 2010 г. в естественных цветах

ume of $0.98 \pm 0.56 \text{ km}^3$ in the last approximately 50 years. This is almost two thirds of the estimated volume in 2000. The average mass balance was $\sim -0.45 \text{ m w.e. a}^{-1}$ since 1964. The mass loss of especially Golubina Glacier and most of the other glaciers was likely less in the 1999–2012 period than before. However, the differences are not significant considering the uncertainty (see Table 4). A possible

slight mass gain ($\sim +0.05 \text{ m w.e. a}^{-1}$) was found between 1964 and 1971 for Golubina Glacier (Fig. 6) but the uncertainty is here much larger than the signal. Adygyne Glacier showed the highest mass loss of the investigated larger glaciers for both investigated periods ($\sim 0.66 \text{ m w.e. a}^{-1}$).

Discussion and conclusions. The presented results on area and area changes ($-18.3 \pm 5.0\%$ or

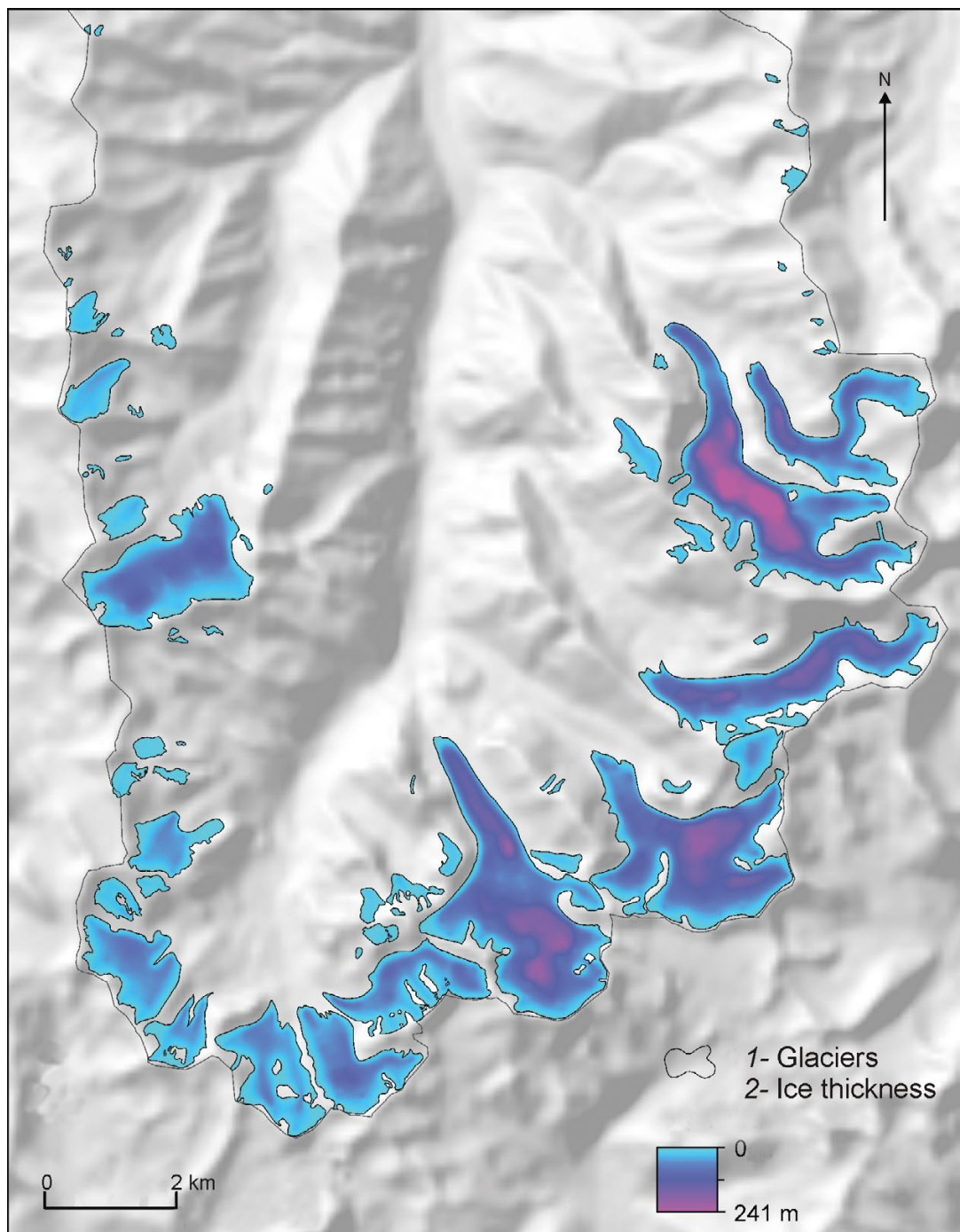


Fig. 4. Modelled glacier thickness

Рис. 4. Толщина ледников, рассчитанная по модели:

1 – границы ледников; 2 – толщина льда, м

$-0.40 \pm 0.11\% \text{ a}^{-1}$ for 1964 to 2010) is slightly higher than the previously published data based on aerial images and ASTER data: Aizen et al. [7] report glacier shrinkage from 42.8 km² in 1963 to 36.3 km² in 2003 (~15.1%). In contrast to [7] we only found two disappearing glaciers while [7] report a disappearance of nine. The reason for this difference could not be investigated. It might be the case that [7] mapped very small glaciers in 1963 which could not be iden-

tified on the Corona images due to snow conditions. In contrast, [7] missed to include the debris-covered parts of Top-Karagay-glacier which we could identify using high-resolution imagery, DEM differencing results and the ALOS PALSAR coherence image.

Glacier shrinkage was similar (~16%) in Ile and Kungöy Ala-Too, which form the eastern part of the northern Tien Shan, for the period 1970–2007 based on similar high resolution data (Corona and

Table 4. Glacier volume, elevation changes and mass balance of the glaciers $>0.5 \text{ km}^2$ for the periods 1964–1999 and 1999–2012

Glacier	Periode 1964–1999			Periode 1999–2012			
	Initial area, km^2	dh, m	GMB, m w.e. a^{-1}	Initial area, km^2	Mean thickness, m	dh, m	GMB, m w.e. a^{-1}
Aydgyne	3.5	-29.9 ± 12.2	-0.68 ± 0.28	3.0	-39.5	-8.0 ± 8.0	-0.65 ± 0.65
Golubin	5.6	-23.1 ± 12.2	-0.46 ± 0.24	5.1	-63.4	-2.3 ± 8.0	-0.28 ± 0.97
Tuyuk	5.2	-21.9 ± 12.2	-0.48 ± 0.27	5.0	-56.3	-5.5 ± 8.0	-0.49 ± 0.71
Top-Karagay*	3.7	-23.3 ± 12.2	-0.40 ± 0.21	3.3	-53.6	-7.2 ± 8.0	-0.42 ± 0.47
Ak-Say	4.8	-22.4 ± 12.2	-0.58 ± 0.32	4.5	-76.7	-3.3 ± 8.0	-0.35 ± 0.85
Uchitel	2.2	-15.3 ± 12.2	-0.38 ± 0.30	2.0	-40.9	-8.2 ± 8.0	-0.60 ± 0.59
All	39.2	-20.5 ± 12.2	-0.45 ± 0.27	34.5	-45.6	-5.1 ± 8.0	-0.42 ± 0.66

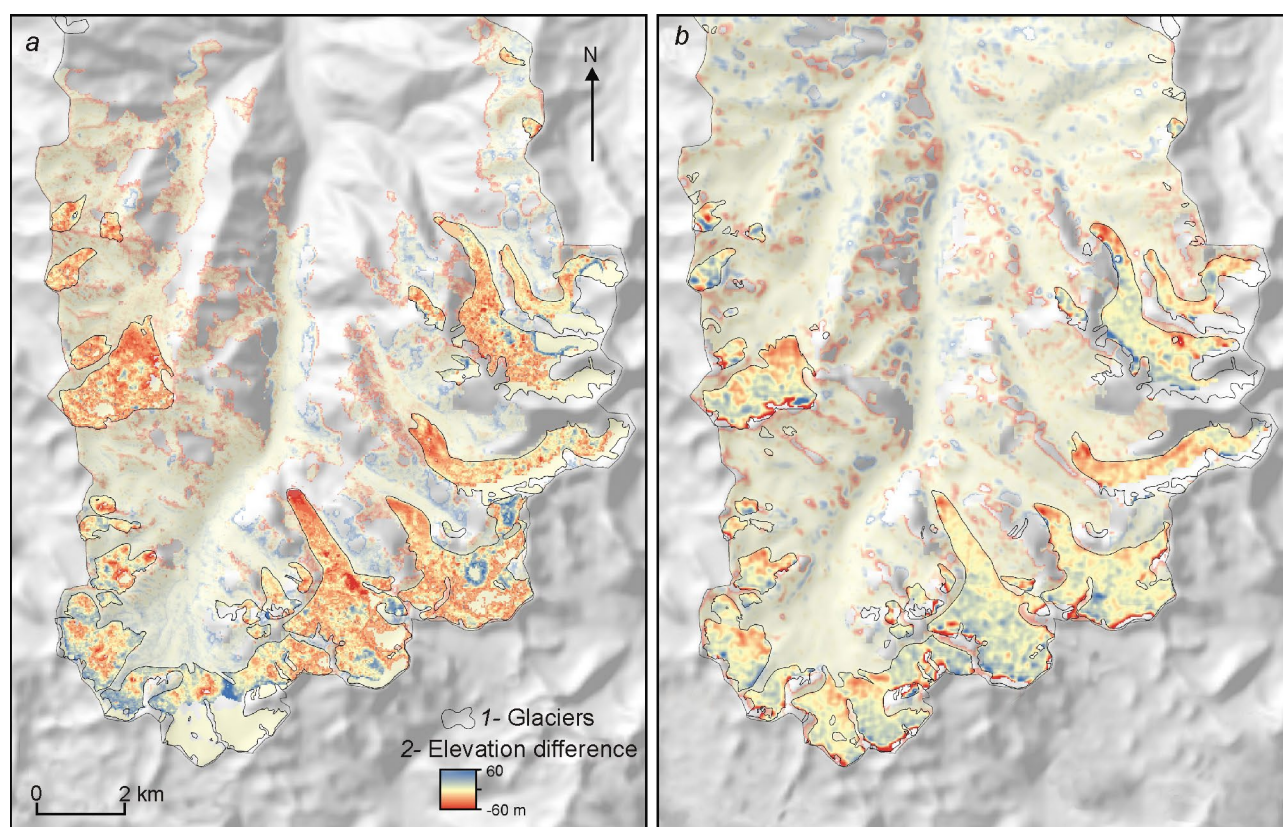


Fig. 5. DTM differences for the study area 1964–1999 (a), 1999–2012 (b)

Рис. 5. Разница ЦМР (цифровых моделей рельефа) для района исследования в 1964–1999 (a) и 1999–2012 гг. (b): 1 – границы ледников; 2 – разница высоты поверхности, м

ALOS) [35]. The glacier shrinkage is less than the reported 28.1% for the neighbouring Sokuluk watershed in the Kyrgyz Range for the period 1963 to 2000 [36]. The discrepancy can likely be explained by the overall significant smaller glacier size of the Sokuluk glaciers (0.41 km^2 on average to 0.81 km^2 in Ala Archa Valley). The glacier area loss is less in the dryer inner and central ranges of the Tien Shan with predominant summer precipitation where re-

ported area loss varies between $0.30\% \text{ a}^{-1}$ for 1965 to 2003 [31] and less than 0.1% for parts of Central Tien Shan [38].

This study shows the suitability of stereo Corona to generate DTMs and to assess glacier mass changes since the 1960s after careful co-registration. The terrain features are in general well represented and the glacier tongues can well be identified in the DTM difference image. Hence, stereo Corona has a high

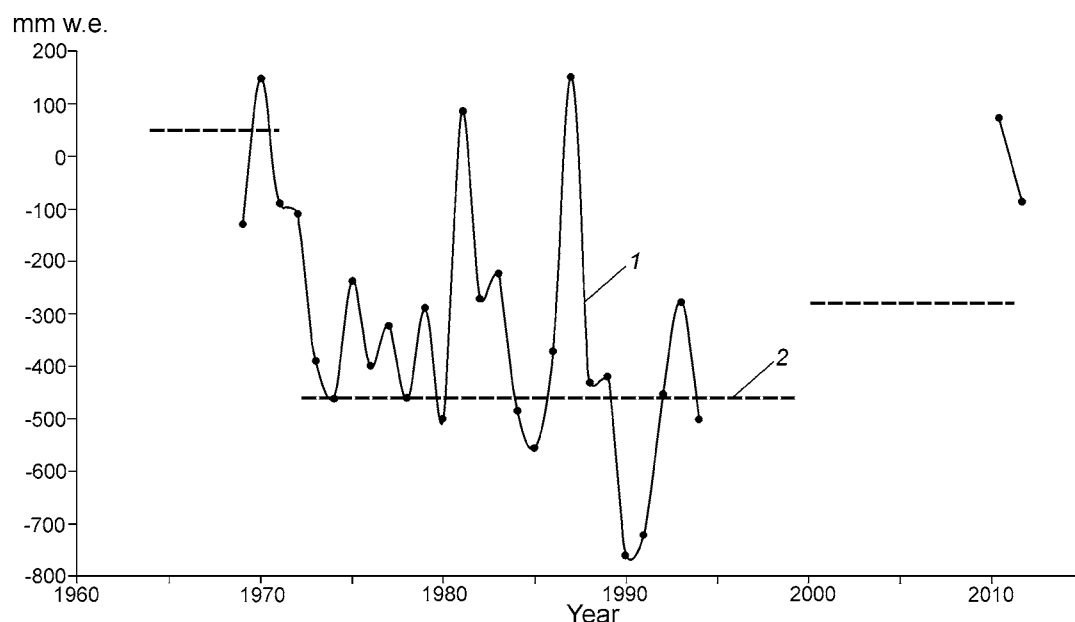


Fig. 6. Comparison of existing in-situ data (source: WGMS and CAIAG) (1) to the obtained geodetic mass balances of Golubin Glacier (2)

Рис. 6. Сравнение данных прямых измерений (источник: WGMS и ЦАИИЗ) (1) и полученного геодезического баланса массы ледника Голубина (2)

potential to significantly improve the knowledge of glacier mass changes during the last decades. While few studies use Corona to assess glacier length and area changes in Asia [e.g. 10, 35, 44] the application to volume changes since the publication of the pilot study by [12] is still very limited or restricted to small glacier parts [e.g. 32]. Similar, stereo declassified Hexagon data, which has a larger footprint, a resolution well below 10 m and is available since the mid 1970s, has huge potential especially of the territory of the former USSR, China and adjacent regions [48]. However, its application is also limited to a handful of publications with respect to glaciology [e.g. 14, 27, 43]. Soviet topographic maps have also been successfully applied to assess past glacier volume changes [3, 7]. DTM can also be generated from topographic maps to DTM generation using ASTER data is well established but the typical accuracy in mountainous terrain is ± 15 m or even worse [49]. However, careful co-registration and bias correction can improve the accuracy [37] making the ASTER DTMs not only suitable to detect significant volume changes for larger glaciers with a strong signal. The theoretical uncertainty as calculated based on the NMAD is especially for the comparison of the ASTER and SRTM DTM larger than the signal. However, the volume loss of the glacier tongues can be well identified from

the surrounding stable terrain. This is similar also for the Corona DTMs and gives along with the general good agreement to the existing field measurements [1, 50] confidence about the reliability of the presented results.

The revealed mass loss of 0.46 ± 0.24 m w.e.⁻¹ is slightly higher than the existing mass balance measurements with a mean value of -0.33 m w.e.⁻¹ for 1969 to 1994 [1, 50] but agrees well within the uncertainty. The reconstructed mass balance showed on average a slight mass gain from the late 1950s until 1970 [1] which is also in agreement with the results from the geodetic investigations despite the large uncertainty. For the period 1999 until 2012, a reduced mass loss was found which was likely due to increased accumulation identified in an elevation gain in the upper reaches of the glacier. Higher accumulation led also to a slight mass gain as measured for the mass balance year 2011 [50]. A slightly less negative mass balance in the first decade of the 21st century than the decades before were also measured at Tuyuksu Glacier [50] in Ile Alatau, reported for the Central Tien Shan based on geodetic measurements [43, 45] and is also likely for other High Asian mountain ranges such as the Himalaya [16].

One important uncertainty is the unknown penetration of the c-band radar beam used for the SRTM

DTM into snow and ice. I assumed a penetration of 2 metres which is in the range of the values estimated for the Himalaya and adjacent regions [26]. Comparing SRTM-C band with the X-band DTM (x-band has a much shorter wavelength than the c-band and, hence, only little penetration into snow and ice) for the same time revealed values of below 2 m in the ablation regions but values up to 5 m in the accumulation region [45]. An average penetration of 4 m instead of 2 m would lead to $0.13 \text{ mm w.e.}^{-1}$ higher mass loss for 1999–2012 and a lower loss for the earlier period.

The applied method to estimate the glacier volume has likely similar uncertainties than the widely used area-volume scaling method [4, 8] in case the glacier outlines are of good quality. Unfortunately, in situ measurements were not available for the study region for calibration and validation. However, results of the same model applied for the Swiss Alps are in good agreement with measured thickness data [33]. Further advantages of the applied method are that it is physically based and variations of glaciers with the same size are captured. Ak-Say Glacier has likely a higher volume ($0.35 \pm 0.10 \text{ km}^3$) than Tuyuk Glacier ($0.28 \pm 0.08 \text{ km}^3$) although it is 0.5 km^2 smaller (see Table 4). In addition, the distribution of the glacier thickness and overdeepenings can be identified. This is important for modelling the glacier recession and identifying possible future hazards [33]. Almost all glaciers show these overdeepenings which potentially could be filled by water with further glacier recession and hence, new potentially dangerous lakes could develop. Assuming similar mass loss rates of $\sim 0.45 \text{ m w.e. a}^{-1}$ for the future, the glaciers might disappear within the next 100 years.

Acknowledgements. This study was conducted within the framework of the project «Spaceborne glacier monitoring of the Aksu-Tarim catchment (Xinjiang/China, Kyrgyzstan)» funded by Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, Code BO 3199/2–1) and the Glaciers_cci project funded by European Space Agency (ESA, code (400010177810IAM)). I thank A. Ender (Technische Universität Dresden) for the generation of the Corona DTMs, T. Strozzi (GAMMA RS) for providing the PALSAR coherence image, T. Pieczonka (Technische Universität Dresden) for support with the co-registration, A. Linsbauer (Universität Zürich) for the calculation of the glacier bed topography, and S. Kutusov (Inst. Geogr., RAS) for the Russian translation. I am grateful to V. Kuzmichenok (†, formerly

IWP, Bishkek) and B. Moldobekov (CAIAG, Bishkek) for cooperation. The financial support of the attendance of the World Forum «Snow–2014», held January 2014 in Novosibirsk, where this paper was presented, is also acknowledged. The ASTER data were obtained for free from USGS under the Umbrella of the GLIMS project.

References

1. Айзен В.Б. Реконструкция баланса массы ледника Голубина // МГИ. 1988. № 62. С. 119–125.
2. Больх Т., Марченко С.С. Значение ледников, каменных глетчеров и богатой льдом мерзлоты Северного Тянь-Шаня как водонапорной башни в условиях изменения климата // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы Междунар. семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии». 28–30 ноября 2006 г. / Ред. И.В. Северский. Алматы, 2007. С. 215–229.
3. Кутузов С.С. Изменение площади и объема ледников хр. Терской Ала-Тоо во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 5–14.
4. Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И. Об оценке объема льда горных ледников // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 5–15.
5. Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Aizen E.M., Melack J.M. Characteristics of runoff formation at the Kirgizskiy Alatau, Tien Shan // IAHS Publication. 1995. V. 228. P. 413–430.
6. Aizen V.B., Aizen E.M., Melack J.M. Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan // Journ. of Hydrology. 1996. V. 186. P. 229–251.
7. Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E.M. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data // Global and Planetary Change. 2007. V. 56. P. 328–340.
8. Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S.D. The physical basis of area volume scaling // Journ. of Geophys. Research. 1997. V. 102. P. 20,355–20,362.
9. Berthier E., Arnaud Y., Kumar R., Ahmad S., Wagnon P., Chevallier P. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India) // Remote Sensing of Environment. 2007. V. 108. P. 327–338.
10. Bhambri R., Bolch T., Chaujar R.K., Kulshreshtha S.C. Glacier changes in the Garhwal Himalayas, India 1968–2006 based on remote sensing // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. P. 543–556.
11. Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data // Global and Planetary Change. 2007. V. 56. P. 1–12.
12. Bolch T., Buchroithner M.F., Pieczonka T., Kunert A. Planimetric and volumetric Glacier changes in Khumbu Hima-

- laya since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data // *Journ. of Glaciology*. 2008. V. 54. P. 592–600.
13. Bolch T., Menounos B., Wheate R.D. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985–2005 // *Remote Sensing of Environment*. 2010. V. 114. P. 127–137.
 14. Bolch T., Yao T., Kang S., Buchroithner M.F., Scherer D., Maussion F., Huintjes E., Schneider C. A glacier inventory for the western Nyainqentanglha Range and Nam Co Basin, Tibet, and glacier changes 1976–2009 // *Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 419–433.
 15. Bolch T., Pieczonka T., Benn D.I. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal, Himalaya) derived from stereo imagery // *Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 349–358.
 16. Bolch T., Kulkarni A., Kääb A., Huggel C., Paul F., Cooley J.G., Frey H., Kargel J.S., Fujita K., Scheel M., Bajracharya S., Stoffel M. The state and fate of Himalayan glaciers // *Science*. 2012. V. 336. P. 310–314.
 17. Cao M. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains // *Journ. of Glaciology*. 1998. V. 44. P. 352–358.
 18. Cuffrey K., Paterson, W.S.B. *The Physics of Glaciers*. 4th edition. Academic Press, 2010. 704 p.
 19. Dashora A., Lohani B., Malik J.N. A repository of earth resource information – CORONA satellite programme // *Current Science*. 2007. V. 92. P. 926–932.
 20. Ding Y., Liu S., Li J., Shangguan D. The retreat of glaciers in response to recent climate warming in western China // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 43. P. 97–105.
 21. Ender A. Glacier volume and mass balance in the Ala Archa National Park (Kyrgyz Ala-Too/Kyrgyzstan). Diploma thesis, TU Dresden. 2010. 110 p.
 22. Farinotti D., Huss M., Bauder A., Funk M., Truffer M. A method to estimate ice volume and ice thickness distribution of alpine glaciers // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. P. 422–430.
 23. Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D. The Shuttle Radar Topography Mission // *Review Geophysics*. 2007. V. 45. RG2004. doi: 10.1029/2005RG000183.
 24. Frey H., Paul F., Strozzi T. Compilation of a glacier inventory for the western Himalayas from satellite data: methods, challenges, and results // *Remote Sensing of Environment*. 2012. V. 124. P. 832–843.
 25. Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y. Impact on resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing // *Journ. of Glaciology*. 2012. V. 58. P. 419–422.
 26. Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., Kääb A. Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011 // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 1263–1286.
 27. Grant K.L., Stokes C.R., Evans I.S. Identification and characteristics of surge-type glaciers on Novaya Zemlya, Russian Arctic // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. P. 960–972.
 28. Haeberli W., Hoelzle M. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps // *Annals of Glaciology*. 1995. V. 21. P. 206–212.
 29. Hagg W., Braun L., Kuhn M., Neesgaard T.I. Modelling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments // *Journ. of Hydrology*. 2007. V. 332. P. 40–53.
 30. Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 877–887.
 31. Kutuzov S., Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terske-Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century // *Global and Planetary Change*. 2009. V. 69. P. 59–70.
 32. Lamsal D., Sawagki T., Watanabe T. Digital terrain modelling using Corona and ALOS PRISM data to investigate the distal part of Imja Glacier, Khumbu Himal, Nepal // *Journ. of Mountain Sciences*. 2011. V. 8. P. 390–402.
 33. Linsbauer A., Paul F., Haeberli W. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach // *Journ. of Geophys. Research*. 2012. V. 117. F03007. doi: 10.1029/2011JF002313.
 34. McDonald R.A. CORONA: Success for space reconnaissance. A look into the Cold War, and a revolution for intelligence // *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*. 1995. V. 61. P. 689–720.
 35. Narama C., Kääb A., Duishonakunov M., Abdrakhmatov K. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (1970), Landsat (2000), and ALOS (2007) satellite data // *Global and Planetary Change*. 2010. V. 71. P. 42–54.
 36. Niederer P., Bilenko V., Ershova N., Hurni H., Yerokhin S., Maselli D. Tracing glacier wastage in the Northern Tien Shan (Kyrgyzstan/Central Asia) over the last 40 years // *Climatic Change*. 2008. V. 86. P. 227–234.
 37. Nuth C., Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change // *Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 271–290.
 38. Ozmonov A., Bolch T., Xi C., Wei J., Kurban A. Glaciers characteristics and changes in the Sary-Jaz River Basin (Central Tien Shan) 1990–2010 Remote Sensing Letters // *Remote Sensing Letters*. 2013. V. 4. P. 725–734.
 39. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W. The new remote sensing derived Swiss Glacier Inventory: I. Methods // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 34. P. 355–361.
 40. Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed

- with satellite data // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31. L21402. doi: 10.1029/2004GL020816.
41. Paul F., Haeberli W. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. L21502. doi: 10.1029/2008GL034718.
 42. Pieczonka T., Bolch T., Buchroithner M.F. Generation and evaluation of multitemporal digital terrain models of the Mt. Everest area from different optical sensors // *ISPRS Journ. of Photogrammetry*. 2011. V. 66. P. 927–940.
 43. Pieczonka T., Bolch T., Wei J., Liu S. Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery // *Remote Sensing of Environment*. 2013. V. 130. P. 233–244.
 44. Schmidt S., Nüsser M. Changes of High Altitude Glaciers from 1969 to 2010 in the Trans-Himalayan Kang Yatze Massif, Ladakh, Northwest India // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2012. V. 44. P. 107–121.
 45. Shangguan D., Bolch T., Ding Y., Pieczonka T., Kröhnert M., Wetzel H.-U., Liu S. Elevation changes of Inylchek Glacier during 1974–2007, Central Tian Shan, Kyrgyzstan derived from remote sensing data // *Cryosphere Discussion*. 2014. V. 8. P. 2573–2610.
 46. Solomina O., Barry R., Bodnya M. The retreat of Tien Shan glaciers (Kyrgyzstan) since the Little Ice Age estimated from aerial photographs, lichenometric and historical data // *Geogr. Annals. A*. 2004. V. 86. P. 205–216.
 47. Sorg A., Bolch T., Stoffel M., Solomina O., Beniston M. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia) // *Nature Climate Change*. 2012. V. 2. P. 725–731.
 48. Surazakov A., Aizen V.B. Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery // *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*. 2010. V. 76. P. 603–608.
 49. Toutin T. ASTER DEMs for geomatic and geoscientific applications: a review // *Intern. Journ. of Remote Sensing*. 2008. V. 29. P. 1855–1875.
 50. WGMS. Glacier Mass Balance Bulletin No. 12 (2010–2011) / Eds. M. Zemp, S.U. Nussbaumer, K. Naegeli, I.F. Gärtner-Roer, P.M. Hoelzle, W. Haeberli. ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO. Zürich, Switzerland: World Glacier Monitoring Service, 2013. 106 p.
 51. Zemp M., Jansson P., Holmlund P., Gärtner-Roer I., Koblet T., Thee P., Haeberli W. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959–99) Pt. 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances // *Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 345–357.

Изменение площади и массы ледников в долине Ала-Арча в Киргизском хребте на Северном Тянь-Шане с 1964 г.

Ледники — важный источник пресной воды в Средней Азии, поскольку максимальный ледниковый сток отмечается в летние месяцы, когда количество осадков минимально, а потребности в воде — максимальны. Многие исследования посвящены изменению площади ледников Тянь-Шаня, однако для оценки речного стока и влияния климатических изменений необходимы данные об изменении массы льда. Несмотря на важность таких исследований, до сих пор подобные работы выполнены лишь на небольшом числе ледников. Оценки баланса массы геодезическими методами могут дополнить и продлить существующие ряды прямых измерений на ледниках. В данной работе оценены изменения площади и массы ледников, расположенных в долине Ала-Арча в Киргизском Тянь-Шане, с помощью стереоснимков спутника Corona 1964 и 1971 гг., стереоснимков ASTER 2012 г., цифровой модели земной поверхности SRTM, а также других оптических данных, среди которых — LANDSAT ETM+ или RapidEye. Дополнительно было выполнено моделирование толщины льда исходя из напряжения сдвига на ложе и рельефа поверхности ледников. Результаты показали, что с 1964 по 2010 г. ледники непрерывно сокращались и потеряли $18,3 \pm 5,0\%$ общей площади. Средний баланс массы составлял $-0,45 \pm 0,27$ м в.э. в год для периода с 1964 по 1999 г. и $-0,42 \pm 0,66$ м в.э. в год в 1999–2012 гг. Для ледника Голубина зарегистрировано незначительное накопление массы в 1964–1971 гг. и замедление сокращения массы в 1999–2012 гг. Эти результаты согласуются с существующими данными прямых измерений баланса массы, проводившихся с 1962 по 1994 г. и с 2010 г. По состоянию на 2000 г. общий объём льда составлял $1,56 \pm 0,47$ км³. Таким образом, если масса льда будет сокращаться с такой же скоростью, то к 2100 г. ледники в районе исследования полностью растают.

Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай)

© 2015 г. Т.С. Папина¹, Н.С. Малыгина¹, Т.А. Бляхарчук³, Г.И. Ненашева²,
Н.А. Рябчинская², А.Н. Эйрих¹

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул; ²Алтайский государственный университет, Барнаул;

³Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск

papina@iwep.ru

Isotopic composition and pollen spectra of precipitation and ice at the edge part of Korumdu Glacier (North Chu ridge, Altai Mountains)

T.S. Papina¹, N.S. Malygina¹, T.A. Blyakharchuk³, G.I. Nenasheva², N.A. Ryabchinskaya², A.N. Eyrikh¹

¹Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul; ²Altai State University, Barnaul;

³Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk

Статья принята к печати 23 мая 2014 г.

Биоаэрозоли, изотопный состав атмосферных осадков и ледников, палинологические спектры.

Isotopic composition of precipitation and glaciers, palynological spectra, primary biological aerosol particles (PBAP).

На примере изучения изотопного состава и палиноспектров краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай), а также атмосферных осадков, выпадавших в этом ледниковом бассейне, обоснована возможность идентификации источников и путей поступления осадков (влаги) в нивально-гляциальные области Алтая. Показано, что результаты изотопного и спорово-пыльцевого анализа атмосферных осадков конкретных единичных событий и обратные траектории движения воздушных масс (модель HYSPLIT) позволяют получать объективную информацию о генезисе приходящей в Алтайский регион атмосферной влаги, а также определять источники поступления пыльцы растений на территорию изучаемого региона.

The article presents the results of study of the isotopic composition and pollen spectra in the edge part of Korumdu Glacier (North Chu ridge, Altai Mountains), as well as atmospheric precipitation, in order to identify the sources and path of precipitation in the nival-glacial zone of Altai.

Введение

Изотопный состав и палинологические спектры атмосферных осадков и поверхностного льда высокогорных ледников в совокупности с данными по макроциркуляционным процессам позволяют надёжно идентифицировать источники формирования влаги во внутриконтинентальных районах как на глобальном, так и на региональном уровнях. Пыльцевые спектры атмосферных осадков и ледникового льда содержат также важную информацию о палинологической составляющей первичных биоаэрозолей (primary biological aerosol particles — PBAP), интерес к изучению которых в последние десятилетия во всем мире значительно возрос [14]. Это связано с тем, что многие исследователи предполагают, что первичные биоаэрозоли, представляя собой ядра конденсации, значительно влияют на процесс формирования облачности и осадков, а соответственно и на гидрологические циклы и климат, в первую очередь на региональном уровне [13, 18, 19].

Для нивально-гляциальных областей актуальность изучения взаимодействия атмосферных

осадков и ледниковых комплексов обусловлена необходимостью определения вклада различных типов питания при оценке водно-ресурсного потенциала этих территорий. Предполагается, что в районах горного оледенения происходит многолетнее перераспределение атмосферных осадков, которое может вызывать значительное изменение суммарного стока с территории и, естественно, многолетнего и годового водного баланса [9, 11]. Многие авторы считают, что задачу оценки составляющих водного баланса в горно-ледниковых регионах можно успешно решить с помощью изучения изменений изотопного состава ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) ледникового льда, поверхностных вод и атмосферных осадков [20]. Поскольку атмосферные осадки служат исходным источником формирования других составляющих водного баланса территории, их всестороннему изучению при проведении исследований такого рода уделяют особое значение.

Цель настоящей работы — обоснование возможности использования данных палинологического и изотопного состава атмосферных осадков и ледникового льда для определения ис-

точников и путей поступления влаги (осадков) и пыльцы растений в нивально-гляциальные области Алтая (на примере краевых частей ледника Корумду, расположенного в горно-ледниковом бассейне массива Биш-Иирду, Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай).

Район исследований

Алтай расположен в западной части Алтае-Саянской горной страны. На севере территория граничит с Западно-Сибирской равниной. Западная и юго-западная границы выражены менее чётко, при этом веерообразно расположенные снижающиеся горные хребты Алтая постепенно сменяются казахским мелкосопочником (рис. 1). На юге и юго-востоке Алтай примыкает к Монгольскому Алтаю по линии пограничного массива Табын-Богдо-Ола и отходящих от него хребтов, на востоке граничит с районами Тувы. Северо-восточная граница с Западным Саяном и Горной Шорией проведена условно по водоразделам бассейнов рек Бии, Абакана и Томи.

К наиболее приподнятой части Алтая относится Центральный Алтай. Своеобразие его природных условий во многом определяют рельеф и геологическое строение территории. В пределах Центрального Алтая выделяют две горные цепи: северную и южную. Южная цепь образована Южно-Чуйским и Катунским хребтами, а также хребтом Листвяга; северная — Северо-Чуйским и Теректинским хребтами. Для Центрального Алтая характерны большие контрасты в рельефе отдельных территорий. Основное ядро — Катунский хребет с высшей точкой Алтая горой Белуха (4506 м), Северо-Чуйский (4173 м) и Южно-Чуйский (3960 м) хребты. Все эти хребты имеют альпийский облик, сильно расчленены и покрыты снежниками и ледниками [1, 2].

Наиболее крупные центры оледенения сосредоточены в Катунском, Южно-Чуйском и Северо-Чуйском хребтах. Для этих хребтов характерно оледенение альпийского типа с преобладанием долинных и карово-долинных ледников. Ледники по территории распространены неравномерно и группируются вокруг наиболее высоких вершин и массивов (гора Белуха, массив Биш-Иирду, гора Иикту). Ледник Корумду, расположенный на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта (см. рис. 1), относится к

одному из наиболее крупных горно-ледниковых бассейнов массива Биш-Иирду [1, 4].

Согласно геоботаническому районированию Алтая, выполненному А.В. Куминовой (1960 г.), исследуемый район относится к Алтае-Саянской провинции подпровинции Центральный Алтай, входит в Центрально-Алтайский высокогорный округ Чуйского высокогорного района. Территория данного геоботанического округа захватывает весь высокогорный пояс Чуйского и Катунского хребтов. Для данного округа характерен также лесной пояс, который присущ главным образом верхним частям северных склонов и небольшим участкам степей. Высокогорный пояс имеет наиболее разнообразный формационный состав: вблизи лесной границы он представлен кедром, а на востоке Чуйского хребта — лиственницей. В Чуйском хребте в отличие от Катунского хребта субальпийские луга отсутствуют, а альпийские луга занимают незначительные площади. В обширных понижениях верховий речных долин, преимущественно на месте исчезнувших водоёмов, развиваются высокогорные осоково-пушицевые болота, а по окраинам — субальпийские заболоченные луга. Высокогорная тундра представлена во всех своих вариантах, при этом наибольшие пространства занимает каменистая тундра [6].

Методика исследований

Отбор проб. Образцы поверхностного льда ледника Корумду и талых вод, стекающих по его поверхности, отобраны 5 июля 2013 г. на высоте около 2200 м. Первая точка отбора (проба 1) находилась в языковой части ледника на расстоянии 15 м от его конца (высота 2296 м), вторая (проба 2) — в 1,5 м вверх по склону (высота 2297 м). Обе пробы отбирали на глубину 10 см и после отбора тщательно перемешивали. Пробу талых вод (проба 3) отбирали в ручье, стекающем по языку ледника в нескольких метрах от места отбора ледниковых проб. Отбор проб атмосферных осадков вели с помощью ловушки Таубера на высоте 1883 м в 8,5 км северо-восточнее точек отбора ледниковых проб. Атмосферные осадки 7 и 8 июля 2013 г. (пробы 4 и 5) были незначительные (не более 2 мм в каждые сутки), а по данным Гидрометцентра России [22], ни одна метеорологическая станция Республики Алтай не зафиксировала выпадение осадков в эти даты. По данным близ-

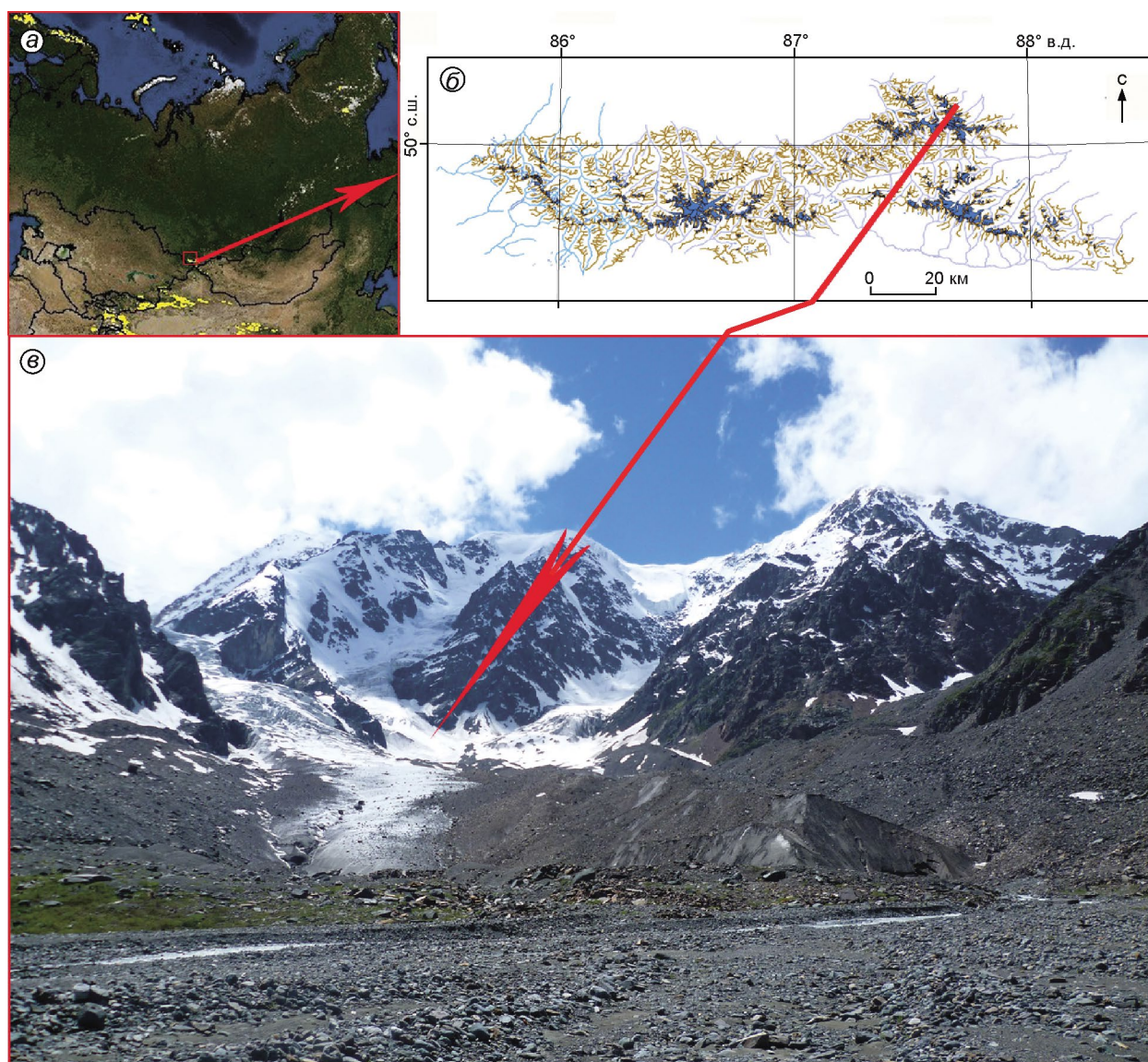


Рис. 1. Район исследований:

a – местоположение района исследований (взято из [23]); *б* – карта ледников Центрального Алтая [5]; *в* – горно-ледниковый бассейн Корумду (фото Н.А. Рябчинской)

Fig. 1. Study area:

a – study area location (picture from [23]); *b* – map of the Central Altai glaciers [5]; *c* – Korumdu Glacier basin (photo by N.A. Ryabchinskaya)

лежащих метеостанций, во время отбора осадков 16 июля (проба 6) отмечалось ливневое выпадение осадков с существенным понижением температуры (в среднем на 5 °С), при этом на месте отбора пробы осадки выпадали в течение 18 часов.

Изотопный анализ. После отбора пробы ледникового льда были растоплены при комнатной температуре и, как и пробы атмосферных осадков, помещены в пластиковые герметично закрывающиеся контейнеры. Все пробы до начала

анализа хранили в холодильнике. Определение стабильных изотопов (δD и $\delta^{18}O$) в пробах атмосферных осадков и талого льда проводили методом лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии в Химико-аналитическом центре Института водных и экологических проблем СО РАН на приборе PICARRO L2130-i, оснащённом системой WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy). Наряду с высокой точностью определения, к отличительной особенно-

сти PICARRO L2130-i относительно предыдущих серий прибора относится его высокая стабильность (низкий уровень дрейфа), исключающая необходимость многократных калибровок и позволяющая повысить точность определения за счёт дополнительного усреднения значений анализируемого образца. В нашей работе точность определения (1σ , $n = 6$) δD и $\delta^{18}O$ была равна соответственно $\pm 0,4$ и $\pm 0,1\text{‰}$. В качестве внутренних стандартов использовались проба воды Телецкого озера (Республика Алтай) и проба талого льда с хр. Сунтар-Хаята (Якутия), которые были откалиброваны относительно Международного стандарта V-SMOW2 (МАГАТЭ). Для подтверждения правильности выполненных нами измерений проведены параллельные анализы проб воды Телецкого озера в лаборатории Ресурсного центра «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета. Полученные результаты показали соответствие значений в рамках допустимых для каждой лаборатории аналитических погрешностей измерений.

Спорово-пыльцевой анализ. Спорово-пыльцевые спектры выделяли из проб атмосферных осадков (отбор от 16 июля), растопленного льда и воды ледникового ручья при фильтрации через мембранные фильтры с диаметром пор 1 мкм. Осадок с фильтра смывали небольшим количеством дистиллированной воды в стеклянные ёмкости, а затем обрабатывали на центрифуге пять минут при 1500 об/мин. В полученный осадок добавляли несколько капель глицерина до получения однородной суспензии. После тщательного перемешивания каплю суспензии наносили на предметное стекло, окрашивали фуксином и закрывали покровным стеклом. Полученные препараты просматривали на световом микроскопе ЛОМО МИКМЕД-1 при увеличении в 400 раз. Для определения форм пыльцы использовали отечественные и зарубежные атласы и определители пыльцы [3, 7, 8].

Результаты исследований

На рис. 2 приведены значения изотопного состава ледникового льда и выпавших в изучаемом ледниковом бассейне атмосферных осадков. Видно, что изотопный состав анализируемого льда достаточно однороден, при этом изотопный состав осадков, выпавших 7, 8 и 16 июля (соот-

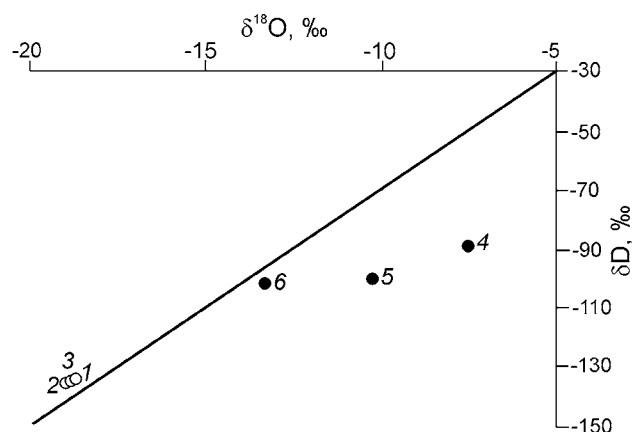


Рис. 2. Соотношение $\delta^{18}O$ и δD в поверхностном льду (пробы 1–2), талых водах (проба 3) и атмосферных осадках (пробы 4–6) бассейна ледника Корумду. Для сравнения приведена глобальная линия метеорных вод [21]

Fig. 2. $\delta^{18}O$ and δD ratio in the surface glacier ice (points 1–2), melt waters (points 3) and precipitation (points 4–6) in the Korumdu Glacier basin. For comparison, the global meteoric water line (GMWL) [21]

ветственно пробы 4–6), существенно различается между собой. Наиболее близкое соотношение $\delta^{18}O$ и δD к глобальной линии метеорных вод получено для проб с поверхности ледника (пробы 1–3) и пробы осадков, взятой 16 июля (проба 6). Отметим, что ледниковый лёд изотопно обогачён относительно выпадавших осадков.

В таблице приведены результаты спорово-пыльцевого анализа ледниковых проб и пробы атмосферных осадков. Палиноспектры ледниковых проб характеризуются доминированием пыльцы сибирского кедра (*Pinus sibirica*) — до 40,5–49,1%. В пробе воды из ручья, стекающего с ледника, доминирует пыльца карликовой берёзки (*Betula sect. Nanae*). Пыльца травянистых растений, выделенная из ледниковых проб, характеризует главным образом состав местных фитоценозов (*Asteraceae*, *Rosaceae*, *Artemisia sp.*, *Chenopodium sp.*). Таким образом, основные компоненты пыльцевого спектра ледниковых проб представлены типичными представителями горной флоры Центрального Алтая и отражают растительность вертикальных поясов мест отбора проб.

При анализе атмосферных осадков, выпавших 16 июля 2013 г., установлено несколько меньшее видовое разнообразие палиноспектров по сравнению с результатами анализа ледниковых проб. Это объясняется тем, что лед-

Палиноспектры ледниковых проб (пробы 1–3) и атмосферных осадков (проба 6) в бассейне ледника Корумду*

Компонент палиноспектра	Содержание компонентов, % от общего количества пыльцы в пробе			
	проба 1	проба 2	проба 3	проба 6
<i>Abies sp.</i>	—	—	—	1,39
<i>Larix sp.</i>	1,75	2,53		1,39
<i>Picea sp.</i>	—	3,80		—
<i>Pinus sibirica</i>	49,12	40,51		19,44
<i>Pinus sylvestris</i>	1,75	2,53		16,67
<i>Alnus sp.</i>	—	—		15,28
<i>Betula sect. Albae</i>	3,51	7,59	11,11	—
<i>Betula sect. Nanae</i>	—	—	59,26	2,78
<i>Betula sect. Fruticosa</i>	3,51	—	—	—
<i>Rosaceae</i>	10,53	8,86		
<i>Ephedra sp.</i>	3,51	6,33		
<i>Asteraceae</i>	10,53	6,33		
<i>Artemisia sp.</i>	8,77	8,86	7,41	
<i>Carex sp.</i>	1,75	—	3,70	
<i>Chenopodium sp.</i>	3,51	7,59	14,81	—
<i>Poaceae</i>	—			29,17
<i>Thalictrum sp.</i>				5,56
<i>Urtica sp.</i>				8,33
<i>Lycopodium sp.</i>	1,75	5,06	3,70	—

*Прочерк — не обнаружено.

никовые комплексы содержат интегральную (многолетнюю) информацию в отличие от единичных проб осадков, характеризующих текущее состояние палинологических условий окружающей среды. В пробах осадков доминирует пыльца злаков (*Poaceae*), а также ольховника (*Alnus sp.*), василисника (*Thalictrum sp.*) и крапивы (*Urtica sp.*). В спектрах атмосферных осадков полностью отсутствовала характерная для ледниковых проб пыльца полыни (*Artemisia sp.*), массовое цветение которой приходится на конец июля — август. Отметим также, что в палиноспектре атмосферных осадков существенная часть приходится на пыльцу сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), хотя в ледниковых пробах отмечались лишь единичные её представители.

Обсуждение результатов

Изотопный состав ледниковых проб и атмосферных осадков позволяет получить представление об источниках влаги, поступающей в изучаемый ледниковый бассейн [20]. Дополнительным

маркером возможных источников влаги и траектории движения воздушных масс, приносящих осадки в изучаемый регион, может выступать спорово-пыльцевой состав атмосферных осадков [17]. На основе анализа региональных макроциркуляционных процессов показано, что на Алтай, расположенный в центре Евразийского материка, около 30% влаги приходит с юго-западными циклонами (источник влаги Арало-Каспийский регион), а 70% — с западным переносом и ультраполярными вторжениями (основной источник влаги — Атлантический океан) [12, 16].

При прохождении арало-каспийских и атлантических воздушных масс в глубь материка за счёт обмена с подстилающей поверхностью исходный состав атмосферной влаги (химический, изотопный и др.) изменяется, и масштаб этих изменений зависит от траектории движения воздушных масс и природно-климатических условий транзитных территорий. При этом часть спорово-пыльцевого спектра атмосферных осадков, связанная со средним и дальним переносом, может идентифицировать возможные дополнительные источники влаги на пути движения воздушных масс (существование восходящих воздушных потоков, увлекающих как водяной пар, так и споры, и пыльцу растений). Например, ранее мы установили, что временные ряды концентраций биологических объектов (диатомовых, цист, спор и пыльцы растений) в слоях ледникового керна с горы Белуха обладают хорошими прокси-данными высокого разрешения (до одного года), отражающими изменения в структуре осадков Алтайского региона [19].

В настоящей работе мы ставили перед собой, по сути, методическую задачу — обосновать возможность комплексного использования данных изотопного и споро-пыльцевого состава атмосферных осадков для изучения генезиса атмосферной влаги, поступающей в нивально-гляциальные зоны Алтая, чтобы в дальнейшем, подключая данные изотопного состава и спорово-пыльцевых спектров ледникового снега и льда, можно было оценивать как процессы аккумуляции и абляции, так и водный баланс на различных участках изучаемой территории.

За время проведения летней экспедиции (29.06.13 — 20.07.13) в районе исследования (ледниковый бассейн Корумду) осадки выпадали три раза, при этом изотопный состав атмосферных

осадков существенно отличался от изотопного состава ледниковых проб. В отобранных нами ледниковых пробах изотопные соотношения δD и $\delta^{18}O$ были очень близки: $-135,2 \div -136,0\text{‰}$ и $-18,7 \div -18,9\text{‰}$ соответственно. В атмосферных осадках изотопные соотношения для δD изменялись от $-88,5$ до $-101,2\text{‰}$, для $\delta^{18}O$ — от $-7,55$ до $-13,4\text{‰}$; наиболее тяжёлыми были осадки, отобранные 7 июля (см. рис. 2). Во всех атмосферных осадках отмечаются низкие значения d_{exs} (менее 10‰), характерные для вод, подвергавшихся испарительному фракционированию [4].

Из литературных источников известно, что изотопное соотношение $\delta^{18}O$ в годовых слоях холодного ледника Белуха (Катунский хребет, высота более 4000 м), расположенного в 100 км от тёплого ледника Корумду, за период 1900–2000 гг. варьировало от -18 до -10‰ и в среднем составляло $-12,3\text{‰}$ [15]. Таким образом, изотопный состав ледниковых проб, отобранных на языке ледника Корумду, значительно облегчён относительно слоёв ледникового ядра горы Белуха. Такое отличие, в первую очередь, может быть связано с разными условиями аккумуляции этих ледников. Основной источник влаги при формировании слоёв ледника Корумду — атмосферные осадки холодного периода года, так как летом в этом районе осадки чаще всего выпадают в виде дождя. На поверхность холодного ледника Белуха осадки в течение всего года выпадают в виде снега, поэтому его ледовые слои формируются за счёт наиболее обильных осадков тёплого (с марта по ноябрь) периода года [15]. Косвенно это предположение подтверждает, что изотопное соотношение $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках, выпавших в ледниковом бассейне Корумду в июле 2013 г., хорошо согласуется с данными изотопного состава слоёв ледника Белуха. Ощутимое отличие изотопного состава осадков между собой (см. рис. 2) позволяет предположить, что исследуемые нами атмосферные осадки имеют разный генезис. Для подтверждения этого на все даты отбора проб осадков рассчитаны обратные траектории движения воздушных масс с помощью модели HYSPLIT [24] на высоте 500, 1500 и 3000 м (рис. 3).

Полученные обратные траектории для 7 июля 2013 г. (см. рис. 3, а) показывают, что с 3 по 7 июля наблюдалось преимущественно северо-восточное движение воздушных масс с терри-

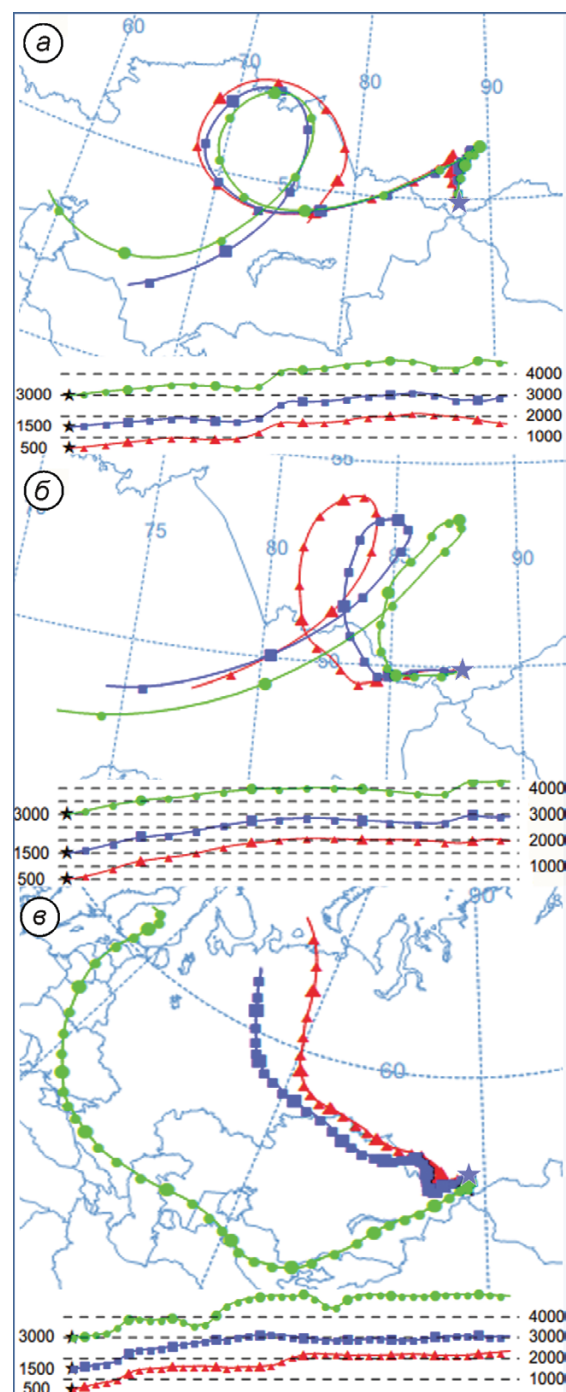


Рис. 3. Обратные траектории движения воздушных масс для 7 июля (а), 8 июля (б) и 16 июля (в) 2013 г., рассчитанные методом изобарического вертикального движения NOAA HYSPLYT MODEL [24] для высот 500 м (красная линия), 1500 м (синяя линия) и 3000 м (зелёная линия). Звёздочкой отмечено место отбора проб

Fig. 3. Backward trajectories of air masses for July 7 (a), July 8 (b) and 16 July (c) 2013 calculated by isobaric vertical motion NOAA HYSPLYT MODEL [24] for heights 500 m (red line), 1500 m (blue line) and 3000 m (green line). Sampling place is indicated by an asterisk

тории Аральского региона. При этом в районе Казахского мелкосопочника траектории воздушных масс на всех анализируемых высотах имели круговую направленность, которая вновь сменилась на исходную северо-восточную в течение полутора суток (4–5 июля 2013 г.). На территории Республики Алтай воздушные массы, встретив на своём пути довольно мощные орографические барьеры, 6 июля сменили свою направленность на южную. Анализ синоптической ситуации с привлечением данных карт барической топографии показал, что во время вихревого движения наблюдались восходящие потоки, которые подпитывали воздушные массы влагой более тяжёлого изотопного состава, источниками которой были крупные озёра, расположенные в районе Казахского мелкосопочника. Анализ траекторий, рассчитанных для 8 июля 2013 г. (см. рис. 3, б), показал схожие траектории движений воздушных масс, однако круговая направленность траекторий была чуть позже (6 и 7 июля) и уже не над территорией Казахстана, а над Алтайским краем и Республикой Алтай.

Траектории движения воздушных масс 16 июля 2013 г. (см. рис. 3, в) имели две основные линии. Первая линия проходила на высоте более 3000 м и начала свой путь в Балтийском регионе, спускаясь на юг до Чёрного моря, а затем сменила направленность на западную. Далее, встретив основные орографические барьеры Центральной Азии (в частности Тянь-Шань), воздушные массы повернули на северо-восток по направлению к Алтаю. По второй высотной линии (до 3000 м) воздушные массы шли с севера Восточно-Европейской равнины и, почти дойдя до южной оконечности Уральских гор, сменили направленность на юго-восточную. Полученные нами изотопные соотношения осадков $\delta^{18}\text{O}$ и δD , отобранных 16 июля, более облегчённые и графически наиболее близко расположены к глобальной линии метеорных вод (см. рис. 2). Следовательно, можно предположить, что воздушные массы, принёсшие осадки на территорию Алтая, продвигались преимущественно по умеренным широтам и испытывали меньшее испарительное фракционирование. Анализ синоптической ситуации, в том числе и изменения погодных условий (существенное снижение температуры и выпадение осадков), позволяет предположить, что

основная причина выпадения осадков — формирование фронта окклюзии над Алтаем при встрече тёплых юго-западных воздушных масс и холодных ультраполярных вторжений.

Структура палиноспектров ледников Алтая в значительной степени зависит от особенностей циркуляционных условий изучаемого региона, а основное количество аэрозольных выпадений на поверхность земли в данных широтах происходит с осадками [17], поэтому рассчитанные траектории движения воздушных масс, приносящих осадки, и изотопный состав этих осадков помогают идентифицировать основные источники поступления пыльцы в изучаемый ледниковый бассейн. Так, в атмосферных осадках, отобранных 16 июля 2013 г., пыльца злаковых — доминирующего компонента пыльцевого спектра — может быть как местной, так и принесённой с севера степных районов Казахстана и запада Алтайского края. Доминирующая среди хвойных пыльца сосны, вероятно, принесена из бореально-лесной зоны Урала и/или северо-востока Восточно-Европейской равнины, так как на территории Алтая сезон пыления сосны к первой декаде июня заканчивается и её поступление в атмосферу из данного региона может быть связано только с маловероятным вторичным подъёмом пыльцы в воздух. По предварительным расчётам, в начале июля 2013 г. сумма активных температур, соответствующих началу пыления *Pinus sylvestris*, наблюдалась в районе, где отмечены значительные ареалы распространения сосны обыкновенной. Отметим, что среди пыльцы древесных растений сосна имеет специфические морфологические признаки (небольшой размер — 60–100 мкм; снабжена «воздушными мешками»), которые позволяют ей легко переноситься ветром на огромные расстояния — до 3000 км [10], поэтому основным источником пыльцы сосны обыкновенной, которая выпала с осадками на поверхность ледника, может быть район г. Нарьян-Мар.

Пыльца ольховника (*Alnaster sp.*) в атмосферных осадках 16 июля 2013 г. имеет, вероятнее всего, заносное происхождение — из лесотундровой и тундровой зон Восточно-Европейской равнины, так как на этой территории цветение ольховника наступает как раз в июле, а на Алтае к этому моменту он уже отцветает и поступление его пыльцы в атмосферу, как и пыльцы сосны,

также может быть связано только со вторичным подъёмом, благоприятные условия для возникновения которого (существование восходящих воздушных потоков) в это время на территории Алтая отсутствовали. Таким образом, основываясь на результатах изотопного и спорово-пыльцевого анализов атмосферных осадков конкретных единичных событий и данных об обратных траекториях движения воздушных масс (модель HYSPLIT), можно идентифицировать источники атмосферной влаги, а также определять источники поступления и оценивать дальность переноса пыльцы тех или иных растений на исследуемую территорию.

Заключение

Исследование изотопного состава льда языка ледника Корумду и летних осадков, выпавших в его бассейне, показало, что изотопный состав льда изучаемого ледника значительно облегчён как относительно осадков, так и относительно ледовых слоёв расположенного недалеко от Корумду холодного ледника Белуха. Такое отличие, в первую очередь, можно объяснить тем, что основной источник влаги при формировании слоёв тёплого ледника Корумду — атмосферные осадки холодного периода года, в то время как аккумуляция на холодном леднике Белуха происходит весь год, в основном за счёт наиболее обильных осадков тёплого (с марта по ноябрь) периода года. Результаты изотопного и спорово-пыльцевого анализа атмосферных осадков конкретных единичных событий и данные об обратных траекториях движения воздушных масс (модель HYSPLIT) позволяют получать объективную информацию о генезисе приходящей в изучаемый регион атмосферной влаги, а также определять источники поступления и оценивать дальность переноса пыльцы тех или иных растений на исследуемую территорию. Так, по данным изотопного состава осадков, выпавших в горноледниковом бассейне ледника Корумду 16 июля 2013 г., и траектории движения воздушных масс, принёсших эти осадки на территорию Алтая, сделан вывод, что воздушные массы, начавшие свой путь в Балтике, продвигались преимущественно по умеренным широтам и подвергались незначительному изотопному фракционированию. Анализ синоптической ситуации позволяет утверж-

дать, что основной причиной выпадения осадков на изучаемой территории стало формирование фронта окклюзии над Алтаем.

Результаты спорово-пыльцевого анализа осадков дополнительно дают возможность идентифицировать источники поступления пыльцы в изучаемый регион. Например, с большой вероятностью можно предположить, что в это время район г. Нарьян-Мар служил основным источником поступления пыльцы сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) в изучаемый ледниковый бассейн. При этом пыльца злаковых — доминирующего компонента пыльцевого спектра — может быть как местной, так и принесённой с севера степных районов Казахстана и запада Алтайского края, а пыльца ольховника (*Alnaster sp.*) в атмосферных осадках 16 июля 2013 г., вероятно, принесена из лесотундровой и тундровой зон Восточно-Европейской равнины.

Литература

1. Атлас Алтайского края: Т. 1. Москва—Барнаул: изд. ГУГК, 1978. 222 с.
2. Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. Новосибирск: Наука, 1999. 136 с.
3. Дзюба О.Ф. Атлас пыльцевых зерен (неацетолизированных и ацетолизированных), наиболее часто встречающихся в воздушном бассейне Восточной Европы. М.: «Никомед», 2005. 70 с.
4. Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 56—70.
5. Кобялко Р.А., Останин О.В. Современное оледенение Центрального Алтая // Геогр. исследования молодых ученых в регионах Азии: Материалы молодежной конф. с междунар. участием, Барнаул — Белокуриха, 20—24 ноября 2012 г. / Отв. ред. О.В. Останин, Н.Ф. Харламова. Барнаул: ООО «Алтай-Циклон», 2012. С. 117—121.
6. Куминова А.В. Растительный покров Алтая. Новосибирск: СО АН СССР, 1960. 450 с.
7. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР: Т. 1. Л.: Наука, 1972. 172 с.
8. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры двудольных растений флоры европейской части СССР: Т. 1. Л.: Наука, 1978. 174 с.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР: Т. 14. Вып. 1. Бассейн р. Сыр-Дарьи / Под. ред. И.А. Ильина. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 437 с.

10. Савина Л.Н., Буренина Т.А. Сохранность пыльцы лиственницы в лесных почвах и отражение состава лиственничных лесов Монголии в рецентных спектрах // Палеоботанич. исследования в лесах Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 62–83.
11. Токарев И.В., Поляков В.А., Самсонова А.А., Шило В.А., Толстихин Г.М., Нурбаев Т.Н., Жакеев Б.И., Шабунин А.Г., Алехина В.М. Исследование условий формирования водного баланса Токтогульского водохранилища по изотопному составу воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) // Сб. науч. статей «Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижнее-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами»: Ч. 1. / Под. ред. И.В. Токарева. Бишкек: изд. МНТЦ, 2010. С. 56–86.
12. Aizen V.B., Aizen E.M., Fujita K., Nikitin S., Kreutz K., Takeuchi N. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn cores and snow samples, Altai glaciers, Siberia // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 175. P. 637–654.
13. Andreae M.O., Rosenfeld D. Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols // Earth Sci. Rev. 2008. V. 89. P. 13–41.
14. Despres V.R., Huffman J.A., Burrows S.M., Hoose C., Safatov A.S., Buryak G., Frohlich-Nowoisky J., Elbert W., Andreae M.O., Poschl U., Jaenicke R. Primary biological aerosol particles in the atmosphere: a review // Tellus B. 2012. V. 64. 15598. doi: 10.3402/tellusb.v64i0.15598.
15. Henderson K., Laube A., Gäggeler H.W., Olivier S., Papina T., Schwikowski M. Temporal variations of accumulation and temperature during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai // Journ. Geophys. Research. 2006. V. 111. D03104. doi: 10.1029/2005JD005819.
16. Malygina N., Papina T. Investigation of atmospheric circulation patterns and precipitation variability for interpretation of the Altai ice core records // DACA-2013, Davos (Switzerland), 7–12 June 2013 [http://www.daca-13.org/wsl/daca13/program/DACA-13_Abstract_Proceedings.pdf]
17. Papina T., Blyakharchuk T., Eichler A., Malygina N., Mitrofanova E., Schwikowski M. Biological proxies recorded in a Belukha ice core, Russian Altai // Climate of the Past. 2013. V. 9. P. 2399–2411. doi: 10.5194/cp-9-2399-2013.
18. Poschl U., Martin S.T., Sinha B., Chen Q., Gunthe S.S., Huffman J.A., Borrmann S., Farmer D.K., Garland R.M., Helas G., Jimenez J.L., King S.M., Manzi A., Mikhailov E., Pauliquevis T., Petters M.D., Prenni A.J., Roldin P., Rose D., Schneider J., Su H., Zorn S.R., Artaxo P., Andreae M.O. Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the Amazon // Science. 2010. V. 329. P. 1513–1516.
19. Prenni A.J., Petters M.D., Kreidenweis S.M., Heald C.L., Martin S.T., Artaxo P., Garland R.M., Wollny A.G., Pöschl U. Relative roles of biogenic emissions and Saharan dust as ice nuclei in the Amazon basin // Nat. Geosci. 2009. V. 2. P. 401–404.
20. Principles and Applications. V. 2: Atmospheric Water / Eds. Joel R. Gat, Willem G. Mook, Harro A.J. Meijer [http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/global_cycle/Environmental%20Isotopes%20in%20the%20Hydrological%20Cycle%20Vol%202.pdf].
21. http://isohis.iaea.org/
22. http://meteoinfo.ru
23. http://nsidc.org/
24. http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php/

Summary

The article presents the results of a study of the isotopic composition and pollen spectra of the edge part of glacier Korumdu (North Chu ridge, Altai Mountains), as well as atmospheric precipitation, in order to identify the sources and path of precipitation in the nival-glacial region of Altai. It is shown that the results of isotopic and pollen analysis of atmospheric precipitation (single events) and backward trajectories of air masses (model HYSPLIT) allow to obtain objective information about the genesis of atmospheric moisture coming in the Altai region, as well as to determine the sources of pollen in the study area. Thus, according to the isotopic composition of the precipitation which has dropped out in the basin of glacier Korumdu on July 16, 2013, and a trajectory of the air masses which have brought this precipitation on Altai territory it's possible to conclude that air masses formed in the Baltic Sea and moved ahead mainly on midlatitudes were exposed to insignificant isotope fractionation. Additionally the results of palynological analysis of precipitation allow us to identify sources of pollen in the studied region. With high probability we can assume that on July 16, 2013 the main sources of pollen in Altai precipitation were: the Naryn-Mar area for Scots pine (*Pinus sylvestris*) pollen, tundra zones of the East European Plain for alder (*Alnus* sp.) pollen and the steppe regions of Kazakhstan and west Altai for pollen grains – the dominant component of the pollen spectrum.

Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола

© 2015 г. К.В. Чистяков, Д.А. Ганюшкин, Ю.Н. Курочкин

Санкт-Петербургский государственный университет
kirill.chistyakov@gmail.com

Present state and dynamics of glacio-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massifs

K.V. Chistyakov, D.A. Ganyushkin, Y.N. Kurochkin

Saint-Petersburg State University

Статья принята к печати 19 ноября 2014 г.

Баланс массы, каменно-ледовые образования, колебания климата, ледники, снежники, термокарст.
Climatic fluctuations, glaciers, mass balance, snow patches, stone-ice bodies, thermokarst.

Исследуются современная динамика параметров климата юго-восточного Алтая и реакция на них элементов нивально-гляциальных систем: снежников, ледников и каменно-ледовых образований. Установлено замедление отступления концов ледников в 1967–1981 и 2008–2013 гг., согласующееся с периодами относительного похолодания и увеличения осадков. Выполнены предварительные балансовые расчёты для 2012/13 гляциологического года и вычислены значения индекса баланса массы для периода 1966–2013 гг. для ледника Селиверстова. Приведены результаты измерений скоростей термокарстовых процессов на моренах малой ледниковой эпохи, ядро которых сложено погребённым ледниковым льдом.

Present-day dynamics of climate characteristics in South-East Altai and response of glacio-nival systems (snow patches, glaciers, stone-ice formations) to the climate changes are studied. Retreats of glacier snouts were found to slow down in 1967–1981 and 2008–2013, and that correlated well with periods of relative cooling and precipitation increasing. Preliminary balance calculations were made for the glaciological year 2012/13, and values of the mass balance index were calculated for the Seliverstov Glacier for 1966–2013. The results of the thermokarst rate measurements on the Little Ice Age moraines whose ice cores consist of buried glacier ice are presented.

Территория исследования — высокогорные массивы Монгун-Тайга (3970 м, 90°05' в.д. и 50°15' с.ш.) и Таван-Богдо-Ола (северный склон высотой до 4117,6 м, 49°08'45" с.ш., 87°49'09" в.д.) — расположена на стыке горных сооружений юго-востока Русского Алтая и горных систем Саян и Монгольского Алтая. В условиях низких температур и малого количества осадков в высокогорье установлены современное оледенение, многолетние снежники, наледы, каменные глетчеры, погребённые ледниковые льды. Нивально-гляциальные системы юго-восточного Алтая — объекты детального исследования географов Санкт-Петербургского государственного университета с конца 1980-х годов. Одна из важнейших задач — определение скоростей их изменений, трендов и цикличности их динамики, а также выявление связей происходящих процессов с изменениями климата.

Методы и материалы

В основу работы положены данные полевых наблюдений с конца 1980-х годов до 2013 г. Мониторинг динамики современного оледенения включал в себя маршрутные наблюдения,

GPS-привязки краёв ледников и заложение реперов у концов ледников. Вспомогательная роль отводилась дешифрированию имеющихся космических снимков высокого разрешения (от 30 до 2,5 м): Landsat-7 04.09.2001; Landsat-8 12.08.2013; Spot-5 19.09.2011 для массива Монгун-Тайга; Spot-2 01.06.2006, 23.07.2006 и 12.09.2007 для массива Таван-Богдо-Ола. Исследования проведены с использованием данных дистанционного зондирования Земли ресурсного центра СПбГУ «Космических и геоинформационных технологий». Космические снимки со спутников SPOT-2 и SPOT-5, предоставленные ИТЦ «СканЭкс», обработаны в ресурсном центре СПбГУ «Космических и геоинформационных технологий». Информация о ледниках и снежниках в середине XX в. получена по результатам дешифрирования аэрофотоснимков залётов 24.08.1962 и 10.07.1966 гг., фотоснимков и описаний ледников. Для характеристики климата территории использованы приведённые на сайте ВНИИГМИ-МЦД <http://meteo.ru/data> средние месячные значения по температуре и осадкам для метеостанций (ГМС) Кош-Агач и Мугур-Аксы, а также данные инструментальных метео- и гидрологических (включая

балансовые) наблюдений авторов в разные годы в перигляциальной зоне и на ледниках.

Полученные результаты

Динамика параметров климата. Установить закономерности изменчивости осадков в горных условиях довольно трудно из-за мозаичности их пространственного распределения, наличия орографических барьеров и ячеек местной атмосферной циркуляции. Вместе с тем сопоставление данных по изменчивости годовых сумм осадков с 1966 по 2013 г. для двух наиболее длиннорядных ГМС региона – Кош-Агач и Мугур-Аксы показало подобие этих рядов (рис. 1), хотя расстояние между этими ГМС составляет примерно 135 км и расположены они по разные стороны хр. Чихачева. Изменчивость средних летних и средних годовых температур по данным обеих станций имеет ещё большую степень сходства (рис. 2).

Основываясь на сходстве многолетнего режима осадков и температуры на этих станциях, мы рассчитали средние по двум станциям летнюю и годовую температуру, а также годовую сумму осадков и построили обобщённые кривые их многолетнего хода (рис. 3) в относительных значениях, сглаженных методом скользящей средней по трёхлетним интервалам. Данные кривые можно считать показательными для колебаний температуры и осадков в регионе. Обращает на себя внимание синхронность колебаний температуры и количества осадков: относительно тёплым периодам соответствуют засушливые условия, а холодным – более влажные. За период наблюдений можно выделить два тёплых и засушливых периода – примерно 1973–1980, 1999–2007 гг. и три прохладных и влажных – до 1970 г., 1982–1994 гг. и начиная с 2009 г. Также отмечаются отчётливый тренд к потеплению и слабый тренд к уменьшению количества осадков. Последнее похолодание не очень чётко проявляется на кривой летних температур, но заметно после 1998 г. на обобщённой кривой годовых температур, причём температуры нескольких последних лет – наиболее низкие с конца 1980-х годов.

Многолетние снежники. Среди элементов низовально-гляциальных систем снежники наиболее динамичны. В последние годы мы исследовали динамику многолетних снежников массива Монгун-Тайга [2, 3]. С 1966 по 2008 г. число снежни-

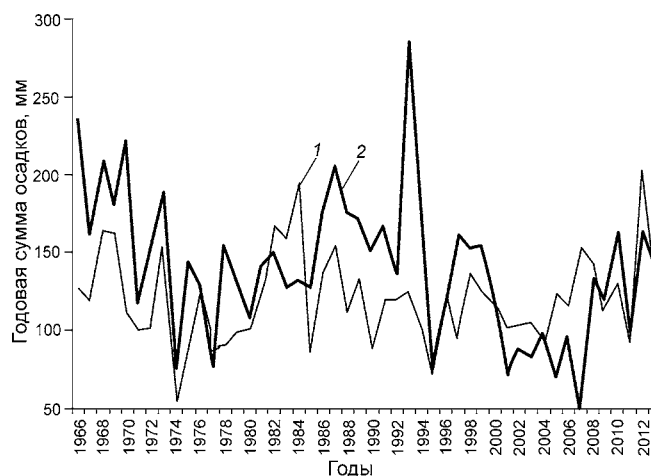


Рис. 1. Изменение годовой суммы осадков (мм) по данным ГМС Кош-Агач (1) и Мугур-Аксы (2)

Fig. 1. Variability of the annual precipitation, mm, for Kosh-Agach (1) and Mugur-Aksy (2) meteorological stations

ков уменьшилось в 4 раза, их площадь – в 15 раз, а абсолютная высота нижней границы их распространения возросла на 250–300 м. В 2008–2011 гг. тенденция была обратной: нижняя граница пояса опустилась примерно на 250 м, сформировались новые снежники на поверхности ледников, забронированных в предшествующий тёплый и сухой интервал. По нашим расчётам, годовое количество осадков примерно 190 мм на уровне 3000 м – пороговое для существования большинства многолетних снежников массива, поэтому колебания этого значения в ту или иную сторону приводят к быстрому изменению их численности, высотного и экспозиционного распределения.

Подобная тенденция динамики снежников продолжилась в 2013 г, когда в результате аномально снежных условий выросли мощности и площади ранее существовавших снежников, появились новые снежники и увеличилось их морфологическое разнообразие. В руслах временных водотоков нами отмечены снежники длиной до 1 км с вертикальным диапазоном до 300 м, примыкавшие на разных участках к ледникам и многолетним наледям. Большое число снежников отмечено на берегах горных озёр. Часто они лежали на ледяном основании, которое погружалось в озеро на глубину нескольких метров. В большом количестве пустующих цирков появились снежные поля, полностью закрывшие их днища. Некоторые снежники частично или полностью перекрыли поверхность наледей.

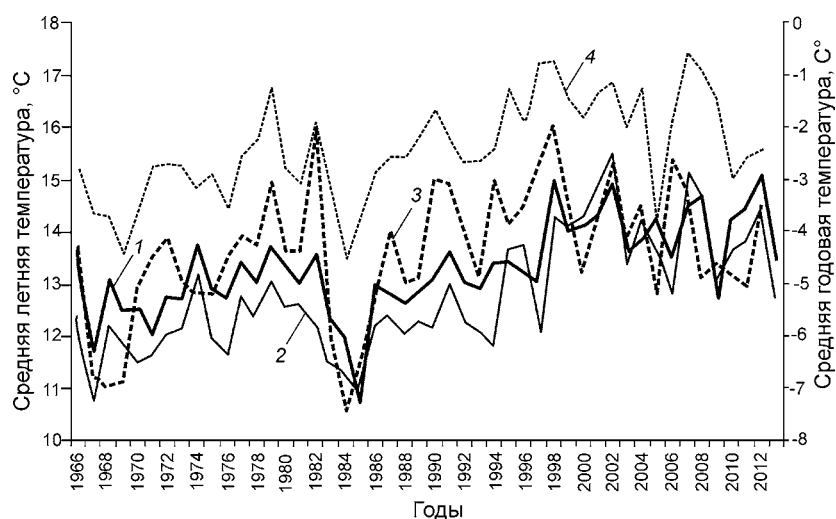


Рис. 2. Многолетняя изменчивость соответственно средней летней и средней годовой температуры по данным ГМС Кош-Агач (1, 3) и Мугур-Аксы (2, 4)

Fig. 2. Long-term variability of the average summer and annual temperature for Kosh-Agach (1, 3) and Mugur-Aksy (2, 4) meteorological stations

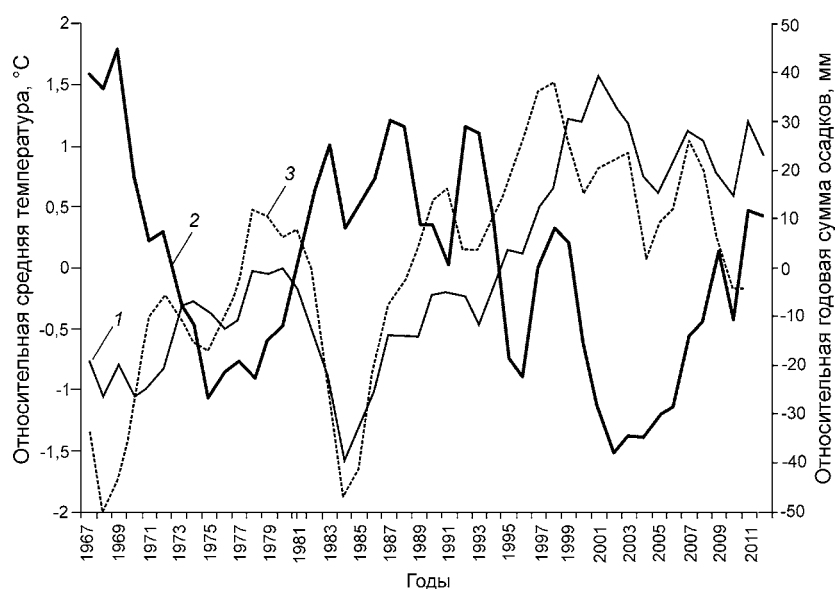


Рис. 3. Обобщённая региональная кривая колебаний относительных значений (от средних для периода 1966-2013 гг.) средней летней температуры (1), годовой суммы осадков (2) и средней годовой температуры (3)

Fig. 3. General regional curves of the fluctuations of relative values (as an average for 1966-2013) of the mean summer temperature (1), annual precipitation (2) and mean annual temperature (3)

Интересный по морфологии снежник мы обнаружили на внешнем (северо-восточном по экспозиции) крае моренного комплекса малой ледниковой эпохи, обрамляющего ледник Селиверстова (№ 12 по Каталогу ледников СССР [6], № 14 по новейшему Каталогу ледников массива [15]). Размеры его примерно 120×60 м, мощность визуально не превышает 2–2,5 м. Поверхность снежника полностью покрыта слоем пылевой супеси толщиной не более 2–3 см, очевидно перенесённой ветром с расположенного менее чем в 100 м приледникового зандра. Сама супесь была влажная и плотная, поэтому при зачистке поверхности снежника снять её было трудно. Поверхность снежника сложена плотным фирном. Визуальные наблюде-

ния за состоянием снежника на протяжении периода абляции позволили предположить, что он успешно перелетовывает во многом за счёт уменьшения абляции под воздействием защитного чехла. Подобные сильно запылённые снежники отмечены также на восточных крутых склонах платообразных поверхностей выравнивания к востоку от р. Шара-Хорагай.

Динамика ледников. В целом площадь современного оледенения рассматриваемых массивов на территории России составляет около 43 км^2 , из них $22,8 \text{ км}^2$ приходится на северный склон массива Таван-Богдо-Ола [8, 14]. При количественном преобладании малых висячих и склоновых ледников доля более крупных долинных и карово-долинных ледников в суммарной пло-

щади оледенения составляет от 40% (массив Таван-Богдо-Ола, северный склон) до 57% (массив Монгун-Тайга). Большинство ледников образуют комплексы, в которых куполовидные ледниковые вершины и плосковершинные ледники составляют ядро, от которого радиально расходятся прочие ледники. При малом количестве осадков в высокогорье (300–400 мм/год) ледники существуют или вследствие высокого гипсометрического положения и малой абляции, или за счёт высокой концентрации снега на подветренных склонах, накапливающегося в результате лавинного и метелевого переноса. Коэффициент концентрации для ледников массива Монгун-Тайга на подветренных склонах составляют от 2 до 6, а на наветренных – 0,3–0,8 [14, 15].

Начиная с максимума малой ледниковой эпохи, который для массива Монгун-Тайга, по нашим данным, относится к середине XIX в. [1], ледники отступают. Максимальные с этого времени средние темпы сокращения площадей ледников (1,6–1,7% в год) отмечались в начале XXI в. Важную роль в уменьшении площадей ледников в 2000-х годах сыграло сокращение оледенения на высотах 3200–3400 м, соответствующее уровню нижней части области питания. Вызвано это было выходом на поверхность скальных выступов и обнажением ригелей на фоне уменьшения толщины ледников; другой процесс, внёсший существенный вклад в уменьшение оледенения, – бронирование малых ледников [1, 8]. Однако уже в 2010/11 г. отступление ледников массива Монгун-Тайга замедлилось. При этом граница питания на большинстве ледников опустилась до уровня периода середины 1990-х годов. Рост заснеженности территории и снижение температуры были наиболее заметны в сезон абляции 2012/13 гляциологического года, когда большинство ледников полностью было закрыто снегом; лишь к середине августа открылись языки наиболее крупных ледников. Приведём высоту фирновой границы для разных ледников на 12 августа: ледник Селиверстова (№ 12 по Каталогу [6], № 14 по новейшему Каталогу ледников массива [15]) – 3250–3300 м; ледник Восточный Мугур (№ 11 по [6], № 18 по [15]) – 3350 м; ледник Правый Мугур (№ 12 по [15]) – 3350 м; ледник Левый Мугур (№ 7 по [6], № 5 по [15]) – 3210 м; ледник Западный Мугур (№ 6 по [6], № 4 по [15]) – 3110 м. Высоко расположенные плоско-

сковершинные, склоновые и висячие ледники были полностью закрыты снегом до конца периода абляции. Для сравнения: в середине 1990-х годов высота фирновой границы на этих ледниках составляла 3450, 3350, 3300, 3250 и 3175 м соответственно, т.е. высота средней взвешенной границы питания была на 55 м выше. А в 2007–2008 гг. высота фирновой границы поднималась до среднего уровня 3600 м, т.е. колебания её положения всего за 5–6 лет превышают 300 м.

В 2013 г. в массиве Монгун-Тайга языки большинства ледников из-за малой абляции не отступили, а многие испытали приращение к ним крупных снежников и наледей. Так, у края ледника Восточный Мугур наледь заняла всё пространство приледникового зандра, а приращение по длине составило около 100 м. Подобные явления ранее отмечались нами, в частности, в 1993 г.

Современный баланс массы ледников. При анализе современных условий аккумуляции/абляции изучаемого ледникового района необходимо помнить, что в некоторых случаях гляциогидроклиматические параметры аномального по отношению к многолетним нормам периода могут значительно перекрывать влияние предыдущих, менее выраженных колебаний этих параметров. Предварительный анализ данных, полученных в 2013 г. с 26 июня по 20 июля на леднике Селиверстова, показывает, что показатели этого периода (2012/13 г.) были экстремальными относительно роста приходной части баланса массы и изменения сальдо в положительную сторону, в том числе за счёт значительного уменьшения расходной части. Вероятно, гляциоклиматические показатели ледникового комплекса стали изменяться раньше: уже во второй половине августа 2012 г. на опорной ГМС Мугур-Аксы зафиксировано выпадение 50 мм осадков при среднесуточной температуре 10,4 °С, что, с учётом среднего высотного градиента температуры 0,67 °С/100 м, позволяет предполагать отсутствие значимой абляции на леднике, а с условием плювиометрического градиента [13] 7 мм/100 м, подтверждённого наблюдениями 2013 г., количество осадков на леднике за этот начальный период можно увеличить втрое.

Такое накопления твёрдых осадков послужило началом аномального сезона аккумуляции, который был поддержан осенними осадками в размере 24 мм, что на 25% выше 12-летней

нормы; зимними осадками в размере 6 мм, что в пределах 12-летней нормы; аномальными весенними осадками в размере 25 мм, превышающими норму более чем вдвое. В этих условиях к концу весны толщина снежного покрова в области абляции могла составить 55–60 см, а в области аккумуляции — 65–70 см, а с учётом коэффициентов концентрации для данного ледникового комплекса на некоторых его объектах снежная толща должна была достичь 1,5–2 м. Ранее (в июне) начало гляциологических работ в 2013 г. позволило подтвердить эти предположения.

Летний термический режим поддержал и закрепил тенденцию изменения баланса массы в положительную сторону: средняя летняя температура 12,6 °С на ГМС Мугур-Аксы не наблюдалась уже 20 лет и оказалась ниже 12-летней нормы на 1,5 °С, что равносильно опусканию границы питания на леднике Селиверстова почти на 200 м — до уровня 3300–3350 м и уменьшению площади возможного таяния до 1,0 км², а области абляции — до 0,76 км². Кроме того, значительно снизилось поступление лучистой энергии к леднику из-за роста альбедо до 54–58% (среднее за период наблюдений) за счёт более долгого сохранения снежного покрова в начале абляционного периода и снегопадов в его середине. Данный показатель оказался почти вдвое больше зарегистрированного при актинометрических наблюдениях на этом леднике в 1990 г. [14].

Результирующим показателем потерь ледниковой массы служит сток. Оптимальное расположение верхнего гидрологического створа на высоте 3060 м под самым ледником в одностороннем стабильном потоке позволило получить достоверные данные по талому ледниковому стоку. За период наблюдений в 26 дней его суммарное значение составило 503 000 м³, а среднее за сутки — 19 346 м³ при максимуме — 32 153 м³. Абляционные потери за этот же период с учётом выпавших жидких осадков равны 555 000 м³, а следовательно 52 000 м³, или около 10% воды, испарилось или ушло на внутреннее питание ледника. Среднесуточная величина абляции в области таяния составила всего 2,1 см в водном эквиваленте (в.э.), а взвешенная по всему леднику — 0,75 см. Сравнение максимального суточного стока в 2013 г. со стоком в 1990 г., равным 110 000 м³, подтверждает чётко выраженное уменьшение абляции.

Таблица 1. Сопоставление метеорологических условий 1989/90 (числитель) и 2012/13 (знаменатель) гляциологических годов на гидрометеостанции Мугур-Аксы

Сезон	Средняя температура, °С	Средняя сумма осадков, мм
Осень	–2,2/–2,2	12,6/24,3
Зима	–17,2/–18,4	20,4/6,2
Весна	–0,2/0,9	9,1/25,4
Лето	12,3/12,6	114,0/85,
Год	–1,9/–1,8	156/141

Таким образом, сравнение изменений основных гляциогидрометеорологических характеристик на леднике Селиверстова в 1990 и 2013 г. позволяет сделать следующие выводы. Во-первых, отмечена определённая идентичность (табл. 1) протекающих в нём и вокруг него процессов за последние 47 лет. Хотя есть и различия, обусловленные более значительным накоплением осадков за сезон аккумуляции 2012/13 г., весьма серьёзным количеством жидких осадков летом 1990 г. и значительно большей, чем сейчас, площадью ледникового языка. При этом термический режим периода абляции был практически одинаков. Во-вторых, даже при почти одинаковых годовых показателях метеорологического режима ледника, межсезонные смещения этих показателей могут играть решающую роль в итоговых значениях баланса массы ледников. Наконец, с учётом сильного сокращения за прошедший период площадей ледников в области абляции, возвращение к аналогичным 1990 г. метеорологическим условиям может приводить к более положительным значениям баланса массы ледника в целом.

Приведённые факты позволяют констатировать небольшой пока сдвиг баланса ледниковой массы в сторону уменьшения его дефицита. Для мониторинга текущего состояния ледников и предварительных оценок баланса массы без непосредственных наблюдений, но с привлечением оперативной метеорологической информации с опорной ГМС будет использоваться уже апробированная расчётная модель [14], основанная на известных подходах к решению таких задач (Г.Е. Глазырин [4], А.Н. Кренке [7] и др.)

Многолетняя динамика фронтов ледников.

Первые наблюдения за морфологией и положением ледников массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола (табл. 2) относятся к середине 1960-х

Таблица 2. Основные характеристики долинных ледников исследуемых массивов в 2013 г.

Ледник	Площадь, км ²	Высота точки, м нижней/ верхней	Средний уклон языка, градусы	Экспозиция
Селиверстова	2,78	3095/3803	7	В
Восточный Мугур	3,84	2935/3970	14	СВ
Правый Мугур	0,82	2895/3830	17	
Левый Мугур	0,93	3060/3660	11	
Толайты	0,63	3075/3480	9	Ю
Аргамджи-2 Западный	5,48	3055/4117	7	С
Аргамджи-3	3,57	2880/3760	8	

годов [9, 12]. С начала 1980-х годов [10, 11] проводятся инструментальные наблюдения за положением краёв долинных ледников обоих массивов (табл. 3). При рассмотрении всего массива данных по отступанию долинных ледников (рис. 4) мы видим разнообразие их отклика на климатические изменения. Закономерные связи отступления ледников с климатическими изменениями установить трудно отчасти из-за больших временных интервалов между измерениями положений их языков, особенно в 1960–80-е годы. При сохранении общего тренда к отступанию, изменения скоростей отступления фронтов часто разнонаправленны. По-видимому, причины этого – различия в высотном положении ледников, форме и экспозиции вмещающей ледник долины, уклонах ложа ледника, положениях подлёдных ригелей. Все они приводят к неодинаковой мощности льда в языковой части, разным скоростям движения, разной степени забронированности моренным материалом. Отметим лишь некоторое общее снижение скоростей отступления ледников в начале 1980-х годов, что согласуется с установленным в это время похолоданием и ростом количества осадков. Вторая общая особенность – замедление отступления ледников после 2007 г. (кроме ледников массива Таван-Богдо-Ола, где наблюдения пока ограничиваются 2009 г.) тоже определяется похолоданием и увлажнением в последние годы, а также синхронным выходом концов ледников массива Монгун-Тайга на более крутые участки.

Для понимания динамики ледников необходимо рассматривать положение их языков относительно структурных элементов продольного профиля долин. Для верховьев ледниковых

Таблица 3. Изменение скоростей отступления некоторых долинных ледников исследуемого района

Годы	Скорость отступления, м/год
<i>Ледник Толайты</i>	
1952–1966	2,1
1966–1995	1,1
1995–2007	6,9
2007–2008	1,0
2008–2010	1,5
2010–2013	0
<i>Ледник Аргамджи-2 Западный</i>	
1962–1984	15,8
1984–2001	7,9
2001–2004	6,3
2004–2007	15,5
2006–2009	16,6
<i>Ледник Селиверстова</i>	
1952–1961	6,7
1961–1966	5,2
1966–1981	13,4
1981–1986	12,8
1986–1995	19,0
1995–1999	35,3
1999–2001	21,5
2001–2003	33,5
2003–2007	26,3
2007–2011	8,3
2011–2013	3,0
<i>Ледник Аргамджи-3</i>	
1962–1984	10,8
1984–2001	5,2
2001–2004	14,3
2004–2007	5,0
2006–2009	13,3

трогов района исследования характерна большая степень схождения продольного профиля, что позволяет построить схему характерных положений ледников относительно его элементов (рис. 5). Как правило, язык ледника расположен на моренном пьедестале, сформированном образованиями малой ледниковой эпохи (реконструкции оледенения малой ледниковой эпохи обоих исследуемых массивов были сделаны нами ранее [1, 8]) и исторической стадии, налегающими на ригель. Участок трога выше морены малой ледниковой эпохи обычно имеет относительно малые уклоны. Конец ледника может

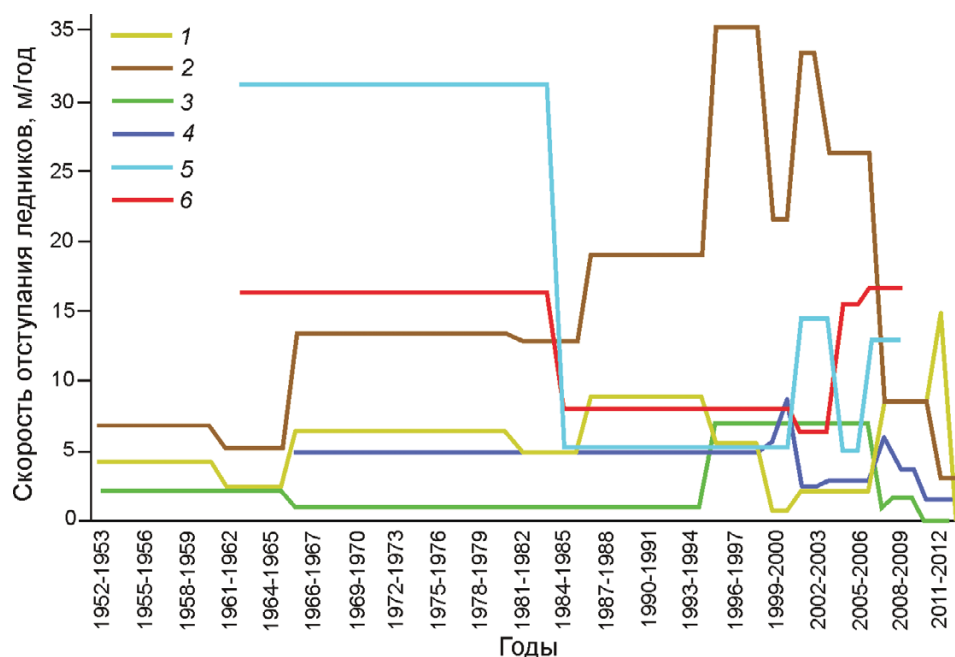


Рис. 4. Скорости отступания долинных ледников (м/год) исследуемых массивов:

1 – Восточный Мугур; 2 – Селиверстова; 3 – Толайты; 4 – Правый Мугур; 5 – Аргамджи-3; 6 – Аргамджи-2 Западный

Fig. 4. The rates of the valley glaciers retreat (m/year) of the massifs studied:

1 – East Mugur; 2 – Seliverstova; 3 – Tolaity; 4 – Right Mugur; 5 – Argamgi-3; 6 – Argamgi-2 West

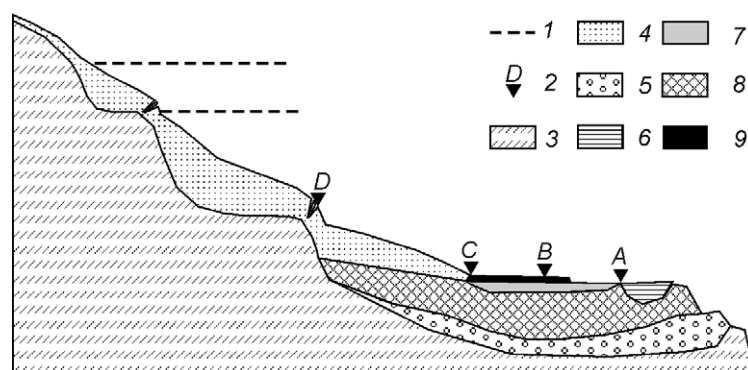


Рис. 5. Продольный профиль, характерный для долинных ледников региона:

1 – уровни водоразделов при отсутствии над долинным ледником плосковершинного ледника (Толайты, Аргамджи-3); 2 – варианты положения фронтов ледников (А – Толайты; В – Аргамджи-2 Западный; С – Селиверстова; D – Аргамджи-3); 3 – скальные породы; 4 – ледник; 5 – морена исторической стадии; 6 – озеро; 7 – зандр; 8 – морена малой ледниковой эпохи; 9 – приледниковая наледь или снежник

Fig. 5. Longitudinal profile, typical for the valley glaciers of the region:

1 – watershed levels in cases of a flat-summit glacier absence over the valley glacier (Tolaity; Argamgi-3); 2 – variants of the glacial front locations (A – Tolaity; B – Argamgi-2 Western; C – Seliverstova; D – Argamgi-3); 3 – rocks; 4 – glacier; 5 – historical stage moraine; 6 – lake; 7 – sandr; 8 – LIA moraine; 9 – periglacial icing or snow patch

непосредственно примыкать к моренному валу малой ледниковой эпохи, но чаще находится от него на некотором расстоянии, а между ледником и мореным валом может располагаться озеро или зандр. Характерно также наличие приледниковой наледи или снежника. Выше языка обычно присутствует подлёдный ригель с зоной сераков или трещиноватости, над которым находятся цирки. Из них берут начало основные ледниковые потоки. Для долинных ледников района ха-

рактерно двухкамерное строение ледника, когда слияние потоков из смежных цирков происходит ниже ригеля. Над цирками могут располагаться водораздельные гребни (для периферийных участков массивов). Однако в большинстве случаев ледники имеют многоярусное строение, связанное с проявлением ступенчатости и наличием так называемых каровых лестниц. В подобных случаях над упомянутыми цирками располагается ещё одна ступень, где находятся

полностью закрытые ледниками кары, а над каровой лестницей расположены куполовидные вершины или поверхности выравнивания, покрытые маломощным ледниковым панцирем.

Возможно, что при регрессе оледенения, которое сопровождается перемещением концов ледников вверх по профилю долины, ледники проходят определённую последовательность фаз отступления. Однако за счёт индивидуальных морфологических особенностей ледников и вмещающих их долин на территории района исследования долин ледники отступают с разной скоростью и находятся на разных фазах сокращения, каждая из которых характеризуется своими скоростями и механизмами отступления ледников. Рассмотрим эти фазы на конкретных примерах.

Край ледника *Левый Толайты* (№ 17 по [6], № 22 по [15]) расположен относительно высоко (3075 м). При средней крутизне склонов долины более 40° превышение верхних частей склонов над поверхностью ледника достигает 700–800 м, что обеспечивает, несмотря на южную экспозицию, большую степень затенённости поверхности ледника и повышенную аккумуляцию снега на его поверхности за счёт лавинной деятельности. Благодаря этим особенностям скорости отступления ледника не превышают 7 м/год. В 1966–1995 гг. средняя скорость отступления составляла всего 1 м/год, что указывает на возможность его стационарирования в наиболее благоприятные с точки зрения баланса массы годы. Поэтому ледник до сих пор примыкает к моренному комплексу малой ледниковой эпохи, только у нижней точки ледника их разделяет маленькое (около 25 м радиусом) приледниковое озеро. Предположительно ледник Толайты всё ещё находится в начальной фазе отступления от морен малой ледниковой эпохи.

По нашему мнению, ледник *Аргамджи-2 Западный* (№ 253 по [5], № 9 по новейшему Каталогу ледников Таван-Богдо-Ола [8]) находится в следующей по сравнению с ледником Левый Толайты фазе отступления. Он расположен практически на такой же высоте (до 3055 м), что и ледник Левый Толайты. Площадь его в 9 раз больше площади ледника Левый Толайты, однако размеры их языков различаются в меньшей степени. Язык ледника расположен на слабозрезанном участке долины, фактически склонами долины для него служат моренные валы малой

ледниковой эпохи, возвышающиеся над его поверхностью на 30–50 м. Конец ледника отступил от фронтальной морены малой ледниковой эпохи примерно на 900 м, сформировав зандр протяжённостью примерно 320 м. Пока язык имеет длину около 1,7 км и не потерял непосредственного контакта с боковыми моренными валами малой ледниковой эпохи. Вместе с тем наличие продольных трещин на боковых моренах вдоль края ледника свидетельствует о некоторой потере стабильности внутреннего края морен, хотя пока этот процесс не привёл к активизации оползневых и термокарстовых процессов. Скорости отступления ледника варьируют от 17 м/год в тёплые и сухие периоды 1970-х и второй половины 2000-х годов до 7 м/год в прохладный и влажный отрезок 1980-х — начала 1990-х годов.

Язык ледника *Селиверстова* имеет значительное сходство с ледником Аргамджи-2 Западный, которое выражается в его малых уклонах (6–8° по данным мензульной съёмки 1990 г.), близком гипсометрическом положении, слабой врезанности участка долины, на котором расположен язык ледника (не более 100–150 м), наличии мощного моренного комплекса малой ледниковой эпохи, обрамляющего ледник и возвышающегося над его поверхностью на 50–100 м, в хорошо выраженном зандре протяжённостью более 800 м. В то же время он находится в следующей по сравнению с ледником Аргамджи-2 Западный фазе регрессии, выражающейся в скачкообразном отступании языка (до 35 м/год), которое сопровождается отчленением краевых участков языка с образованием площадей мёртвого льда и потерей мореной малой ледниковой эпохи стабильности. Можно предположить, что ледник Аргамджи-2 Западный в настоящее время находится в фазе регрессивной эволюции, соответствующей состоянию ледника Селиверстова в начале 1980-х годов, перед резким ростом скоростей отступления. Вероятно, большее отступление ледника Селиверстова связано с несколько меньшими его размерами и вертикальным диапазоном, меньшей мощностью льда (по визуальным оценкам) и, как следствие, меньшей степенью устойчивости к климатическим изменениям.

Мы сопоставили данные об изменениях скоростей отступления ледника Селиверстова с результатами расчёта индекса баланса массы, выполненными нами для границы питания лед-

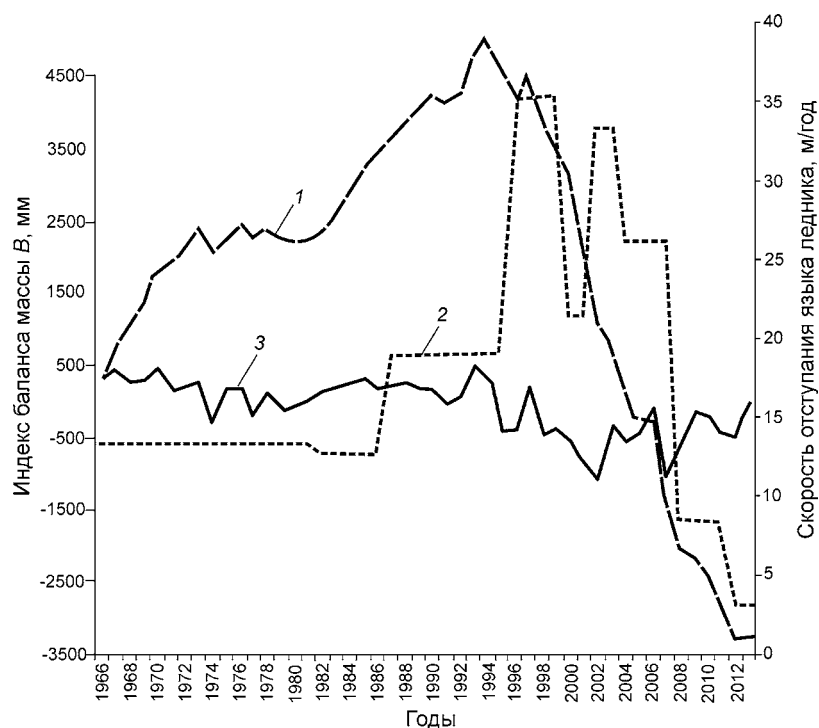


Рис. 6. Ледник Селиверстова:

1 – кумулятивная кривая индекса баланса массы для высоты 3450 м; 2 – скорость отступления языка ледника, м/год; 3 – изменчивость индекса баланса массы для высоты 3450 м

Fig. 6. Seliverstova Glacier:

1 – cumulative curve of the mass balance index for the level of 3450 m; 2 – the retreat rates of the glacier snout; 3 – variability of the mass balance index for the level of 3450 m

ника по состоянию на начало – середину 1990-х годов (3450 м). Расчёты проводились на основе методики Г.Е. Глазырина [4], согласно которой для расчётов необходимо знать следующие параметры: среднюю летнюю температуру; среднее годовое количество осадков; высоту фирновой границы; термический (0,69/100 м) и плювио-метрический (7 мм/100 м) градиенты; высоту границы питания. При расчётах использовались данные ГМС Мугур-Аксы; значения термического и плювиометрического градиентов определены на основе полевых наблюдений [14, 15]. Подробно алгоритм расчётов приведён нами в работе [1]. Результаты расчётов показаны на рис. 6. На графике отчётливо выделяются периоды с положительным балансом массы (когда граница питания была ниже уровня 3450 м): 1967–1973 и 1981–1994 гг.; периоды с балансом массы, близким к нулю: 1973–1981, 1994–1997 гг.; периоды с отрицательным балансом массы: 1997–2012 гг. Скорости отступления ледника в высокой степени синхронны с изменениями баланса массы ледника. Вероятно, импульсное возрастание скоростей отступления ледника было связано не только с резким изменением климатических условий в неблагоприятную сторону, но и с уменьшением за счёт сокращения притока льда сверху динамической активности языка ледника

до критических значений, приводящих к омертвлению его краевых участков с последующим отсечением водотоками от тела ледника.

В последующие несколько лет скорость сокращения языка ледника Селиверстова уменьшилась почти в 10 раз, причём произошло это на несколько лет раньше, чем улучшились условия питания. Последнее лишь наложилось на сокращение абляции, которое было вызвано увеличением степени забронированности языка моренным материалом, а также отсутствием потенциальных возможностей быстрого сокращения ледниковых языков в предыдущий период из-за стаивания самых маломощных и пологих участков льда. Определённую роль сыграл и выход конца ледника на участок с большим уклоном. Всё это может быть признаком постепенного перехода ледника Селиверстова в новую фазу сокращения.

Следующую фазу отступления иллюстрирует динамика ледников *Левый Мугур* (№ 7 по [6], № 5 по [15]) и *Аргамджи-3* (№ 254 по [5], № 9 по [8]). Здесь возможны два варианта поведения ледников. Первый вариант – сохранение высоких скоростей отступления ледникового языка вплоть до перемещения края ледника к ригелю, после чего скорость резко падает в результате действия за ригелем подпруживающего эффек-

та. Этот вариант имел место на западном потоке ледника Аргамджи-3, где скорости отступления упали примерно втрое. Второй вариант — покрытие моренным чехлом из более интенсивно поступающего с обнажающихся склонов осыпного материала языковой части с приближением к более крутым склонам и скалам. За счёт резкого сокращения абляции скорость отступления края ледника уменьшается. Поскольку таяние расположенной выше открытой части ледника остаётся прежним, ледниковая поверхность там продолжает снижаться и язык ледника отчленяется от его основного тела по ригелю с образованием полей мёртвого забронированного льда. Описанный процесс часто сопровождается разделением смежных ледниковых потоков, отчленением боковых ледниковых притоков и даже распадом долинного ледника, что наблюдалось на леднике Левый Мугур, где в результате этого процесса в 1999–2011 гг. край ледника (основной ледовый поток) переместился на 650 м, а ледник распался на три составляющие. Ледник Аргамджи-3 потерял связь со своей восточной составляющей, которая была отсечена ригелем и полностью забронирована. Отметим, что данный процесс протекал как раз в засушливый и тёплый период, что ускорило сам процесс и подчеркнуло его импульсный характер.

Каменно-ледовые образования. Динамика этих образований характеризуется несколькими аспектами.

Во-первых, это собственно процессы их формирования, которые могут протекать сравнительно медленно (каменные глетчеры, предосыпные валы и террасы), а могут происходить всего за 10–15 лет (образование забронированных ледников, полей мёртвого льда, обособление срединных морен с ледяным ядром). В наибольшем масштабе этот процесс отмечался в нижней части ледника Левый Мугур, где основной ледниковый поток был отчленён от языковой части поперечным ригелем, а ледниковый поток, вышедший из кара, и язык ледника были полностью погребены под моренным материалом и потеряли движение. Площадь забронированной поверхности составила около 0,35 км². Некоторые небольшие ледники в карах были в этот период полностью забронированы. Общая площадь льдов, забронированных в 1995–2008 гг. в массиве Монгун-Тайга, составила, по нашим оценкам, примерно 5,2%

общей площади ледников массива на 1995 г., что одновременно составляет около 27% общего изменения площади ледников в 1995–2008 гг.

Иногда каменно-ледовые формы образуются непосредственно на теле ледника задолго до его деградации. Это — процесс формирования срединных морен на относительно крупных ледниках, что, например, отмечается на леднике Восточный Мугур, где мощная срединная морена предохраняет погребённый ею лёд от вытаявания. В 1994–1995 гг. она находилась почти на одном уровне с открытой частью ледника, в 2011–2013 гг. различие в высоте достигало 5–10 м за счёт таяния и уменьшения мощности открытого льда. В настоящее время правый (юго-восточный) ледниковый поток начинает уходить под данную морену, а она в нижней части начинает смыкаться с боковой мореной малой ледниковой эпохи. В перспективе нижняя часть срединной морены может стать отдельным от ледника объектом. Подобные древние срединные морены с ледяным ядром на месте деградировавших языков ледника встречаются в соседней долине р. Правый Мугур. Вероятно, процесс бронирования обратим. В 2009–2013 гг. многие забронированные ледники стали восстанавливать свою область питания за счёт аккумуляции снега над бронирующим моренным слоем.

Во-вторых, динамика каменно-ледовых образований проявляется через процессы движения фронтов каменных глетчеров. Вероятно, при повышении температуры в связи с потеплением погребённые льды становятся более пластичными и оплывают вниз по склону вместе с моренным чехлом. При этом часть льдов вытаявает, что приводит к увеличению глубины залегания льда и накоплению моренного материала на поверхности каменного глетчера. Не исключено, что периодическое скачкообразное отчленение от расположенных выше ледников новых масс омертвевшего и забронированного льда обеспечивает относительно непрерывное питание каменного глетчера и его активность. По косвенным оценкам, скорости движения двух активных каменных глетчеров, расположенных ниже долинных ледников Левый Мугур и Правый Мугур, составляют 0,5–0,7 м/год.

В-третьих, динамика каменно-ледовых образований проявляется через термокарстовые процессы. Активизация термокарстовых процес-

сов на моренах позднего голоцена и малой ледниковой эпохи отмечена нами в конце 1990-х — начале 2000-х годов на фоне роста летних температур и некоторого снижения количества осадков. Выяснилось, что моренные скопления разного облика, считавшиеся каменными образованиями, оказались такими лишь сверху, а основная их часть была сложена льдом. В последнее десятилетие в результате снижения среднегодовых температур интенсивность термокарстовых процессов уменьшилась и продолжается лишь на отдельных участках. Летом 2013 г. мы провели наблюдения за термокарстовыми процессами на морене малой ледниковой эпохи у края ледника Селиверстова (массив Монгун-Тайга). Были заложены репера у краёв шести термоцирков юго-западной экспозиции на склоне морены, обращённой к леднику, на высоте примерно 3150 м. Высота участков заложения термоцирков относительно ледника составляла 50–70 м, глубина днищ относительно поверхности морены — 2–4 м, средняя крутизна склона морены — примерно 52°. Наблюдения проводились на протяжении трёх пентад (со 2 по 17 июля). За это время скорости отступания стенок термоцирков возрастали от средней величины 7 см/день до 13 см/день, достигая в последней пентаде 33 см/день. Мы использовали для характеристики гидротермических условий периода наблюдений данные ГМС Мугур-Аксы и измерения, проведённые нами в базовом лагере, расположенном на высоте 2770 м примерно в 3 км от места наблюдений.

Температура воздуха в период наблюдений возрастала, но рост этот не был монотонным (табл. 4): во второй пентаде она была ниже, чем в первой. Тем не менее, колебания температуры не повлияли на увеличение скорости термокарстовых процессов. То же самое можно сказать об осадках, тем более что доля осадков в жидкой фазе в рассматриваемый период была невелика. Незначительная изменчивость условий облачности свидетельствует о небольших колебаниях прихода солнечной радиации. Вероятно, отмеченные особенности протекания термокарстовых процессов на участке наблюдения связаны с большой крутизной

Таблица 4. Отступление стенок термоцирков на морене малой ледниковой эпохи у края ледника Селиверстова летом 2013 г.

Параметры	Период измерения параметров		
	2.07–7.07	7.07–12.07	12.07–17.07
Отступление за пентаду стенок термоцирков (№ 1–6), см:			
№1	10	10	80
№2	56	130	10
№3	90	Нет свед.	140
№4	87	85	165
№5	13	2	5
№6	10	55	60
Средняя скорость отступания за пентаду, см	35,2	56,4	64
Средняя дневная температура в базовом лагере, °С	12,1	10,8	15,0
Средняя суточная температура (ГМС Мугур-Аксы), °С	13,41	12,9	15,0
Суммарное количество осадков (ГМС Мугур-Аксы), мм	4,9	1,0	0,6
Максимальная сумма осадков за 12 ч (ГМС Мугур-Аксы), мм	2,0	1,0	0,6
Средняя общая облачность, %	50	40	40

и нестабильностью склона морены, обращённого к леднику. Последнее вызвано тем, что интенсивно отступающий язык ледника больше не подпруживает на данном участке морену, что вызывает осыпание моренного материала и обнажение ледяного ядра морены. Положительные температуры воздуха служат катализатором этого процесса. Далее имеет место собственно процесс термокарста — протаивание ведёт к оползанию всё больших масс моренного материала, нестабильных изначально. Вероятно, интенсивные проявления термокарста будут протекать на данном участке до выработки естественного профиля равновесия и выполаживания склона.

Выводы

Нивально-гляциальные объекты рассматриваемой территории образуют единую систему. Динамика погребённых льдов тесно связана с динамикой края ледников, что видно на примере термокарстовых процессов на морене малой ледниковой эпохи у края ледника Селиверстова. В последние годы на месте массива мёртвого льда из-за продолжающегося сноса материала с морены малой ледниковой эпохи сформировался небольшой фронтальный моренный вал, что привело к некоторому затруднению стока, увеличению ак-

кумуляции снега у края ледника и образованию между ним и этим валом перелетывающей наледи в сочетании со снежником. Данные образования причленяются к краю ледника, замедляя его таяние и отступление. Современная динамика нивально-гляциальных систем рассматриваемого района определяется чередованием тёплых сухих и холодных влажных климатических интервалов. В настоящее время есть основание предполагать переход к очередной прохладной и влажной фазе. Реакция на климатические колебания может быть как быстрой и очевидной (снежники), так и асинхронной и различной по масштабам.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и РГО, проекты № 13-05-41075 РГО_а, № 12-05-00588_а, № 13-05-00851-а, № 14-05-00796.

Литература

1. Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Колебания ледников массива Монгун-Тайга (Юго-Восточный Алтай) после максимума малой ледниковой эпохи // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 5–12.
2. Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Динамика многолетних снежников и снежно-фирновых полей массива Монгун-Тайга // Вестн. СПбГУ. 2012. Сер. 7. Вып. 4. С. 163–174.
3. 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.
4. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.
5. Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 5. Л. Гидрометеиздат, 1977. 47 с.
6. Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 8. Л. Гидрометеиздат, 1978. 80 с.
7. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 247 с.
8. 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.
9. Ревякин В.С., Окишев П.А. Современное оледенение в верхней части бассейна р. Аргут // Гляциология Алтая. 1970. Вып. 6. С. 29–36.
10. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Алтае-Саянской горной системы за 150 лет // МГИ. 1986. Вып. 57. С. 95–99.
11. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Табын-Богдо-Ола // Гляциология Сибири. 1993. Вып. 4 (19). С. 83–92.
12. Селиверстов Ю.П. Современное оледенение Монгун-Тайги (юго-запад Тувы) // Изв. ВГО. 1972. Т. 104. Вып. 1. С. 40–44.
13. Чистяков К.В., Москаленко И.Г. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола и его динамика // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 111–116.
14. Чистяков К.В., Каледин Н.В., Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Глебова А.Б., Зеленикина Е.С., Хрущев С.А., Сыромятина М.В., Козачек А.В., Гаврилкина С.А., Севастьянов Д.В., Новиков С.А., Богатуров Д.С., Музалев А.А., Амбурцев Р.А., Ступин Ю.А. Горы и люди: изменения ландшафтов и этносы внутриконтинентальных гор России. СПб: изд. ВВМ, 2010. 438 с.
15. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зеленикина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Прякина Г.В. Горный массив Монгун-Тайга / Под ред. К.В. Чистякова. СПб: «Арт-Экспресс», 2012. 310 с.

Summary

Climate-induced variations of glacio-nival systems (snow patches, glaciers, stone-ice formations) of the high-mountain massifs Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola (north slope) were investigated for 1966–2013 period using results of field observations and analysis of aerial photos. Regional 25-year climatic cycles of the variations have been determined. Characteristics of response of glacio-nival objects to the climate changes were obtained. Results of preliminary mass balance calculations made for the 2012/13 glaciological year and values of the mass balance index calculated for the period 1966–2013 for the Seliverstov Glacier together with recorded climate cooling, increase of snow accumulation, and slowing down of glacier snout retreats give evidence to beginning of new 25-year cycle that is expected to be more favorable phase for existence of the above glacio-nival systems. Five-phase scheme of retreats of the valley glaciers happened after the LIA maximum was constructed on the basis of results of field observations performed for many years. Each phase is characterized by different retreat mechanisms as well as by different response to the same climate change that can be used as a basis for forecasting of future glacial dynamics. Rates of the thermokarst processes determined from observations and general mechanisms of dynamics of stone-ice formations are also discussed in the paper.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.41: 551.578.46: 551.578.483

doi: 10.15356/IS.2015.01.06

Прогноз лавин по 27-дневным циклам изменения солнечной активности

© 2015 г. Н.А. Казаков

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск
kazakovna@fegi.ru

Prediction of avalanches on the basis of the 27-day Solar activity variations

N.A. Kazakov

Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Sakhalin Department, Yuzhno-Sakhalinsk

Статья принята к печати 26 мая 2014 г.

27-дневный цикл солнечной активности, лавина, лавинный процесс.

27-day Sun activity (Solar) cycle, avalanche, avalanche process.

Многие природные процессы относятся к циклическим и самоподдерживающимся в системе солнечно-земных связей. Для проверки гипотезы о цикличности лавинных процессов и оценки возможности прогноза лавин как циклического процесса были проанализированы данные о лавинных и метеорологических процессах (число лавин за сутки, их суммарный и максимальный объём и суточная сумма осадков) по методу 27-дневных солнечных календарей А.Л. Чижевского. Анализ результатов исследования в Хибинах за 1935–1986 гг. (Кольский полуостров) и на Чамгинском перевале за 1982–1992 гг. (о. Сахалин, Восточно-Сахалинские горы) показал, что активность лавинных процессов и атмосферных осадков имеет выраженный 27-дневный цикл. Установлена цикличность повторяемости и объёма лавин син- и эпигенетического типов, а также повторяемость суммы осадков по количественным градациям. На основе связи числа и объёма лавин и суточных сумм осадков с солнечным циклом построены методики прогноза лавин и осадков. Оправдываемость прогноза при заблаговременности 60 суток составляет: для осадков – 85–90%; лавин нового снега – 90–95%; лавин перекристаллизованного снега – 75–80%, а при заблаговременности до 10 суток – соответственно 90–95, 95 и 75–80%.

Method of long-term prediction of avalanches and precipitation is proposed as a cyclic process based on the method of 27-day Sun calendars by Russian scientist A.L. Chizhevsky. Analysis of the research results obtained in the Khibini Mountains (Kola peninsula) and on Chamginsky Mountain pass (the Sakhalin Island) had shown that activity of the avalanche processes and precipitation had evident 27-day cycle. On the basis of relationship between occurrences of avalanches, their volumes, and daily precipitation the Sun cycle method of forecast of these phenomena had been developed. Correctness of such forecast with earliness of 60 days is the following: for precipitation – 85–90%, for avalanches of different genetic classes – from 75 (syngenetic ones) to 95% (epigenetic ones).

Введение

Одна из важнейших задач, решение которой необходимо при защите от снежных лавин и обеспечении экономически целесообразного функционирования хозяйственных объектов, — долгосрочный фоновый прогноз лавин на ограниченной территории (речной бассейн; участок морского побережья; макросклон горного хребта и т.д.) и для группы лавиносборов. Необходимость долгосрочного фонового прогноза изменения интенсивности проявления лавинных процессов для таких территорий очевидна. Так, в бассейне р. Мзымта, где размещены объекты Олимпийского комплекса (Красная Поляна), такой прогноз позволил бы с заблаговременностью 1–3 месяца планировать проведение массовых спортивных мероприятий с ми-

нимальным риском их срыва из-за массового схода лавин или выхода глубоких циклонов.

В настоящее время фоновый прогноз лавин может составляться как вероятностный с заблаговременностью не более 5–15 суток на основе синоптического прогноза или на основе прогноза формирования в снежной толще лавиноопасных слоёв в результате сублимационной перекристаллизации снежной толщи. Однако прогнозирование лавин возможно и на базе закономерностей изменения физических характеристик снежного покрова в результате геофизических процессов в системе «атмосфера–литосфера». Многие геофизические процессы в этой системе тесно связаны с аналогичными процессами на Солнце, которые оказывают определяющее влияние на геофизические процессы, происходящие на Земле [2, 3, 11–16]. Именно

поэтому лавинные процессы не составляют исключение и должны носить циклический характер.

Методы долгосрочного прогноза экзогенных геологических процессов на основе многолетних циклов солнечной активности разрабатывались ещё А.И. Шеко [16, 17]. На связь изменения солнечной активности с лавинообразованием обратил внимание Г.К. Тушинский [11]. Однако в своих работах он, как и А.И. Шеко, рассматривал только многолетние циклы солнечной активности и соответственно многолетние циклы изменения активности лавинных процессов. Вместе с тем для решения прикладных задач по защите от лавин необходимы методы их прогноза на период 15–90 суток. Такой прогноз можно попытаться разработать на основе эмпирических данных о лавинах и осадках как прогноз циклического изменения интенсивности лавинных процессов в соответствии с 27-дневным циклом изменения солнечной активности [8].

Постановка задачи

Многие природные процессы относятся к циклическим и самоподдерживающимся в системе солнечно-земных связей. Примером могут служить волны погоды — колебания атмосферного давления с периодом 18–25 суток. Стационарные потоки солнечного ветра, вращаясь вместе с Солнцем, вызывают геомагнитные возмущения, которые повторяются каждые 27 суток в соответствии с периодом вращения Солнца [12]. Многие исследователи отмечали соответствие циклическости процессов, происходящих в магнито- и атмосфере Земли, циклам солнечной активности. Так, Л.Г. Данилов [3] обратил внимание на самопроизвольные колебания атмосферного давления с периодом 18–25 суток. Автоколебания в атмосфере возникали после прохождения группы пятен через центральный солнечный меридиан. С таким же периодом возникают и максимумы солнечных пятен, т.е. происходит циклическое изменение активности солнечного магнитного поля и соответственно изменение интенсивности геомагнитного поля. О существовании таких волн, как собственных затухающих колебаний атмосферного давления, писал В. Швердфегер [15]. Л.А. Вительс [2] указывал, что наблюдается соответствие минимумов и максимумов интенсивности циклонов определённым дням месяца. А.В. Дьяков [5] на основе данных многолетних наблюдений об-

наружил, что экстремумы энергии атмосферной циркуляции (энергетический цикл атмосферы), связанные с солнечными циклами, повторяются в среднем через 8,6 суток, увеличиваясь в периоды высокой солнечной активности до 12 суток. Существует статистически доказанная связь повторяемости изменений температуры внутри 27-дневного цикла оборота Солнца. Наиболее полно циклические связи между солнечными и земными процессами освещаются в работах А.Л. Чижевского [13, 14], который обращает внимание на повторяемость пертурбаций солнечного магнитного поля средней силы через 27 дней (период вращения Солнца), а сильных — примерно через 30 дней.

Изменение интенсивности солнечного магнитного поля приводит к колебаниям градиента атмосферного электрического поля Земли и связанных с ним теллурических, геомагнитных и других видов полей. В свою очередь, изменения этих полей периодически действуют на все геофизические процессы, протекающие в атмосфере и литосфере Земли. Снежный покров и лавины в этом отношении — не исключения из общей закономерности. Для обоснования взаимосвязи между лавинообразованием и циклическими процессами в системе солнечно-земных связей необходимо определить феноменологию лавинных процессов. Отметим, что лавины разных генетических типов не только имеют разные динамические характеристики, но и формируются под влиянием разных факторов, в том числе и геофизических (табл. 1).

Лавины следует описывать не как гидрологические или гравитационные явления, а как более сложный процесс, именно геофизический, начинающийся с момента образования снежного покрова в лавиноборе и заканчивающийся формированием лавинных отложений. На этапе развития снежной толщи в лавиноборе, как в самоорганизующейся системе (на стадии сублимационной рекристаллизации снежной толщи), именно геофизические процессы начинают играть ведущую роль в изменении несущей прочности и связанности снежного пласта, что, в конечном итоге, определяет характер лавинообразования как процесса, происходящего в триггерной геосистеме — лавинном комплексе [6]. Таким образом, при прогнозе лавин важнейшим вопросом становится их классификация. В настоящее время для решения многих задач лавиноведения наиболее продуктивен подход к классификации лавин, предложенный

Таблица 1. Генетические типы лавин и их средние характеристики (о. Сахалин, 1978–2013 гг.)

Генетический тип лавины	Плотность лавино-образующего снега, г/см³	Характер движения лавины	Максимальные характеристики лавины			Преобладающие процессы, определяющие генезис лавин	Критерий фонового прогноза лавин как циклического процесса в системе солнечно-земных связей
			объём, тыс. м³	дальность выброса, м	скорость, м/с		
Сингенетические лавины							
Метелевого снега (снежная доска)	0,20—0,50	Ламинарный, скольжение	5,0	400	30	Синоптические и гидрометеорологические	Циклическое изменение синоптических процессов
Снеготаяния	0,15—0,50	Ламинарный, вязкое течение	5,0	300	15		
Свежевыпавшего снега	0,05—0,15	Турбулентный	10,0	500	40		
Эпигенетические лавины							
Перекристаллизованного снега	0,22—0,38	Турбулентный, волновой процесс	> 50	> 1000	> 80	Геофизические в снежной толще	Циклическое изменение геофизических процессов
Смешанного перекристаллизованного и сухого свежевыпавшего снега	0,25—0,35		> 1400	3800	> 80	Геофизические в снежной толще в сочетании с гидрометеорологическими	Циклическое изменение геофизических и синоптических процессов
Смешанного перекристаллизованного и сухого метелевого снега	0,25—0,45		> 1000	> 2000	> 80		
Смешанного перекристаллизованного и мокрого снега	0,35—0,50		100	1200	50		

В.В. Дзюбой [4]. Этот прогноз наиболее полно отражает феноменологию лавинного процесса и основан на разделении лавин на три генетических класса: син-, эпи- и полигенетические.

Однако для решения задачи, рассматриваемой в настоящей статье, в классе эпигенетических лавин необходима более развёрнутая классификация лавин, связанных с перекристаллизацией снежной толщи [9], а лавины снеготаяния должны рассматриваться как лавины сингенетические. Лавины полигенетического класса целесообразно не выделять в отдельный класс, а рассматривать как эпигенетические, так как в их образовании доминируют процессы метаморфизма снежной толщи (триггерный механизм лавинообразования). С каждым генетическим типом лавин мы можем соотнести ряд процессов, которыми определяются ведущие факторы лавинообразования для данного типа лавин (см. табл. 1). Так, в образовании сингенетических лавин преобладают синоптические и метеорологические факторы, а эпигенетических лавин — геофизические факторы, которые вызывают изменение физических характеристик снежной толщи, определяющих её связность

и несущую прочность, в частности изменение электрических сил внутри снежной толщи [7]. Возможно также сочетание геофизических факторов с синоптическими и метеорологическими.

Таким образом, связь между образованием лавин сингенетического класса и суммой выпадающих осадков должна быть выражена достаточно чётко, поэтому для долгосрочного прогноза таких лавин на незначительной территории (речной бассейн, макросклон горного хребта и т.д.) можно ограничиться только циклическим прогнозом осадков или, что несколько шире, прогнозом изменения синоптической ситуации. Для лавин эпигенетического класса такая связь выражена не столь чётко, поэтому при их долгосрочном прогнозе должны в явном или неявном виде учитываться циклические изменения геофизических процессов, в частности, происходящие в системе солнечно-земных связей.

Методы и решение

Для проверки гипотезы о цикличности лавинных процессов, их связи с циклами геомагнитной активности и оценки возможности прогноза лавин как циклического процесса проанализи-

Таблица 2. Алгоритм набора эмпирических данных о случаях схода лавин в 27-дневном цикле изменения солнечной активности по району исследования для построения графиков прогноза лавин (пример заполнения таблицы)

Характеристика	День цикла				
	1	2	3	...	27
Дата:					
01.01.1900 г.	0	0	0	...	0
...	...	...	...	...	...
03.01.1935 г.	3*/10,5	0	1/1,5	...	1/1,2
04.01.1935 г.	0	0	1/0,5	...	2/1,9
...	...	...	...	...	...
23.03.2011 г.	1/15,2	1	2/0,8	...	0
24.03.2011 г.	4/8,8	0	0	...	1/1,0
Число дней с лавинами n	45	3	140	...	60
Число циклов N	200	200	200	...	200
Вероятность n/N , %	22,5	0	70,0	...	30,0
Суммарный объём лавин, тыс. м ³	102,9	1,7	630,3	...	210,8
Число лавин с объёмом, тыс. м ³ :					
более 100	0	0	5	...	2
50–100	0	0	15	...	5
10–50	7	0	35	...	12
5–10	29	0	45	...	8
1–5	10	1	15	...	14
менее 1	0	2	25	...	19
Максимальный объём лавин, тыс. м ³	49,0	1,0	230,0	...	300,0
Генетические типы лавин (число лавин):					
сингенетические:					
нового снега	22	5	54	...	39
мокрого снега	22	0	35	...	27
эпигенетические	31	0	65	...	41

*Число лавин/объём лавин, тыс. м³.

рованы данные о лавинных и метеорологических процессах за длительные периоды. По методу 27-дневных солнечных календарей А.Л. Чижевского [13] эмпирические ряды данных о лавинах и осадках были разбиты на 27 групп (в соответствии с 27-дневным циклом изменения солнечной активности) и внесены в таблицу с 27 графами с началом от произвольно выбранной даты. В таблицу вносили эмпирические данные о числе лавин за сутки, их суммарном и максимальном объёмах, объёмах лавин по градациям и о генетических типах лавин (табл. 2). Аналогичные таблицы составлялись на основе эмпириче-

Таблица 3. Алгоритм набора эмпирических данных о сумме осадков в 27-дневном цикле изменения солнечной активности по району исследования для построения графиков прогноза осадков (пример заполнения таблицы)

Характеристика	Сумма осадков (мм) по дням цикла				
	1	2	3	...	27
Дата					
01.01.1900 г.	1,5	22,5	0,5	...	32,5
...	...	...	...	...	...
03.01.1935 г.	10,2	1,0	15,7	...	0
04.01.1935 г.	0	3,0	30,0	...	3,2
...	...	...	...	...	...
23.03.2011 г.	0	8,3	0,3	...	0,7
24.03.2011 г.	0	1,6	1,0	...	42,9
Число дней с осадками n	35	90	54	...	23
Число циклов N	100	100	100	...	100
Вероятность n/N , %	35	90	54	...	32
Число случаев с суточной суммой осадков, мм:					
без осадков	30	20	11	...	12
1–5	27	67	22	...	58
5–10	20	13	22	...	12
10–15	3	0	15	...	10
12–20	15	0	14	...	0
20–30	0	0	9	...	1
более 30	5	0	7	...	2
максимальное	32,8	0,5	23,0	...	43,0

ских данных об осадках, куда вносили суточные суммы осадков по градациям осадков (табл. 3). За вероятность образования лавин V в каждый день цикла принималось среднее значение числа лавин за день цикла (за период наблюдений). Среднее число случаев в 1 – n день цикла образования лавин (частота) в процентах для каждого дня 27-дневного цикла оценивалось по формуле

$$V = (n/N)100,$$

где V – среднее значение числа лавин за день цикла, %; n – суммарное число лавин за день цикла за все циклы за период выборки; N – число циклов.

Аналогичным образом рассчитывались вероятности формирования лавин разных объёмов, разных генетических классов и осадков по градациям (см. табл. 2 и 3). По результатам полученных обобщённых данных составлялись графики связи числа, объёма, типов лавин и суточных сумм осадков с 27-дневным солнечным циклом (рис. 1, 2).

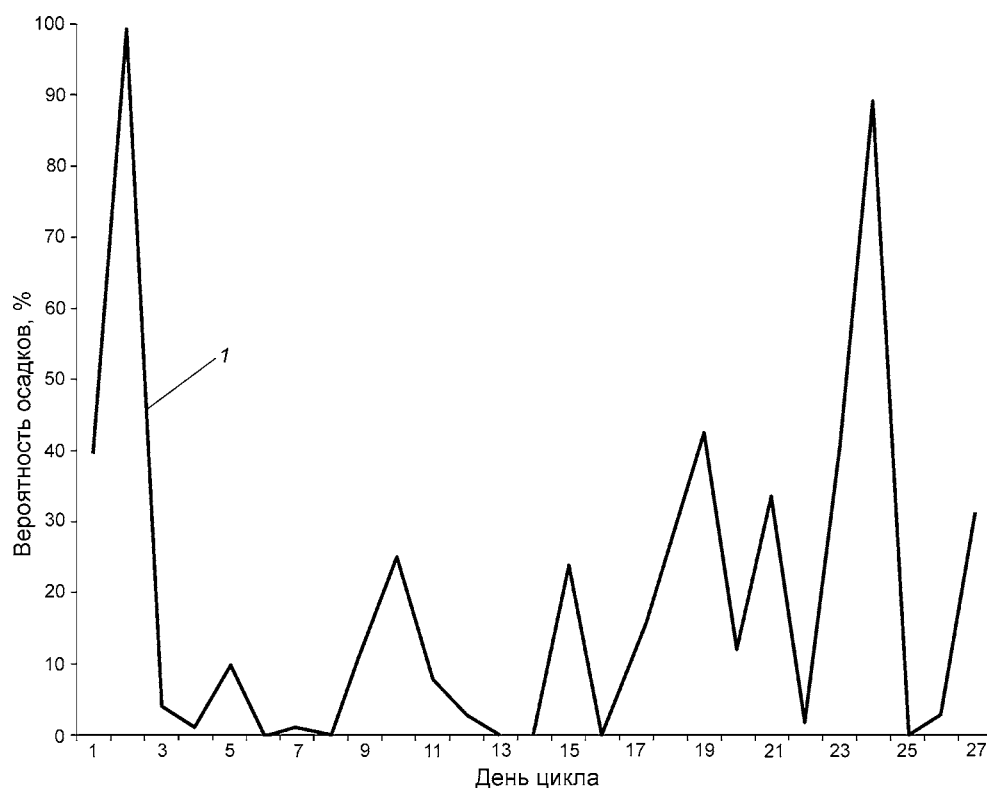


Рис. 1. Долгосрочный прогноз лавин по 27-дневному циклу изменения солнечной активности (Чамгинский перевал, Восточно-Сахалинские горы, о. Сахалин).

1 – дни с лавинами

Fig. 1. Long-term prognosis of avalanches on the 27-daily cycle of change of sun activity (Tshamginskiy mountain pass Sakhalin Island, Vostochno-Sakhalin-skie Mountains).

1 – days with avalanches

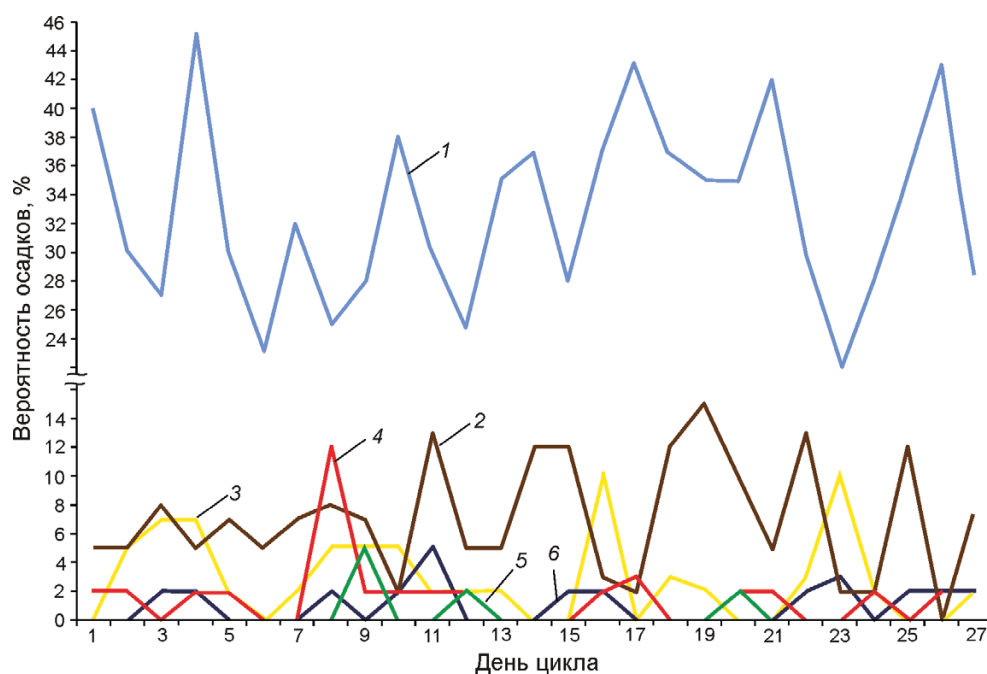


Рис. 2. Долгосрочный прогноз осадков по 27-дневному циклу изменения солнечной активности (г. Томари, о. Сахалин).

Суточная сумма осадков, мм: 1 – менее 5; 2 – 5–10; 3 – 10–15; 4 – 15–20; 5 – 20–30; 6 – более 30

Fig. 2. Long-term prognosis of precipitations on the 27-daily cycle of change of sun activity (Tomari, Sakhalin Island).

Day's precipitations, mm: 1 – less than 5; 2 – 5–10; 3 – 10–15; 4 – 15–20; 5 – 20–30; 6 – more than 30

Полученные графики использовались для прогноза лавин и осадков. Поскольку ритмы погоды имеют выраженное несовпадение даже в близких районах со сложным рельефом, где на атмосферные процессы сильно влияют орографические факторы, прогноз лавин и осадков на основе солнечных

циклов необходимо разрабатывать как прогноз по точке (для речного бассейна, участка морского побережья, макросклона горного хребта и т.д. или группы однотипных лавинных комплексов).

Для проверки гипотезы построены таблицы повторяемости явлений на основе эмпирических

данных о лавинах и осадках. Ряды данных имели разную длительность:

1) для Хибин (Кольский полуостров) — выборка данных о случаях схода лавин за 1935—1986 гг. и суточных суммах осадков за 1983—1986 гг.;

2) для Чамгинского перевала (о. Сахалин, Восточно-Сахалинские горы) — выборка данных о случаях схода лавин за 1979—1992 гг. и суточных суммах осадков за 1982—1992 гг.;

3) для г. Южно-Сахалинск — выборка данных о суточных суммах осадков за 1945—1990 гг.;

4) для г. Томари (юго-западное побережье о. Сахалин) — о суточных суммах осадков за 1988—1992 гг.

Анализ результатов наблюдений за лавинами и осадками в Хибинах и на Чамгинском перевале показал, что активность лавинных процессов и атмосферных осадков имеет выраженный 27-дневный цикл, в соответствии с которым изменяются суточные число, объем лавин и сумма осадков. На основе графиков связи числа, объема, генетического класса лавин и суточных сумм осадков с солнечным и лунным циклами построены прогностические графики для прогноза лавин и осадков по районам перевала Кукисвум (Хибины), Чамгинского перевала, городов Южно-Сахалинска и Томари (осадки). Дополнение эмпирических данных о повторяемости явлений в соответствии с 27-дневным циклом изменения солнечной активности аналогично построенной эмпирической выборке повторяемости явлений в соответствии с 29-дневным лунным циклом (синодическим месяцем) заметно повысило точность прогноза.

Результаты

Методика фоновое долгосрочного прогноза лавин и осадков по 27-дневному циклу изменения солнечной активности в 1987—1988 гг. была проверена в долинах рек Куньёк и Кукисёк (перевал Кукисвум), а в 1993—1995 гг. — на Чамгинском перевале. Методика фоновое долгосрочного прогноза осадков проверена в 1991—1999 гг. для городов Южно-Сахалинск и Томари. В качестве критерия оправдываемости прогноза лавин принимался факт схода хотя бы одной лавины на территории, по которой составлялся прогноз; в качестве критерия оправдываемости прогноза осадков — факт выпадения осадков с суточной суммой, соответствующей количе-

ственной градации, указанной в прогнозе. Анализ результатов показал, что имеют выраженную цикличность: 1) повторяемость и объёмы лавин нового снега (свежевыпавшего и метелевого) и лавин смешанного снега (свежевыпавшего и перекристаллизованного), т.е. лавин, формирующихся во время метелей и снегопадов при выходе циклонов; 2) повторяемость снегопадов и суммы осадков по количественным градациям с шагом 10 мм (т.е. периодичность атмосферных процессов, в том числе циклонов); 3) повторяемость лавин, связанных с перекристаллизацией снежной толщи и формирующихся при ясной погоде; эти случаи, вероятно, следует связывать с изменением геофизических (в частности, геомагнитных) полей, вызывающих изменение физических процессов внутри снежной толщи.

Оценка оправдываемости прогноза лавин и осадков выполнялась как расчёт частотного критерия эффективности прогноза [17]:

$$K = (p/P)100,$$

где K — оправдываемость прогноза, %; p — число оправдавшихся прогнозов; P — общее число проверяемых прогнозов.

Прогноз лавин и осадков по разработанной методике позволил получить следующие результаты: 1) при заблаговременности до 60 суток оправдываемость прогноза составила: осадков — 85—90%; лавин нового снега — 90—95%; лавин перекристаллизованного снега — 75—80%; 2) при заблаговременности до 10 суток оправдываемость прогноза составила: осадков — 90—95%; лавин нового снега — 95%; лавин перекристаллизованного снега — 75—80%.

Обсуждение результатов

Недостаток предлагаемой методики — необходимость набора длинных рядов эмпирических данных об осадках и лавинах, которые для многих районов отсутствуют. Однако, как показал опыт построения прогностических графиков, на начальном этапе работ в неизученном районе можно выделить циклы на основе собственных наблюдений за 6—12 месяцев. Точность прогноза на основе таких коротких рядов существенно ниже, но по мере набора данных при корректировке прогностических графиков точность прогноза постепенно повысится.

Требуется также подготовка данных для выборки о лавинах разных генетических типов. Большинство исследователей относили и относят к лавинам свежеснеговому или метелевому снегу лавины смешанного генезиса (эпигенетический класс), которые сошли во время сильных снегопадов и метелей; эпигенетические лавины смешанного сухого перекристаллизованного и мокрого снега, сошедшие во время оттепелей, обычно описываются как инсоляционные или адвекционные. Однако в большинстве случаев лавины смешанного снега — лавины больших объёмов — относятся к лавинам эпигенетического класса (см. табл. 1). Причина ошибочности отнесения таких лавин к сингенетическим состоит в том, что при описании сошедших лавин, согласно генетической классификации В.Н. Аккуратова [1, 9, 10], все лавины, сошедшие во время снегопадов и метелей, описываются как лавины свежеснеговому или метелевому снегу, а лавины, сошедшие во время оттепелей, — как инсоляционные или адвекционные. При этом не учитывается такой важнейший фактор лавинообразования, как перестройка структуры и текстуры снежной толщи в результате её метаморфизма. Тем не менее, при наличии данных наблюдений за осадками, метелевым переносом снега и срочной температурой воздуха можно рассчитать объём свежеснеговому, метелевому и мокрому снегу, определить его долю в общем объёме лавины и таким образом установить принадлежность лавины к эпигенетическому или сингенетическому классу.

Случаи схода сингенетических лавин, как и должно быть, совпадают с периодами циклического изменения синоптической ситуации: с периодами выпадения осадков и периодами повышения температуры воздуха до 0 °С или до положительных значений. Случаи схода лавин эпигенетического класса во время снегопадов или оттепелей также объяснимы. А достаточно редкие случаи схода лавин эпигенетического класса в дни с ясной морозной погодой можно отнести именно к воздействию геофизических процессов. Два таких случая наблюдались на перевале Кукисвум зимой 1987/88 г.: сходили лавины старого снега объёмом 200–1000 м³. Дни с ожидаемым сходом лавин этого типа, прогнозируемые по рассматриваемой в настоящей статье методике прогноза, были предсказаны с заблаговременностью 58 суток. В 1993–1995 гг. на Чамгинском перевале произошло три

случая схода лавин старого снега объёмом 800–6000 м³ в дни с ясной морозной погодой. Дни с ожидаемым сходом лавин этого типа были предсказаны с заблаговременностью 45 суток.

Повторяемость осадков с разными значениями суточных сумм осадков носит чётко выраженную цикличность, связанную с цикличностью атмосферных процессов и может достаточно надёжно прогнозироваться даже при наличии сравнительно коротких рядов наблюдений (10–15 лет). Наиболее успешно прогнозируются сильные осадки, связанные с выходом глубоких циклонов, что хорошо объясняется циклами атмосферной циркуляции. Тем не менее, отметим, что редкие случаи неоправдавшихся прогнозов осадков (1–2%) связаны именно с выпадением очень сильных осадков (более 50 мм за сутки) на общем фоне хорошей оправдываемости прогнозов именно сильных осадков. Видимо, эти факты вызваны флуктуациями явлений вероятностно-стохастического характера, возникающими как локальные возмущения в нелинейной системе — атмосфере Земли.

Долгосрочный фоновый прогноз лавин и осадков на основе 27-дневного цикла изменения солнечной активности успешно использовался при обеспечении противолавинной безопасности автолесовозной дороги Верхне-Тымского леспромхоза с. Ясное — Чамгинский перевал — пос. Загорный в 1992–1995 гг. и позволил заблаговременно планировать массовую вывозку заготовленного леса и перевозку большого числа работников леспромхоза, что способствовало максимальному снижению лавинных рисков для персонала и времени простоя лесовозной техники.

Выводы

Активность лавинных процессов и периодов выпадения атмосферных осадков имеет выраженный 27-дневный цикл, в соответствии с которым изменяются суточное число и объём лавин, генетические типы лавин и суточная сумма осадков. Методика долгосрочного фонового прогноза лавин и осадков как циклических процессов на основе 27-дневного цикла изменения солнечной активности может успешно применяться при обеспечении лавинной безопасности объектов и территорий. Поскольку ритмы погоды не совпадают даже в близких районах со сложным рельефом, где

сильное влияние на атмосферные процессы оказывают орографические факторы, прогноз лавин и осадков на основе солнечно-лунных циклов необходимо разрабатывать как прогноз по точке.

Литература

1. Аккуратов В.Н. Генетическая классификация лавин // Тр. Эльбрусской высокогорной экспедиции. 1959. Т. 1 (4). С. 206–208.
2. Вительс Л.А. Синоптическая метеорология и гелиогеофизика: Избранные труды. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 251 с.
3. Данилов Л.Г. Волны погоды. Винница, 1926. 47 с.
4. Дзюба В.В. Географические принципы разработки методик прогноза лавиноопасных периодов для малоисследованных районов: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1983. 23 с.
5. Дьяков А.В. Использование информации об активности Солнца в гидрометеорологическом прогнозировании на длительные сроки (1940–1972) // Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды: Тр. 1-го Всес. совещ. Л.: Гидрометеиздат, 1972. С. 307–313.
6. Казаков Н.А. Природный лавинный комплекс как триггерная геосистема: предпосылки управления лавинным процессом // Оценка и управление природными рисками: Материалы общерос. конф. «Риск–2003». М.: изд. АНКИЛ, 2003. С. 344–348.
7. Казаков Н.А. Экспериментальные исследования электрических характеристик снежного покрова // Тез. докл. Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск: изд. КАНО, 2011. С. 73–75.
8. Казаков Н.А. Прогнозирование снежных лавин на основе 27-дневных циклов солнечной активности // Тез. докл. науч. конф. «Геодинамические процессы и природные катастрофы в Дальневосточном регионе». Южно-Сахалинск: изд. ИМГиГ ДВО РАН, 2011. С. 148–149.
9. Казаков Н.А., Боброва Д.А. Динамика лавин разных генетических классов и проблемы моделирования лавин // Тез. докл. II Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск: изд. ИМГиГ ДВО РАН, 2013. С. 93–97.
10. Руководство по снеголавинным работам (временное). Л.: Гидрометеиздат, 1964. 397 с.
11. Тушинский Г.К. Космос и ритмы природы Земли. М.: Просвещение, 1966. 119 с.
12. Физика космоса. М.: Советская энциклопедия, 1966. 783 с.
13. Чижевский А.Л. Физические факторы исторического процесса. Калуга: 1-я Гостиполитография, 1924. 72 с.
14. Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1976. 367 с.
15. Швердфегер В. Погода и климат Антарктики. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 264 с.
16. Шеко А.И. Закономерности формирования и прогноз селей. М.: Недра, 1980. 296 с.
17. Шеко А.И., Постоев Г.П., Круподёров В.С., Дьяконова В.И., Мальнева И.В., Парфенов С.И., Бондаренко А.А., Круглова Л.В. Методические рекомендации по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных геологических процессов в системе государственного мониторинга геологической среды. М.: изд. ВСЕГИНГЕО, 1999. 79 с.

Summary

Many natural processes on the Earth are the cyclic ones and they are self-sustaining within a system of the Sun–Earth relations. To verify our hypothesis on a cyclic occurrence of the avalanche processes and to estimate a possibility to predict avalanches as a cyclic process we had analyzed information about avalanches and meteorological processes (number of avalanches per a day, their total and maximal volumes, and daily sums of precipitation) using the method of 27-day Sun (solar) calendars by A. Chizhevskiy. Analysis of results of such studies obtained in Khibini (Kola peninsula, for 1935–1986) and on a Chamginskiy mountain pass (the Sakhalin Island, Vostochno-Sakhalinsk Mountains, for 1982–1992) had shown that activity of the avalanche processes and the atmospheric precipitation had evident 27-day solar cycle. Cyclicity of appearance and volume of avalanches of both syngenetic and epigenetic types is established as well as of the precipitation in quantitative gradations. Procedures of prediction of number and volume of avalanches and daily precipitation were developed on the basis of their relationship with the Sun cycles. Verification of the method proposed in this article by the data obtained in Khibini (Kukisvum mountain pass, 1987–1988) and on the Sakhalin Island (Chamginskiy mountain pass, 1993–1995; Yuzhno-Sahalinsk; Tomari, 1991–1999) had demonstrated that correctness of such forecast with earliness of 60 days is as follows: for precipitation – 85–90%; the new snow avalanches of new snow – 90–95%; avalanches of recrystallization snow – 75–80%. At that with earliness of 10 days: precipitation – 90–95%; avalanches of new snow – 95%; avalanches of r recrystallization snow – 75–80%.

Подземные льды и наледи

УДК 551.328:551.324

doi: 10.15356/IS.2015.01.07

Подземные льды и гидротермическое движение грунтов на наледных участках речных долин

© 2015 г. В.Р. Алексеев

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск;

Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск

Snow@irk.ru

Ground ice and hydrothermal ground motions on aufeis plots of river valleys

V.R. Alekseev

Melnikov Institute of Permafrost, Yakutsk, and Sochava Institute of Geography, Irkutsk, Siberian Branch of RAS

Статья принята к печати 15 сентября 2014 г.

*Бугры пучения, криогенное движение грунтов, криогенные явления, наледи, наледные процессы, подземный лёд, термокарст.**Cryogenic phenomena, hydrothermal ground movement, aufeis processes, aufeises (icings), pingo, thermokarst, ground ice.*

Излияние и намораживание подземных вод в долинах рек криолитозоны создаёт специфические условия тепло- и массообмена, в результате чего формируется система наледных ледогрунтовых комплексов. Ежегодное формирование и разрушение наледного и подземного льда сопровождается особо опасными геодинамическими явлениями, среди которых ведущее место занимает гидротермическое движение грунтов – пучение, термокарст и термоэрозия. В наледных долинах происходит быстрое, часто неожиданное переформирование каналов стока, резкое поднятие и опускание земной поверхности, разуплотнение и «перетряхивание» сезонно-протаивающих и сезонно-промерзающих горных пород. Показано, что наледные участки речных долин – самые «горячие» точки области распространения вечной мерзлоты. Сформулированы задачи дальнейших исследований.

A specific system of aufeis ice-ground complexes is regularly formed in river valleys of the cryolithic zone as a result of the ground water outpouring and freezing. Early formation and destruction of aufeis and ground ices is followed by hydrothermal motions of grounds which are the ice heaving, thermokarst, and thermal erosion. The aufeis plots of river valleys are shown to be the most “hot” points of the permafrost zone.

Введение

Участки формирования крупных наледей-тарынов резко выделяются на фоне окружающей местности. Зимой, даже в самые жгучие морозы здесь «парит» излившаяся из земных недр вода или на многие километры расстилается ледяная гладь, а летом удивляет ослепительно белый ледяной покров среди зелени лугов и лесов. Наледи и наледные ландшафты всегда привлекали внимание учёных, путешественников и иных любителей природы своим «необычным» видом, загадками и парадоксами. Но лишь в последние 50–60 лет была приоткрыта завеса их происхождения, объяснены некогда таинственные явления, например, взрывы бугров пучения, миграция и распад ледяных полей, питание и многолетняя изменчивость наледообразующих источников и др.

В процессе многолетних исследований установлено, что наледи подземных вод – своеобразные индикаторы теплового состояния крио-

литозоны, мощный регулятор поверхностного и подземного стока, могучий фактор преобразования микроклимата, состава и строения рыхлых отложений, конфигурации речной сети и криогенных ландшафтов [1–4, 7, 22, 23, 28, 30, 36, 40]. Однако многие аспекты наледоведения не изучены. К ним относятся процессы теплового взаимодействия ледяных массивов и подстилающих горных пород, особенности формирования подземных льдов, закономерности развития ряда опасных геодинамических процессов – пучения грунтов, термоэрозии, термокарста, суффозии и др. Настоящая работа частично восполняет этот пробел.

В основу статьи положены материалы многолетних наблюдений на специальных наледных полигонах, организованных в конце XX в. в Северном Забайкалье и в горах Восточного Саяна [3]. При анализе полученных материалов и подготовке статьи использованы также данные полевых наблюдений автора в Южной Якутии, Амурской

области, Забайкалье и Прибайкалье, а также опубликованные сведения по другим районам криолитозоны [6, 10–12, 14, 21, 24, 33–35, 39, 40].

Особенности подземного льдообразования на наледных участках речных долин

Наледи и наледные процессы значительно влияют на интенсивность сезонного промерзания и протаивания горных пород, на их температурный режим и фазовые переходы воды в толще грунтов. В одних случаях они активизируют подземное льдообразование, в результате чего увеличиваются запасы подповерхностных льдов, а в других способствуют уменьшению их массы и глубины залегания. В некоторых местах происходит захоронение ледяных массивов, которые по своему генезису относятся к наледям или снежникам, а по условиям залегания и положению относительно дневной поверхности — к подземным льдам. Формирование наледей создаёт специфические условия подземного льдообразования, отличные от условий смежных участков речных долин [3, 6, 18, 19, 39]. Зимой кривая вертикального распределения температур здесь существенно деформируется из-за выделения тепла наледным слоем воды, при этом образуется своеобразный термоклин (рис. 1). Деформация температурной кривой, постепенно уменьшаясь в размерах, смещается вниз по разрезу и обычно затухает на границе мёрзлых и талых пород. Величина отклонения температуры от «нормального» положения определяется теплозапасом наледнеобразующих вод. Число случаев появления термоклина соответствует количеству излияния воды, которое маркируется общим числом элементарных слоёв наледного льда в рассматриваемой точке разреза.

Спустя некоторое время после появления воды на льду в результате «погружения» тепловой волны и теплопотока мёрзлый грунт частично оттаивает снизу. Фазовый переход воды создаёт у подошвы мёрзлого слоя вакуум, который вызывает подсос грунтовой влаги из нижележащих горизонтов и сбоку. После промерзания слоя воды на льду кривая распределения температуры выравнивается и термоклин исчезает. В это время формируется горизонтальный шпир подземного льда и происходит дальнейшее промерзание подстилающей увлажнённой массы горных пород. Такие

циклы гетерогенного льдообразования многократно повторяются (см. рис. 1). В итоге, с одной стороны, увеличивается мощность льда на поверхности земли, а с другой — нарастает толщина мёрзлых грунтов с ярко выраженной слоистой криогенной текстурой.

Многочисленные наблюдения на полигоне «Чарские Пески» показали, что образующиеся таким образом пачки ледяных шпиров почти всегда ориентированы параллельно поверхности наледнеобразования и сложены чистым прозрачным льдом призматической или зернистой структуры [3, 27]. В песках и супесях толщина шпиров обычно изменяется от 2 до 50 мм; слои выдержаны по простирацию и ограничены ровной поверхностью вмещающих грунтовых масс (рис. 2, а). Расстояние между соседними ледяными включениями колеблется от нескольких миллиметров до 8–10 см. Толщина заключённых между ними слоёв грунта зависит от продолжительности периода повторного наледнеобразования: чем больше времени проходит после излияния воды и полной кристаллизации наледного слоя, тем продолжительнее промерзание подстилающих горных пород и соответственно больше расстояние между ледяными шпирями. В не выдержанных по составу грунтах эта закономерность нарушается. В этом случае возможны частые пережимы и выклинивание включений льда, обусловленные неравномерным промерзанием грунтовой толщи из-за неоднородности её теплофизических характеристик и увлажнения. Однако ритмы льдовыделения вниз по разрезу сохраняются и в общем соответствуют количеству циклов излияния наледных вод. Приведённое описание представляет собой приближённую схему сложного теплофизического процесса, детали которого неизвестны. Для полного раскрытия механизма вакуум-фильтрационного льдообразования необходима постановка специальных опытно-экспериментальных работ и режимных наблюдений на наледных полигонах.

В крупнообломочных и хорошо промытых валунно-галечниковых отложениях слоистые криогенные текстуры отсутствуют. Если перед началом наледнеобразования горные породы обводнены и не испытывают стеснения в процессе дальнейшего промерзания, то в них образуется базальная криогенная структура, т.е. лёд заполняет всё «свободное» пространство между частя-

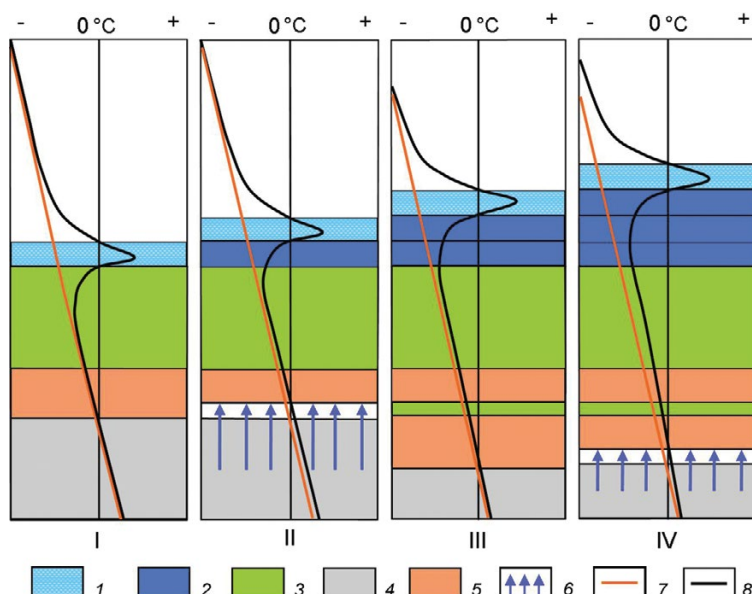


Рис. 1. Схемы сопряженного формирования наледи и подземного льда.

Стадии льдообразования: I – промораживание наледного ложа; формирование первого наледообразующего слоя воды; II – образование вакуума в толще горных пород в результате частичного таяния подземного льда и подсос воды снизу; формирование второго наледообразующего слоя воды; III – выравнивание кривой распределения температуры, приrost толщины слоя подземного льда; формирование третьего наледообразующего слоя воды; IV – подтаивание подземного льда снизу, образование вакуума у его нижней поверхности, новый подсос воды, формирование очередного наледообразующего слоя; 1 – вода; 2 – наледный лёд; 3 – мёрзлый грунт; 4 – талый грунт; 5 – подземный лёд; 6 – направление криогенной фильтрации подземных вод; 7 – кривая распределения температуры между периодами наледообразования; 8 – кривая распределения температуры в период образования и кристаллизации слоя воды на льду

Fig. 1. Schemes of combined formation of aufeis and ground ice.

Stages of the ice formation: I – freezing-through of the aufeis bed; formation of the first aufeis-forming layer of water; II – formation of vacuum in the layer of rocks as a result of partial thawing of ground ice, and infiltration of water from below; formation of the second aufeis-forming layer of water; III – smoothing of the temperature profile and increasing of thickness of the ground ice layer; formation of the third aufeis-forming layer of water; IV – partial melting of the ground ice from below, formation of vacuum at its lower surface, new infiltration of water, and formation of a next aufeis-forming layer; 1 – water; 2 – aufeis ice; 3 – frozen ground; 4 – thawed ground; 5 – ground ice; 6 – direction of cryogenic filtration of groundwater; 7 – the temperature profile between periods of the aufeis formations; 8 – the temperature profile at a period of formation and crystallization of water layer on the ice

ми грунта, при этом происходят их подвижка в разных направлениях и отток воды под криогенным давлением в соседние участки. Напряжения, возникающие в процессе кристаллизации воды, в данном случае не вызывают существенную деформацию поверхности земли, поскольку компенсируются давлением наледного льда и оттоком воды в стороны. Этот механизм подземного льдообразования характерен для открытых криогенных систем. Разрезы такого рода мы неоднократно вскрывали в долинах рек с наличием полыней, уровень воды в которых зависит от «силы мороза». Установлено: чем ниже температура воздуха, тем выше уровень воды в открытой части русла или в проруби, что свидетельствует об отжимании подземной воды в процессе промерзания вмещающих пород.

На наледных участках речных долин часто формируются замкнутые водоносные системы, промерзание которых сопровождается инъекционным льдообразованием с раздвиганием и поднятием грунтовой массы. Механизм внедрения воды по контактам водоупорных слоев рассмотрен в работах Ш.Ш. Гасанова [6], И.В. Климовского [10], С.А. Санникова [27] и др. Экспериментально он раскрыт и подтверждён опытами Г.М. Фельдмана и В.Е. Борозинца, поставленными в Институте мерзлотоведения СО РАН [31, 32], а также в монографии Я.Б. Горелика и В.С. Колунина, подготовленной в Институте криосферы Земли СО РАН [8]. Наши полевые наблюдения показали, что инъекционный механизм накопления крупных масс подземного льда ярче всего проявляется в условиях наледообразо-

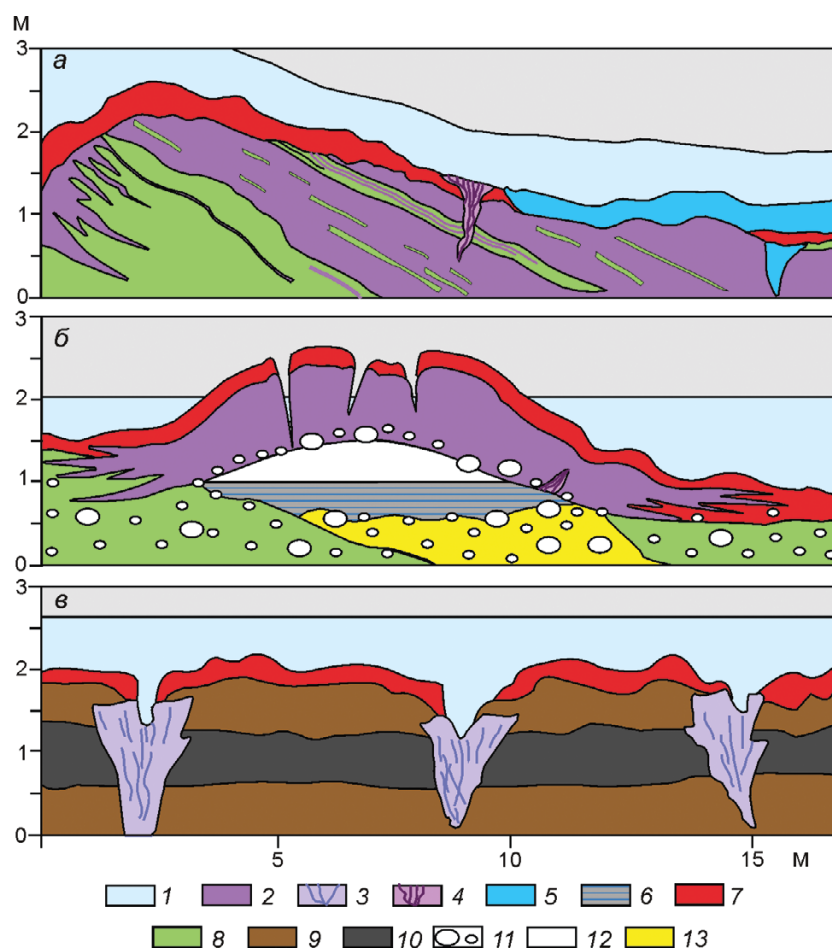


Рис. 2. Ледогрунтовые комплексы на наледном полигоне Чарские Пески, Северное Забайкалье:

а – долина ручья Холодный; *б* – долина ручья Болотный; *в* – правый берег р. Средний Сакукан. Лёд: 1 – наледный, 2 – инъекционный, 3 – повторно-жильный, 4 – трещинно-жильный, 5 – снежный; 6 – вода; грунты: 7 – песок сезонно-протаивающий, 8 – песок многолетнемёрзлый, 9 – супесь многолетнемёрзлая, 10 – торф мёрзлый, 11 – валуны и галька; 12 – воздушная полость в теле бугра пучения; 13 – водовыводящий канал (талый грунт)

Fig. 2. Ice-ground complexes in the Charskie Peski aufeis test area, Northern Transbaikalia:

a – valley of the Kholodny Creek; *b* – valley of the Bolotny Creek; *v* – right bank of the Sredny Sakukan River. Ice: 1 – aufeis, 2 – injected, 3 – wedge ice, 4 – fissure-vein ice, 5 – snow ice; 6 – water; grounds: 7 – seasonally thawing sand, 8 – perennially frozen sand, 9 – perennially frozen sandy loam, 10 – frozen peat, 11 – boulders and pebble; 12 – air cavity within the frost mound body; 13 – take away water canal (thawed grounds)

вания при особом тепловом режиме и повышенном увлажнении подстилающих горных пород.

Пласты инъекционного льда формируются в период, когда грунт на смежных участках долины промерзает на некоторую глубину. В это время под наледью в связи с выделением большого количества скрытой теплоты кристаллизации сохраняется надмерзлотный талик. Промерзание его кровли в перерывах между наледообразованием, а также криогенное отжимание воды с боков вызывают большое давление, которое резко падает при прорыве подземной воды на поверхность или её внедрении в виде обособленной линзы между талым

и мёрзлым грунтом. В последнем случае кровля талика приподнимается на величину, компенсирующую гидростатическое давление. Дальнейшее промерзание водяной инъекции может быть частичным или полным. Если линза воды промёрзла не полностью, то резкий спад нарастающего давления после очередного излияния по субвертикальным трещинам и зонам разлома обуславливает бурное выделение пузырьков растворённого воздуха и «всплеск» последующего активного прорастания ледяных кристаллов. Этот процесс сопровождается вертикальными деформациями земной поверхности, которые часто остаются не-

заметными под покровом наледного льда. В случае полной кристаллизации водяной инъекции снизу к ней примерзает мелкодисперсный грунт с характерной слоистой криогенной текстурой, сформировавшейся по описанной ранее схеме, а также галька, валуны или крупнообломочный материал (см. рис. 2, б). При последующих инъекциях эта мёрзлая горная порода приподнимается вместе с ледяной кровлей и в дальнейшем защемляется в толще подземного льда.

Иногда инъекции воды происходят между наледью и её ложем, при этом обрываются вмёрзшие в лёд растения. Как правило, нарастание инъекционного льда синхронно следует за циклами излияния и последующей кристаллизации наледобразующих вод, о чём свидетельствуют многочисленные апофизы в периферийных частях ледяных сводов (см. рис. 2, б). Параллельно с этим залечиваются трещины — в них образуются жильные и повторно-жильные льды особой модификации: они питаются или сверху за счёт наледных вод, или снизу — в результате криогенного напора грунтовых вод.

Наличие в массе инъекционного льда выдержанных по толщине и простираению прослоёв и линз горных пород, на первый взгляд, кажется загадкой. Ксенолиты мёрзлого грунта взвешены во льду, имеют чёткие контакты с вмещающим ледяным массивом (рис. 3, а), а иногда образуют своеобразные ярусы и цепочки. Часто во льду встречаются обособленные скопления гальки и крупных валунов (см. рис. 3, б). При документации таких разрезов исследователи обычно считают, что инородные включения сформировались в результате привноса материала на поверхность наледи и его захоронения в результате послойного намораживания воды. При этом не учитываются отсутствие слоистости во льду и возможность инъекционного происхождения структуры.

Своеобразна роль наледных явлений в морозобойном растрескивании грунтов и развитии жильных и повторно-жильных льдов (см. рис. 2, в). Известно, что криогенное растрескивание мёрзлых горных пород происходит при высоких температурных и влажностных градиентах: чем ниже температура поверхности грунтов и выше их влажность (льдистость), тем более мелкие полигоны образуются в результате возникающих напряжений. Лёд в криогенных трещинах обычно формируется в период снеготаяния или

во время весенних паводков. Наледные процессы существенно корректируют схему развития трещинно-жильных льдов. Во-первых, зимой в результате выхода наледобразующих вод морозобойное растрескивание горных пород в поймах рек и на террасах вообще может не проявляться или существенно трансформироваться. В случае, когда наледный процесс начинается осенью и продолжается без перерывов до весны, подземное льдообразование идёт по вакуум-фильтрационной схеме, т.е. без формирования полигонов. Если же наледные явления начинаются со второй половины зимы, то температурные напряжения в грунтах приводят к растрескиванию мёрзлой земли, но полигоны выражены очень слабо. Во-вторых, на наледных участках речных долин повторно-жильные льды формируются не за счёт талых снеговых, а за счёт изливающихся подземных вод, причём время образования ледяных клиньев сдвигается на 2–3 месяца к середине холодного периода года. В-третьих, из-за наличия массы наледного льда, перекрывающего полигоны, трансформируется их развитие в тёплый период года, в частности, уменьшается глубина сезонного протаивания, изменяются интенсивность и характер термоэрозии и термокарста, а также затухивается пучение горных пород.

Особую роль наледные явления играют в процессе фронтального роста повторно-жильных льдов. Здесь возможны два случая льдообразования. Если наледные воды заполняют полость над ледяной жилой при неполном промерзании сезонно-талого слоя, то кристаллизация наледобразующих вод сопровождается расклиниванием вмещающей породы и формированием серии сопряжённых ледяных шлиров, утончающихся по мере удаления от морозобойной трещины. Образующийся при этом массив льда служит естественным продолжением ледяной жилы. Обычно для него характерна ярко выраженная субгоризонтальная слоистость, осложнённая последующим морозобойным растрескиванием, т.е. в полости образуется растрескавшийся наледный лёд. Если же пространство над залежью льда заполняется после смыкания промерзающего сезонно-талого грунта с многолетнемёрзлой толщей, то вода замерзает в замкнутом объёме. В этом случае наблюдаются радиальная ориентировка ледяных кристаллов и концентрическое распределение выделившихся пузырьков газа. В центральной

части такого ледяного массива отмечается повышенное содержание минеральных веществ, обусловленное последовательным вымораживанием растворённых солей. Как и в первом варианте, образующийся ледяной нарост в дальнейшем часто расчленяется морозобойными трещинами и приобретает сложную текстуру. При соответствующем режиме осадконакопления на долю этих процессов, видимо, приходится основная часть прироста ледяных жил. Участки с повторно-жильными льдами подобного происхождения наиболее часто встречаются на периферии плоских наледных полей, сложенных мелкодисперсными отложениями, а также на речных террасах, вышедших из-под уровня пойменного режима. Примером местности такого типа служит долина р. Средний Сакукан в Верхнечарской котловине. Вскрытые здесь повторно-жильные льды (см. рис. 2, в) относятся к классу полигенетических. Нижняя их часть сформировалась эпигенетически до начала наледообразования, а верхняя — сингенетически в процессе многолетнего развития наледных явлений. Развитие «чистых» сингенетических ледяных жил наиболее вероятно в нижних частях наледных полей, где аккумуляция твёрдого материала обычно преобладает над его сносом.

Типы наледных ледогрунтовых комплексов

Как видим, на наледных участках криолитозоны формируется сложная двухъярусная система парагенетически связанных мёрзлых грунтов и поверхностных льдов. Верхняя её часть сложена наледным льдом, промёрзшим мокрым снегом и снежным покровом, а нижняя — льдонасыщенными горными породами. Строение криогенной системы зависит от двух ведущих процессов — послойного намораживания воды на поверхности земли и кристаллизации подземных вод в условиях периодического изменения плотности теплового потока. По соотношению составных частей наземного и подземного ярусов мы выделили серию генетически однородных структур — наледных ледогрунтовых комплексов (ЛГК), которые существенно отличаются от сходных образований, расположенных за пределами наледных полей. Их строение, сопряжённое развитие и расположение определяют специфику инженерно-геологических и ландшафтно-географических условий освоения местности.

Поскольку верхний ярус не отличается многообразием строения и состоит из сравнительно однородных слоёв наледного, реже речного льда и снега, в схеме типизации его можно представить как один структурный элемент системы. Тогда стратиграфические особенности разреза определяются основными типами подземного льдообразования — сегрегационным, базально-цементным, вакуум-фильтрационным, напорно-инъекционным и трещинно-жильным. Вместе с наземной аккумуляцией льда эти процессы формируют структуру и криогенное строение семи основных ледогрунтовых комплексов (рис. 4). Два из них (I и II) образуются в условиях открытой системы, когда подземные воды кристаллизуются без криогенного напора и существенной деформации вмещающих пород; остальные возникают в результате промерзания закрытых водоносных структур, в которых при переходе воды в лёд развивается высокое давление, которое приводит к перемещению минеральных частиц грунта, подъёму кровли и крупным деформациям земной поверхности. Рассмотрим характерные особенности ледогрунтовых комплексов по данным наших наблюдений на наледных полигонах.

ЛГК-I — массивно-сегрегационный. Верхний ярус мощностью 1–1,5 м — двухслойный, состоит из наледного и речного кристаллического льда с примесью смёрзшейся шуги. Нижний ярус толщиной 0,2–0,8 м образуется в середине или во второй половине зимы, сложен илистыми, песчано-гравелистыми или галечными отложениями, пронизан мелкими, равномерно распределёнными линзами или гнёздами льда. Криогенная текстура грунта — преимущественно массивно-линзовидная. Контакт с подстилающими не мёрзлыми породами ровный. Весной уровень воды находится существенно ниже подошвы мёрзлого слоя. Встречается на пойме и под руслом промерзающих водных потоков на участках над- и межмерзлотных таликов, осушающихся в зимний период. Видимых подвижек грунта и перекрывающих ледяных слоёв не обнаружено.

ЛГК-II — цементно-базальный. Верхний ярус толщиной 1–2 м — двух- или трёхслойный, состоит из снежного или речного кристаллического льда, перекрытого наледью речных или подземных вод. Нижний ярус мощностью до 1 м сложен хорошо промытыми валунами и галькой, промежутки между которыми полностью

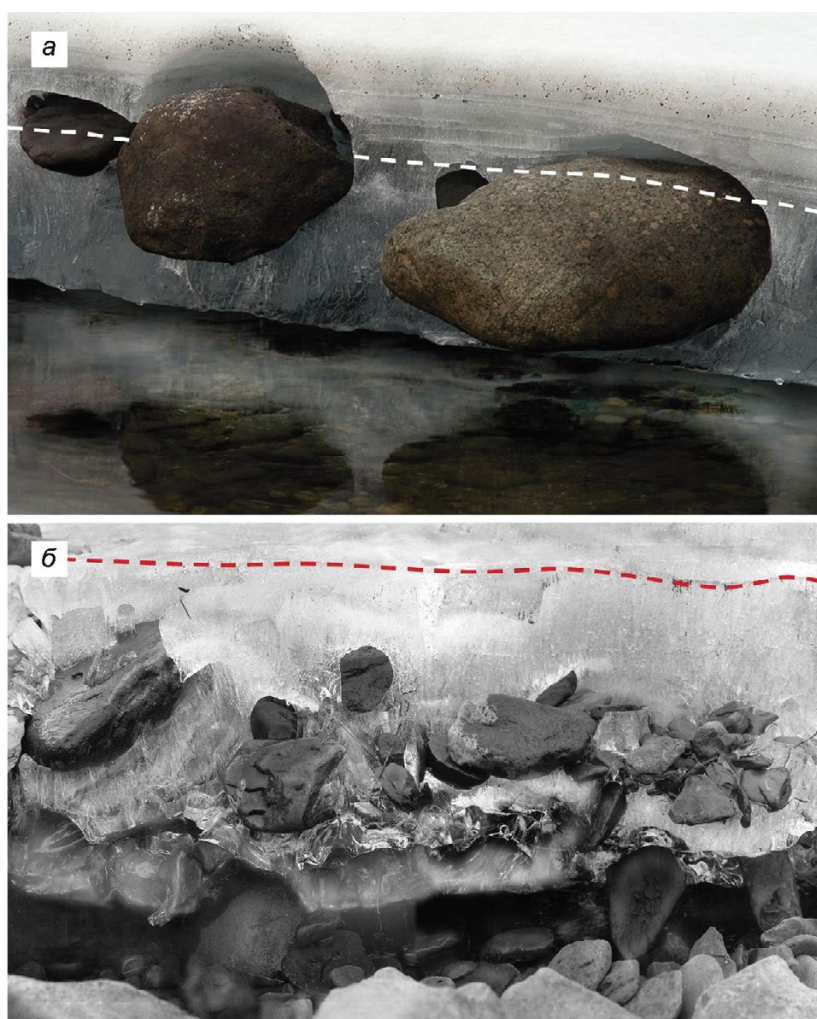


Рис. 3. Валуны и окатанные обломки горных пород в толще вакуум-фильтрационного льда:

a — на наледной поляне в долине р. Сунтар, Якутия (фото С. Карпухина); *б* — на наледной поляне в долине р. Аунакит, Патомское нагорье; пунктиром показана нижняя граница наледного льда

Fig. 3. Boulders and rounded fragments of rocks within the layer of vacuum-filtration ice:

a — on the aufeis glade in the Suntar River valley, Yakutia (the photograph by S. Karpukhin); *б* — on the aufeis glade in the Aunakit River valley, Patom Plateau; dotted line shows the lower boundary of the aufeis ice

заполнены льдом. Базальная криогенная текстура отложений формируется во второй половине зимы после промерзания поверхностного водного потока в условиях высокой обводнённости руслового аллювия. Такие условия характерны для участков рек с «ныряющим» стоком. В сухих русловых отложениях льдообразование происходит в середине или в конце зимы в результате затекания наледных вод. В обоих случаях кристаллизация воды в полостях сопровождается цементацией горной породы с небольшим смещением её частей относительно друг друга, что не приводит к подъёму кровли с намёрзшим снежно-ледяным покровом.

ЛГК-III — слоисто-сегрегационный. Верхний ярус мощностью до 2,5 м — одно- или двухслойный, состоит из наледного или из наледного и снежного льда. Нижний ярус представлен льдистым сезонно-протаивающим слоем мелкодисперсных горных пород (песок, суглинок, супесь или глина), подстилается вечной мерзлотой. Встречается на периферийных участках задернованных наледных полей, находящихся во 2-й и 4-й стадиях развития. Выявлены три варианта промерзания замкнутой водоносной системы: 1) промерзание слоя происходит до начала процесса наледообразования (в ноябре—декабре) и продолжается под образующимся наледным покровом до полного смыкания с мно-

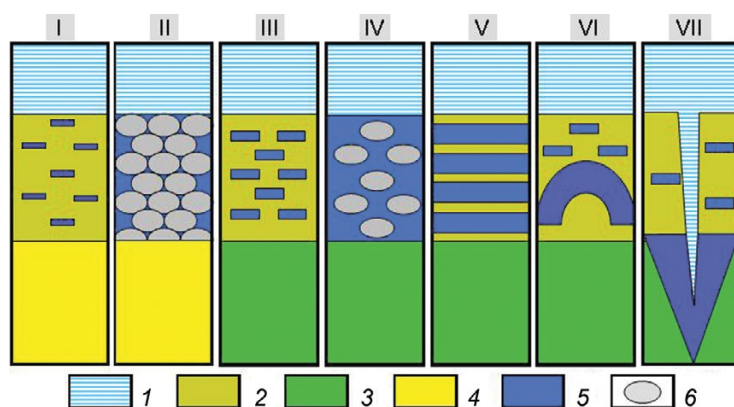


Рис. 4. Типы наледных льдогрунтовых комплексов:

I – массивно-сегрегационный; II – цементно-базальный; III – слоисто-сегрегационный; IV – базально-сегрегационный; V – вакуум-фильтрационный; VI – напорно-инъекционный; VII – трещино-жильный. 1 – наледь с прослоями снежного льда и снега; 2 – сезонно-протаивающий слой горных пород; 3 – многолетнемёрзлые горные породы; 4 – талые и немёрзлые грунты; 5 – подземный лёд; 6 – валуны и галька

Fig. 4. Types of aufeis ice-ground complexes:

I – massive-segregation; II – cement-basal; III – layered-segregation; IV – basal-segregation; V – vacuum-filtration; VI – pressure-injection; VII – fissure-vein. 1 – aufeis with alternating layers of snow ice and snow; 2 – seasonally thawing layer of rocks; 3 – perennially frozen rocks; 4 – thawed and unfrozen grounds; 5 – ground ice; 6 – boulders and pebbles

голетнемёрзлым основанием; 2) грунт переходит в мёрзлое состояние в процессе послойного намораживания воды на дневной поверхности в перерывах между излияниями; 3) увлажнённый надмерзлотный слой промерзает после затухания наледных процессов и стабилизации отрицательных температур по всему разрезу. Слои сегрегационного льда толщиной 3–5 см, параллельные фронту промерзания, формируются: в нижней части горизонта; по всей промерзающей толще; под наледью в приконтактном слое. Криогенная сегрегация грунта сопровождается поднятием земной поверхности вместе с лежащим на ней наледным льдом на 10–30 см в зависимости от толщины сезонно-протаивающего слоя и его предзимнего увлажнения.

ЛГК-IV – базально-сегрегационный. Верхний ярус – однослойный, представлен наледным льдом толщиной до 3 м, нижний мощностью 0,5–1 м состоит из валунов и крупной гальки, взвешенной в прозрачном массивном льду. Ниже располагаются не мёрзлые водоносные отложения на многолетнемёрзлом основании или на коренных (скальных) породах. Грунтовые воды в процессе промерзания приобретают напор, часто фонтанируют или внедряются по контакту земной поверхности с наледью, образуя линзы и пласты чистого голубоватого льда. Переход воды в лёд сопровождается повсеместными подвижками валунов и гальки относительно друг друга,

смещением промёрзшей кровли вместе с пластами наледного льда на высоту 0,5–1,5 м. Местами в толще отложений встречаются выдержанные по горизонтали пласты и линзы инъекционного льда толщиной 0,5–0,8 м с призматической вертикально ориентированной структурой. Комплекс формируется в течение всего холодного периода года. Часто его можно встретить в руслах небольших рек и ручьёв, осушающихся к началу зимы. На зрелых наледных полях в третьей стадии развития он может занимать десятки и сотни тысяч квадратных метров, при этом от года к году объём подземного льда и величина гидротермического движения грунтов существенно меняются (рис. 5). В летний период нижний ярус ледового комплекса часто ошибочно принимают за наледь, «засорённую» принесённым со стороны валунно-галечным материалом.

ЛГК-V – вакуум-фильтрационный. Верхний ярус – однослойный, сложен наледным льдом толщиной до 2,5 м, нижний ярус мощностью 0,3–1,8 м представлен дресвой, песком, суглинком, иногда с примесью мелкой гальки. В разрезе горизонта выделяются параллельные друг другу пласты чистого прозрачного льда толщиной 10–50 см, разделённые слоями зашемлённых мелкодисперсных отложений с линзовидной криогенной текстурой. В периферийных частях пласты подземного льда постепенно утончают-

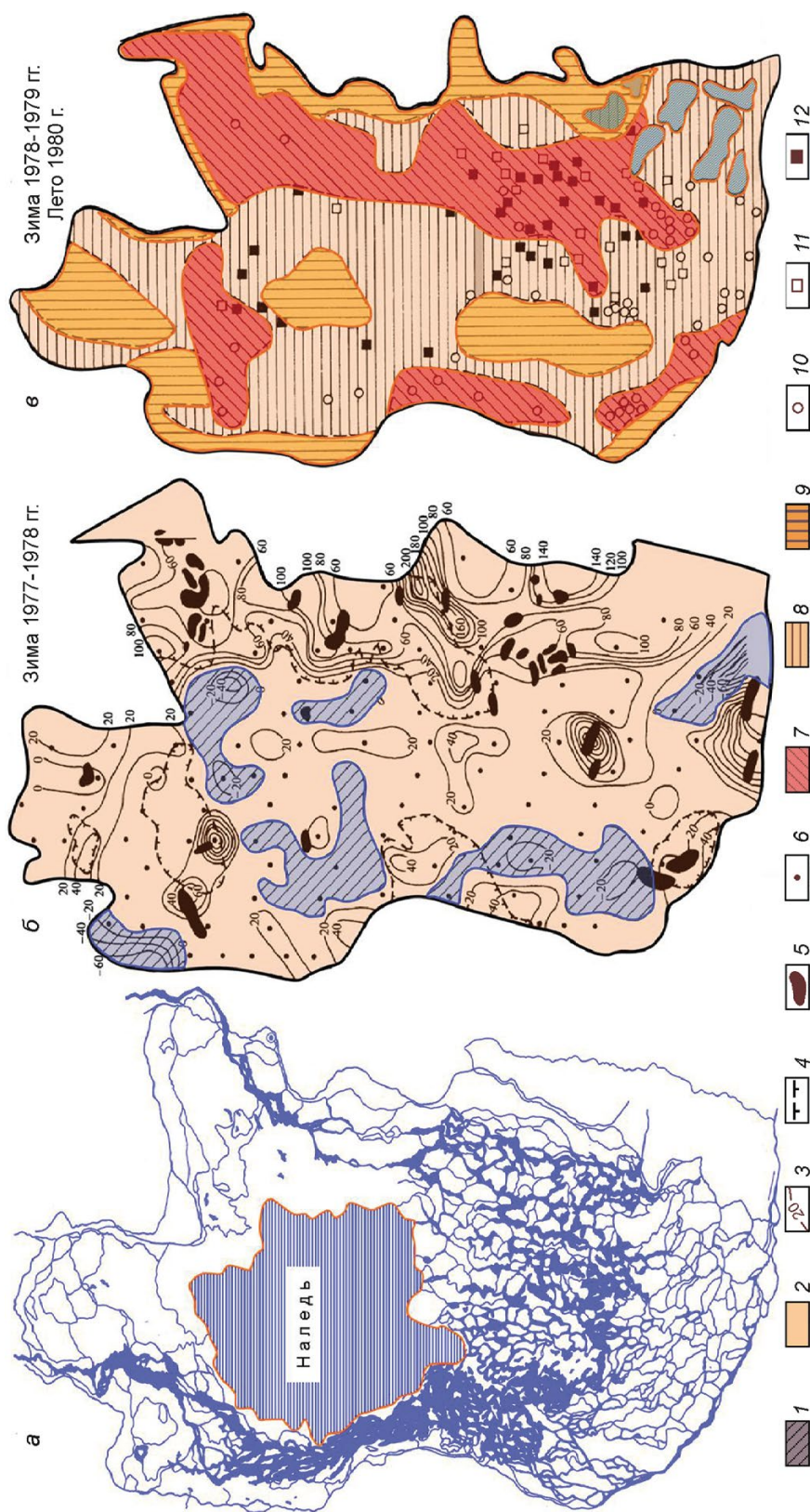


Рис. 5. Русловая сеть на наледной поляне и криогенное движение грунтов в процессе формирования гигантской Муруинской наледи на севере Забайкалья:

а – русловая сеть в период неполного разрушения наледи; б – ситуация, по данным наблюдений В.Н. Кологаева [13], зимой 1977/78 г.; 1 – зона понижения поверхности наледного ложа; 2 – зона повышения поверхности горных пород; 3 – изолинии повышения поверхности грунтов, м; 4 – зона развития водно-ледяных гряд; 5 – наледный бугор пучения; 6 – измерительные вехи; в – ситуация, по данным наблюдений Б.Н. Дейкина [9], зимой 1978/79 г. и летом 1980 г.; 7 – зона активного водообмена и интенсивного поднятия грунтов при формировании инъекционных льдов средней толщиной 0,73 м; 8 – зона умеренного водообмена и умеренного поднятия поверхности земли при формировании инъекционных льдов средней толщиной 0,45 м; 9 – зона слабого развития инъекционных льдов или их отсутствия; 10–12 – шурфы и разрезы, пройденные в 1979 г. (10), в 1980 г. на участках естественного обнажения инъекционных льдов (11) и в толще льдосодержащих аллювиальных отложений (12)

Fig. 5. Channel network on the auefs glade and cryogenic movement of grounds during process of the gigantic Murinskaya auefs formation in the north of Transbaikalia:

а – channel network at a period of incomplete destruction of auefs; б – situation according to observational data reported by V.N. Kolotaev [13] in winter of 1977/78; 1 – zone of lowering of surface of the auefs bed; 2 – zone of elevation of the rock surfaces; 3 – contour lines of elevation of the ground surfaces, m; 4 – zone of formation of water-ice ridges; 5 – auefs frost mound; в – measuring poles; в – situation according to observational data reported by B.N. Deikina [9] in winter of 1978/79 and summer of 1980; 7 – zone of active water exchange and intense ground elevations during formation of injected ices with average thickness of 0.73 m; 8 – zone of moderate water exchange and moderate elevation of land surface during formation of injected ice with average thickness of 0.45 m; 9 – zone of weak development of injected ice or its absence; 10–12 – pits and profiles made in 1979 (10) and 1980 on plots of natural outcrops of injected ice (11), and within layer of ice-containing alluvial deposits (12)

ся или делятся на ряд отростков, внедряющихся во вмещающую породу в виде разновеликих зубцов. Ниже пачки подземного льда залегает безнапорный водоносный слой. Наличие вечной мерзлоты под ним не установлено. Однако в некоторых обнажениях зафиксированы фрагменты обтаявших ледогрунтовых структур вакуум-фильтрационного генезиса, которые сохранялись не один сезон. Переход инъекционного льда в многолетнемёрзлое состояние мог произойти как в результате переотложения осадков, так и вследствие сохранения наледного льда в течение всего тёплого периода года (при формировании перелетка). Наледный ледогрунтовый комплекс данного типа встречается на обнажённых от растительного покрова ровных зандроподобных равнинах с густой сетью мелководных многоруканных потоков, а также в некоторых суффозионно-эрозионных долинах вблизи постоянно действующих источников подземных вод.

ЛГК-VI — напорно-инъекционный. Верхний ярус состоит из наледного льда мощностью от 0,5 до 1,5 м, нижний ярус толщиной 0,5–1,2 м сложен горными породами разного гранулометрического состава — суглинками, супесями, песком, дрсевой, галькой, крупными валунами или торфом. В разрезе обязательно присутствует плоско-выпуклая или двояковыпуклая линза чистого льда, в которую заключены оторванные от основания стволы кустарников, корни деревьев, трава, мох, подстилающие горные породы. Ледяные своды вместе с перекрывающим грунтом разбиты зияющими трещинами, на склонах бугра пучения встречаются радиально наклонённые деревья, а внутри их — воздушные полости и небольшие озёрки. Конфигурация каналов, выводящих напорные подземные воды, благодаря которым формируется линза подземного льда и поднимается ледогрунтовая масса, пока остаётся неизвестной. Судя по тому, что ЛГК-VI приурочен к выраженным в рельефе линейным зонам тектонических разломов, руслам небольших рек и локализованным очагам разгрузки подмерзлотных вод, они представляют собой узкие таликовые щели или «трубки».

Зимой водовыводящие каналы закупориваются ледогрунтовыми «пробками», которые под давлением восходящих струй периодически разрушаются, иногда со взрывом [29], поверхность земли при этом изгибается, приобретая в сечении форму параболы. Напряжения в замкнутых

криогенных системах при их промерзании достигают десятков тысяч атмосфер. В долине р. Эгеги в Восточных Саянах мы зафиксировали случай, когда бугор пучения возник перед скальным порогом из горизонтально залегающих доломитов протерозоя. Весной после разрушения бугра пласты горных пород оказались буквально выломанными из массива и поставлены под углом около 40° относительно своего прежнего положения.

ЛГК-VII — трещинно-жильный. Верхний ярус, состоящий из наледного льда толщиной 0,5–1 м, подстилается толщей мелкодисперсных льдистых отложений с массивно-линзовидной криогенной текстурой и клиновидными включениями жильного и/или повторно-жильного льда. Сезонно-протаивающий слой нижнего яруса толщиной 0,5–0,8 м насыщается мелкими линзами хаотически расположенного сегрегационного льда в середине—конце декабря — до появления наледи. В это же время происходит морозобойное растрескивание грунта, захватывающее многолетнемёрзлые горные породы. Заполнение трещин льдом происходит во второй половине зимы и весной во время снеготаяния. В зависимости от состава и предзимнего увлажнения грунтов поверхность земли приподнимается на 10–40 см. Ледогрунтовый комплекс формируется в условиях малоснежья и низких температур воздуха на периферийной части наледных полей.

Криогенное движение грунтов — особо опасное явление природы

Криогенное движение промерзающих горных пород — широко известный процесс [26]. Ему посвящена обширная научная и нормативно-техническая литература, связанная в основном с решением вопросов устойчивости зданий и сооружений, построенных на пученистых грунтах. Масштабы развития этого явления на наледных полях в полной мере ещё не оценивались. Опубликовано лишь несколько статей, в которых раскрывается динамика земной поверхности под влиянием наледных процессов на основе инструментальных режимных наблюдений [9, 15, 16]. В остальных работах [6, 14, 27, 37, 38] приводятся сведения преимущественно описательного характера. Тем не менее, имеющиеся материалы позволяют установить некоторые закономерности ежегодных морфоструктур-

Амплитуда ежегодного вертикального движения грунтов на наледных участках речных долин по данным наблюдений на полигонах Чарские пески и Эден (в пересчёте на 1 м разреза), см

Стадии развития наледного участка долины*	Типы наледных ледогрунтовых комплексов						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Перигляциальная	5–10	10–20	10–20	—			
Трансгрессивная	10–20	20–30	20–30	40–50	50–100	100–500	20–40
Стабилизационная	10–20	20–30	30–40	30–40	40–70	50–300	10–30
Регрессивная	10–20	20–30	20–30	20–30	30–50	50–100	5–10
Постгляциальная	5–10	10–20	10–20	—			

*Описание стадий развития см. в нашей работе [4].

ных преобразований наледных участков речных долин. В общем виде они отражены в таблице.

Из таблицы видно, что мобильность подстилающих наледь горных пород зависит от типа ледогрунтовых комплексов и стадий развития наледного участка долины. Наледное ложе поднимается в результате формирования линз и пластов подземного льда, а опускается при таянии ледяных включений и тепловой осадке минеральных масс. На крайних стадиях эволюционного развития наледных участков деформация земной поверхности не превышает величину криогенных движений, фиксируемую за пределами зоны наледообразования. Более того, она становится даже меньше, поскольку низкая пойма и русловые отложения блокируются от промерзания покровом наледно-речного льда. Пучение и осадка грунтов здесь внешне не проявляются, во-первых, потому, что глубина сезонного промерзания под замерзающими водотоками редко превышает 0,2–0,5 м, а во-вторых, следы зимнего перемещения подледного аллювия уничтожаются ледоходом и весенними эрозионными процессами. На остальных же этапах преобразования наледной долины почти повсеместно встречаются как положительные, так и отрицательные формы мерзлотного рельефа, причём амплитуда колебания земной поверхности достигает максимальных значений в наиболее активную, трансгрессивную стадию, что обусловлено ярко выраженными процессами вакуум-фильтрационного и напорно-инъекционного льдообразования.

Масштабы и интенсивность движения грунтов на хорошо развитых наледных полях отражают рис. 6 и 7. Наблюдения проводились в верховьях Большого Эдена на границе лесного пояса с гольцовым редколесьем (абс. высота 1800–1820 м). Наледный участок представля-

ет собой плоскую, слабонаклонную поверхность общей площадью около 0,2 км², сложенную песчано-гравелистыми отложениями с включением крупных (до 2,5 м в диаметре) валунов и обломков горных пород, скатившихся с крутых обрамляющих склонов (всего около 250 штук). Зимой поляна покрывается льдом толщиной 1,5–2 м, который полностью стаивает лишь в середине августа. Пласты инъекционного льда залегают на глубине 0,3–0,5 м от дневной поверхности или непосредственно под толщей наледного льда. Мощность их, выдержанная по простиранию, составляет 0,5–1,2 м, площадь распространения практически совпадает с границами наледной поляны. На месте залегания ледяных пластов перекрывающий их грунт вместе с наледью ежегодно перемещается на высоту до 1 м, иногда более. Весной эти дислокации маркируются на поверхности растрескавшимися ледяными или ледогрунтовыми буграми. Примечательно, что одна часть валунов (примерно 40%), лежащих на гравелистом основании и разбросанных по дну долины, вмораживается в слоистый наледный массив, а другая, расположенная ниже наледного ложа, обволакивается приконтактным или подземным инъекционным льдом шестоватой структуры. Все валуны, независимо от их положения в разрезе и массы, в течение года смещаются в различных направлениях (по высоте и горизонтали) на десятки сантиметров (см. рис. 7). Причины этих движений — криогенный напор подземных вод и осадка в процессе термокарста и термоэрозии. Роль возможного гидродинамического давления поверхностных вод здесь исключается, так как водный поток распластан по наледному ложу и имеет небольшой расход.

Характерная особенность динамики рыхлых отложений в наледных долинах — разно-

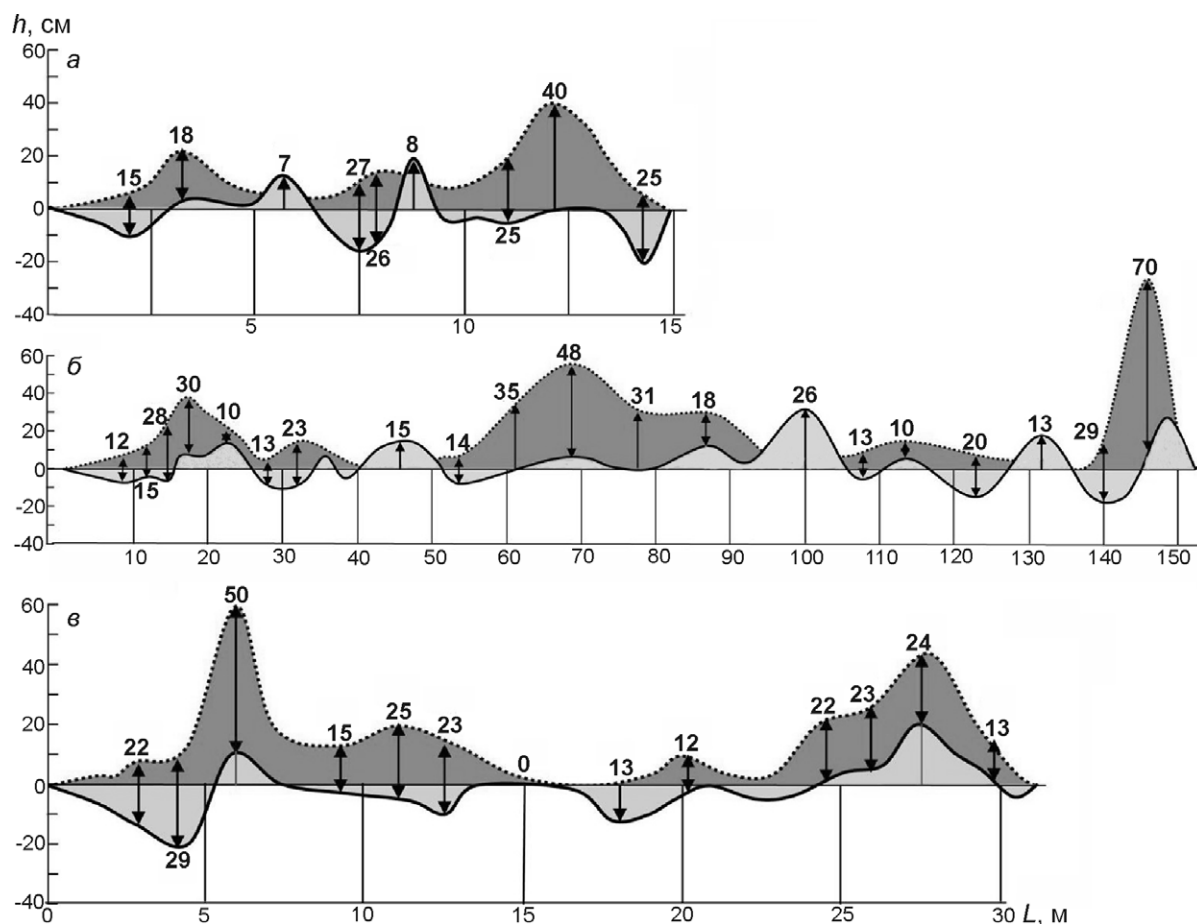


Рис. 6. Изменение высоты земной поверхности наледной поляны в долине р. Большой Эден (Восточные Саяны) по данным серийных нивелировок.

Положение профиля: *а* – верхняя, *б* – средняя, *в* – нижняя часть наледной поляны. Превышение *h* относительно базисных точек наблюдения (сентябрь 1986 г.) по ширине наледного участка долины *L*: верхняя кривая – ложе наледи в мае 1987 г., нижняя кривая – поверхность земли в сентябре 1987 г. (после стаивания ледяного массива). Стрелками показано направление движения грунтов, цифрами – абсолютное значение величины смещения (см) поверхности наледной поляны с мая по сентябрь 1987 г. Тёмно-серый цвет идентифицирует процессы пучения грунтов с формированием пластовых и линзовидных льдов вакуум-фильтрационного и напорного происхождения зимой 1986/87 г., серый цвет ниже нулевой линии – процессы термокарста и эрозии, выше нулевой линии – процессы переотложения и аккумуляции осадков в условиях вытаивания инъекционных льдов летом 1987 г.

Fig. 6. Variation of the land surface altitude on the aufeis glade in the Bolshoi Eden River valley (Eastern Sayan) (from data of serial leveling).

Position of the profile: *a* – upper, *b* – middle, *v* – lower part of the aufeis glade. Exceeding of *h* relative to reference points of observation (September of 1986) along width of the aufeis plot of the valley *L*: upper curve – the aufeis bed in May of 1987, lower curve – land surface in September of 1987 (after thawing of the ice cluster). The arrows indicate directions of ground movements, numbers correspond to absolute values of the displacement (cm) of the aufeis glade surface from May to September of 1987. Dark grey color identifies ground heaving processes producing ice layers and ice lenses of vacuum-filtration and pressure origins in winter of 1986/87, grey color below the zero line indicates thermokarst and thermoerosion processes, and above the zero line it is the sediment redeposition and accumulation processes under conditions of thawing of the injected ice in summer period of 1987

направленность криогенных движений в холодное время года, т.е. на одних участках грунт вместе со льдом поднимается, а на других опускается. Впервые это явление обнаружили гидрологи В.Н. Колотаев [13] и В.Н. Дейкин [9] на Муруинском наледном полигоне (Верхнечар-

ская котловина) в зимний период 1977/78 г. (см. рис. 5). Механизм развития процесса до конца не ясен. Можно лишь предположить, что зимой опускание части земной поверхности в зоне наледообразования обеспечивается перераспределением запасов и напора подземных вод в

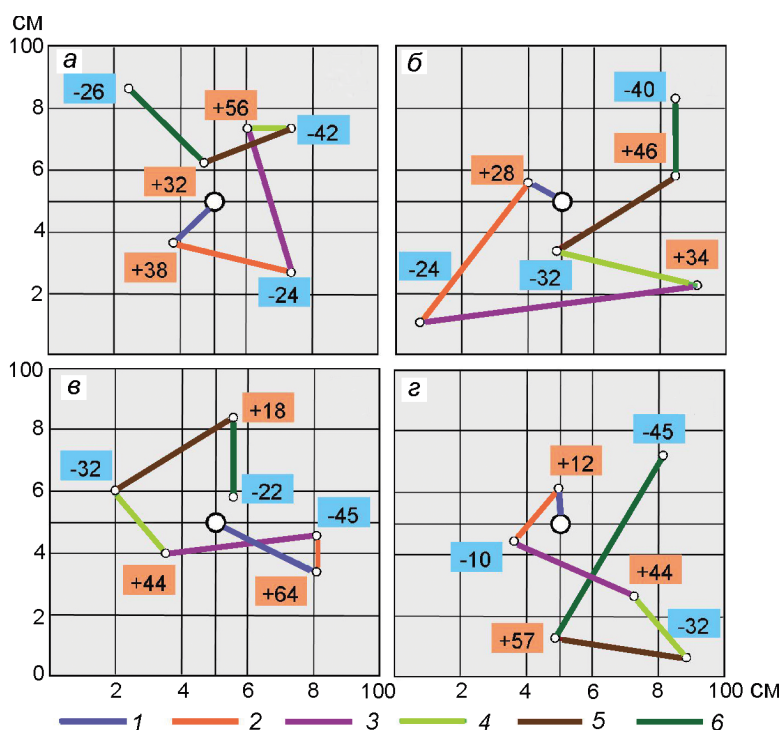


Рис. 7. Гидротермическое движение крупных валунов на наледной поляне в верховьях р. Большой Эден в Восточных Саянах по данным серийных нивелировок 1986–1989 гг.

Смещение марки по горизонтали (цветные линии) и по вертикали (цифры у опорных точек, см): 1 – зима 1986/87 г.; 2 – лето 1987 г.; 3 – зима 1987/88 г.; 4 – лето 1988 г.; 5 – зима 1988/89 г.; 6 – лето 1989 г. Ориентировочная масса валунов: а – 0,5 т, б – 0,8 т, в – 1,2 т, г – 1,5 т

Fig. 7. Hydrothermal movement of large boulders on the aufeis glade close to upper Bolshoi Eden River in the Eastern Sayan (from data of the serial leveling in 1986–1989).

Displacement of the mark along horizontal (color lines) and vertical (numbers at reference points, cm): 1 – winter of 1986/87; 2 – summer of 1987; 3 – winter of 1987/88; 4 – summer of 1988; 5 – winter of 1988/89; 6 – summer of 1989. Approximate weight of boulders: а – 0.5 t, б – 0.8 t, в – 1.2 t, г – 1.5 t

криодинамической системе в результате её неравномерного промерзания.

Особое внимание на наледных участках долин привлекает локальное пучение грунтов, приводящее к формированию округлых или вытянутых бугров-гидролакколитов высотой 3–4 м, иногда до 7 м, и диаметром до 150 м. Чаще всего отношение высоты холмов к их ширине составляет 1:10. Бугры могут быть одно- или многолетними, они приурочены к очагам сосредоточенной разгрузки напорных подземных вод (вокруг родников) или внешне бессистемно разбросаны по периферии зрелых наледных полей (рис. 8). Причины и механизм их формирования изучены недостаточно. Вероятно, возникновение и рост курганов происходят в результате криогенного или гидравлического напора водоносных систем при их промерзании, однако детали этого процесса неизвестны.

В разрезе бугров выделяется грунтовая кровля толщиной 0,5–0,8 м, ниже которой залегает ледяной свод мощностью до 1,5 м. Под ним обычно располагается слой воды, отделённый от свода воздушным пузырьком. Полностью промёрзшее водяное ядро бугра пучения чаще всего представляет собой плоско-выпуклую линзу. Подземный лёд прозрачный, скрытослоистый, имеет гипидиоморфно-зернистую структуру, содержит вы-

тянутые цилиндрические пузырьки воздуха, ориентированные нормально к фронту промерзания.

В процессе роста бугры периодически растрескиваются и из их недр вырываются потоки воды и воздуха. Объём водяных линз может измеряться десятками кубических метров. Однажды у границы массива Чарские Пески возник гидролакколит высотой с двухэтажный дом (!). Геологи Удоканской геологической экспедиции Ф.И. Аникеев и В.Н. Самойленко пробили в его основании небольшую штольню, через которую спустили линзу непромёрзшей грунтовой воды и проникли внутрь. Под ледяным сводом оказалась полость высотой 7 м и диаметром 28 м [17]. После излияния грунтово-ледяная кровля обычно оседает, трещины смыкаются или кольматируются замёрзшей водой. Циклы нарастания и спада напряжений в течение зимы многократно повторяются до тех пор, пока водоносная система не промёрзнет полностью или не прекратится теплоотдача в сторону дневной поверхности.

Бугры начинают формироваться в ноябре–декабре и сохраняются до весны, до таяния снега. Разрушение бугров пучения чаще всего приводит к образованию округлых кратероподобных углублений, обрамлённых хаотически сложенными валами грунта с включениями фрагментов почвы, стволов деревьев, кустарников и обрыв-

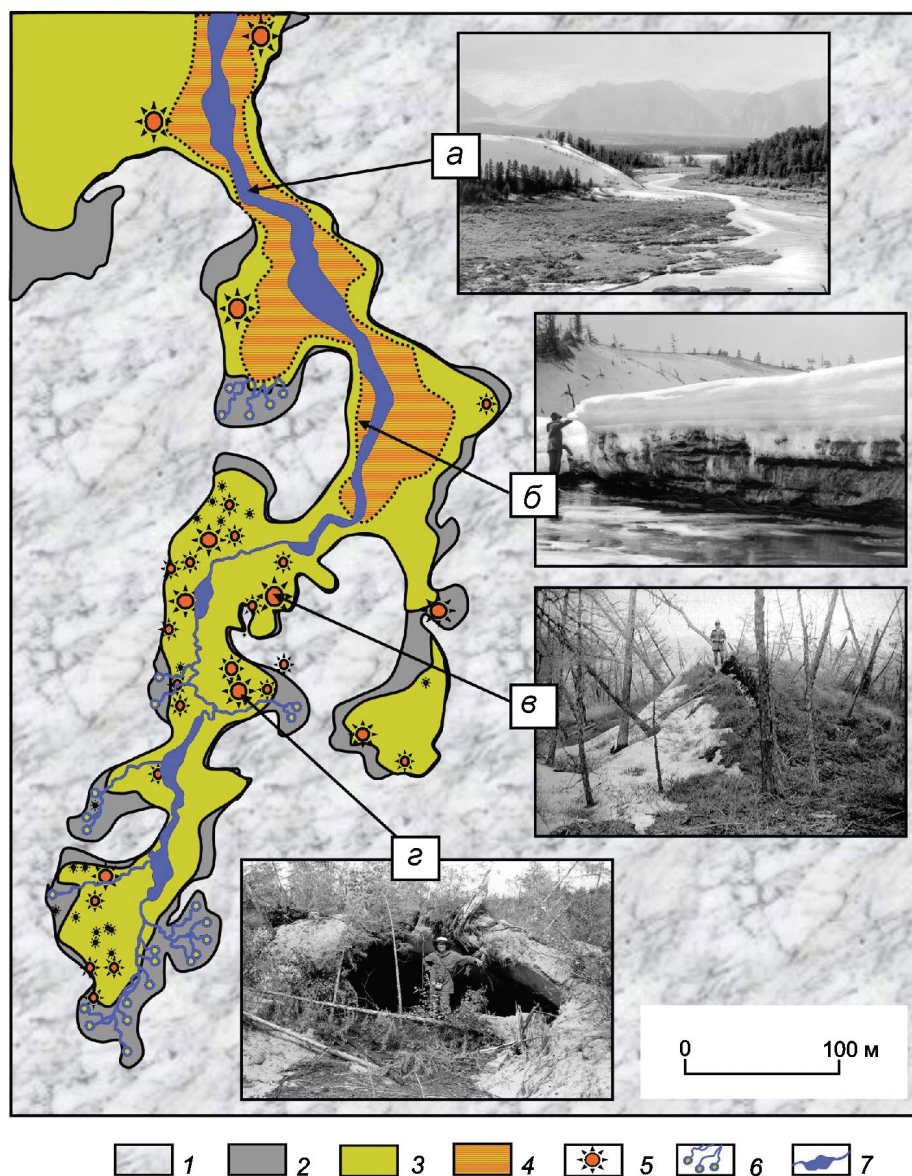


Рис. 8. Гидротермическое движение грунтов в наледной долине ручья Холодного. Урочище Чарские Пески на севере Забайкалья:

Фотографии: а – общий вид устьевой части наледной долины после стаивания наледи, сентябрь 1978 г.; б – вакуум-инфильтрационный грунтовый комплекс в начале июля 1978 г.; в – бугор пучения с ледяным ядром – напорно-инъекционный ледо-грунтовый комплекс, июнь 1977 г.; г – воздушная полость в разрушающемся гидролакколите, июль 1978 г. 1 – массив развеваемых песчаных отложений; 2 – безналедный участок долины с величиной ежегодного поднятия земной поверхности до 10 см; 3 – участок долины, ежегодно покрываемый наледным льдом толщиной 1–2,5 м с амплитудой гидротермических движений 0,1–0,3 м; 4 – участок долины с пластами вакуум-инфильтрационного льда с амплитудой криогенного движения грунтов 0,8–1,2 м; 5 – бугры пучения высотой 0,5–3,5 м с линзами напорно-инъекционного льда; 6 – постоянно действующие источники подмерзлотных подземных вод; 7 – русло ручья с вытаявшим подземным льдом на участках расширения

Fig. 8. Hydrothermal movement of grounds on the aufeis valley of the Kholodny creek, Charskie Peski Urochishche in the north of Transbaikalia:

Photographs: а – general view of estuarine part of the aufeis valley after thawing of aufeis, September of 1978; б – vacuum-infiltration ground complex in early June of 1978; в – frost mound with the ice core – pressure-injection ice-ground complex, June of 1977; г – air cavity in the destroying hydro-laccolith, July of 1978. 1 – cluster of dispersed sandy deposits; 2 – aufeis-free plot of the valley with annual elevation of its surface up to 10 cm; 3 – part of the valley yearly covered by the aufeis ice 1.0–2.5 m thick and the amplitude of hydrothermal movements from 0.1 to 0.3 m; 4 – part of the valley with layers of vacuum-infiltration ice, the amplitude of cryogenic movement of grounds here ranges within 0.8–1.2 m; 5 – frost mounds 0.5–3.5 high with lenses of pressure-injection ice; 6 – permanent sources of subpermafrost groundwater; 7 – channel of a creek with thawed ground ice on plots of extension

ков дернины. Такие кратеры иногда превращаются в небольшие озёра и становятся постоянными очагами разгрузки подземных вод. В.С. Преображенский [20] вблизи массива Чарские Пески описал ледяной грот, возникший на месте полуразрушенного гидролакколита диаметром около 35 м и высотой более 3,5 м, на дне которого располагалось озерко глубиной более 1,3 м. Из него по трещине вытекал небольшой ручеёк.

Пластовые подземные льды начинают разрушаться уже в процессе термоэрозионного расчленения наледи, и со временем на месте их залегания возникают термокарстовые провалы (рис. 9, а), борозды, канавы. Если на участках просадки грунтов имеется растительный покров, то он полностью уничтожается и восстанавливается лишь через многие годы в постгляциальную стадию развития долины. Неравномерное вытаивание подземных льдов часто приводит к образованию одноуровневых ледогрунтовых террас высотой 0,5–0,8 м (см. рис. 9, б), разделённых руслами мигрирующих мелководных потоков, или серии плосковершинных останцов, подстилаемых пластами инъекционного льда (см. рис. 9, в). Летом на наледных полянах можно встретить «грибы», ножка которых представляет собой обтаявший ледяной пласт, а шляпка — кусок дернины с живыми растениями или крупный обломок горных пород (см. рис. 9, г). Иногда возникают озоподобные конусы и гряды, внутренняя часть которых сложена наледным или подземным инъекционным льдом.

При вытаивании повторно-жильных льдов на наледных полянах сначала образуются глубокие канавы, заполненные водой, над которыми возвышаются блоки вмещающих жилы грунтов. В плане такие участки выглядят как полигональная сеть, в узлах которой располагаются небольшие озёрки. В случае осушения канав начинается быстрая деградация многолетнемёрзлых грунтов, и наледное ложе превращается в систему невысоких останцовых бугров-байджерахов, которые быстро исчезают в результате термоэрозионной деятельности потоков талых наледных вод.

Термокарст при вытаивании текстурообразующих льдов проявляется сравнительно слабо, главным образом по периферии наледных полей, в местах эпизодического появления наледного льда. Деформации поверхности наледного ложа здесь не столь значительны, однако при опреде-

лённых условиях и в этих местах могут развиваться особо опасные явления. Нами описан такой случай в Тункинской котловине на юго-западе Прибайкалья. В мае 1973 г. в долине р. Тибельти талые наледные воды проникли под толщу сезонно-мёрзлых песчаных отложений и сформировали за несколько дней овраг длиной около 250 м, шириной 10–15 м и глубиной до 2 м (см. рис. 9, д). Суффозионно-эрозионный процесс сопровождался характерными трещинами оседания и массовым обрушением мёрзлых блоков с лежащими на них пластами наледного льда.

Обсуждение

Рассмотренные материалы, а также сведения по другим регионам России и Северной Америки [7, 10, 11, 14, 18, 19, 24, 30, 37–40] показывают, что наледные участки речных долин — самые активные «точки» криолитозоны. Ежегодное формирование и разрушение наземного и подземного льда сопровождается здесь чередой особо опасных геодинамических явлений, среди которых ведущее место занимают зимнее затопление территории, пучение грунтов, термокарст и термоэрозия. Совокупность этих процессов приводит к очень быстрому, часто неожиданному переформированию каналов поверхностного и подземного стока, резкому поднятию и опусканию земной поверхности, разуплотнению и «перетряхиванию» сезонно-протаивающих и сезонно-промерзающих горных пород, что создаёт крайне неблагоприятные условия строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Данное обстоятельство побуждает нас обратить внимание исследователей и практиков на ряд очень важных вопросов, от решения которых зависит эффективность использования природных богатств Севера и хозяйственное освоение территории в целом.

Прежде всего, отметим характерную особенность накопленных гляциогидрологических и геокриологических информационных ресурсов: несмотря на обилие научной и научно-технической литературы по Северу и Северо-Востоку России, Канаде и Аляске, наледная опасность в рассматриваемом ракурсе практически не рассматривается. При оценке наледных явлений основное внимание исследователей привлекают наледный лёд и вода, разливающаяся по его поверхности. Что происходит под ледяной толщей — неизвест-

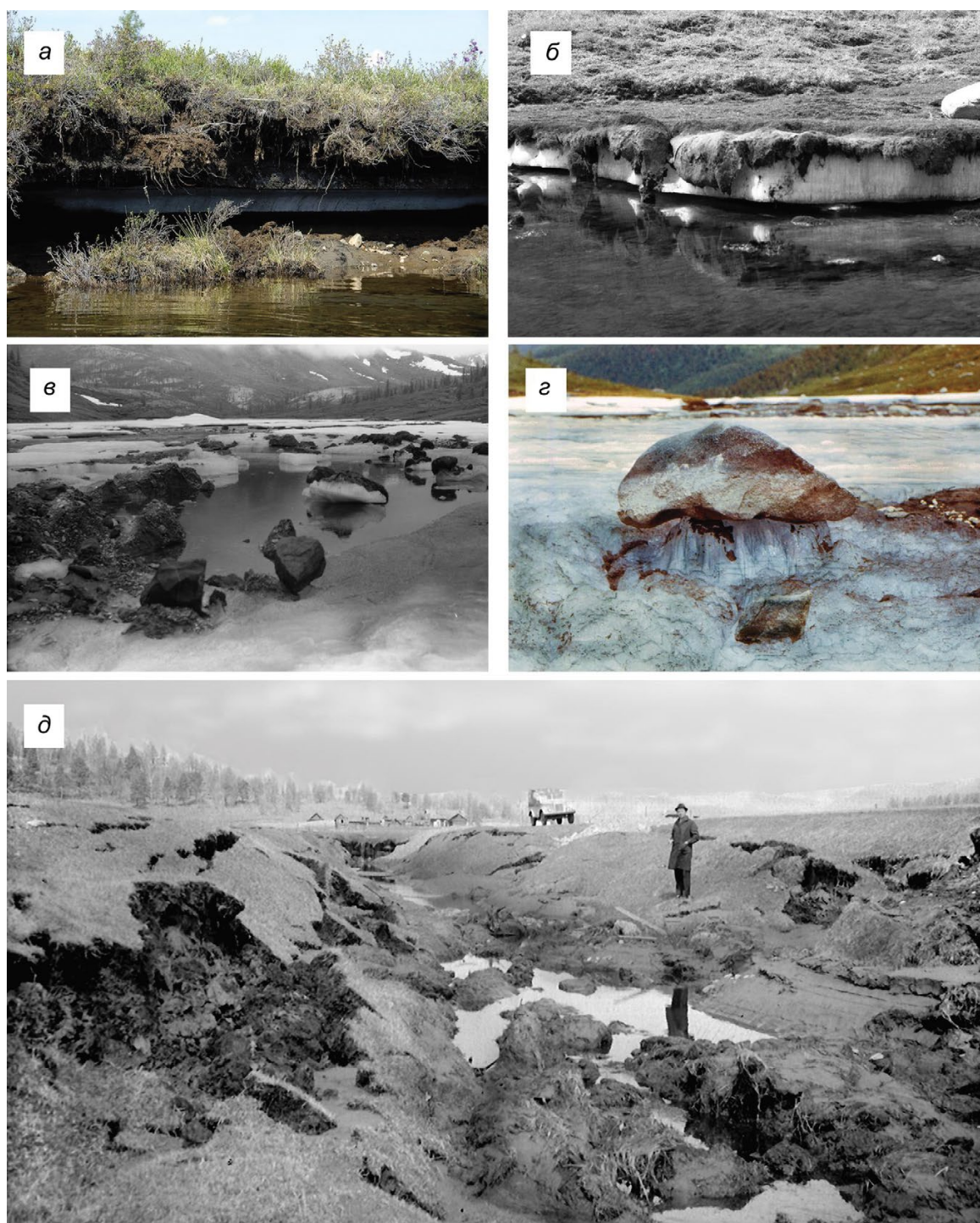


Рис. 9. Формы криогенного движения грунтов на наледных участках речных долин:

а – термокарстовая осадка кровли инъекционного подземного льда; *б* – термоэрозионная терраса наледного ледогрунтового комплекса, куски дернины зажаты между слоями наледного и инъекционного льда; *в* – термоэрозионные останцы на месте разрушающегося массива вакуум-фильтрационного льда; *г* – валун, поднятый на высоту 1,2 м в результате инъекционного льдообразования; *д* – суффозионно-эрозионный провал у автомобильной дороги Иркутск–Монды

Fig. 9. Forms of cryogenic ground movements on the auefs plots of river valleys:

a – a thermokarst-induced subsidence of a roof of injected ground ice; *б* – a thermoerosion terrace of an auef ice-ground complex; pieces of a sod cover are squeezed between layers of auef and injected ices; *в* – thermoerosion outliers in place of destroying cluster of vacuum-filtration ice; *г* – boulder lifted to a height of 1.2 m as a result of injection ice formation; *д* – a suffusion-erosion sinkhole near the Irkutsk–Mondy automobile road

но, и это, конечно, сказывается на решении многих практических задач. Показательный пример — история с Керакским наледным участком Забайкальской (Дальневосточной) железной дороги (7352-й километр). Наблюдения за наледями и поведением земляного полотна здесь проводились на протяжении более полувека [25], при этом едва ли не ежегодно принимались решения по обеспечению безопасности пути на основе умозрительных заключений, т.е. без выяснения «внутренних» причин развития опасных процессов, что не приносило ожидаемого эффекта. Лишь после того, как по инициативе известного мерзлотоведа и гидрогеолога П.Н. Лугового полигон детально изучили с помощью колонкового бурения, был найден правильный метод защиты и наледная опасность надёжно ликвидирована.

Отмеченные нами явления достаточно хорошо известны учёным и инженерам, особенно специалистам в области дорожного строительства. Однако их внимание чаще всего ограничивается придорожной полосой. Предпроектные инженерно-строительные изыскания не предусматривают долгосрочных полевых наблюдений, позволяющих выяснить генезис и динамику наледных мерзлотно-геологических образований — считается, что угрозу наледной опасности можно ликвидировать стандартными (типовыми) приёмами защиты. Между тем, закономерности формирования ледогрунтовых комплексов и их развитие зависят от сложного комплекса природных факторов — рельефа и геологического строения, мерзлотно-гидрогеологической обстановки, географической широты, абсолютной высоты местности и многих других.

Для решения практических задач требуется индивидуальный, локализованный подход. Важно также учитывать совокупные и единичные размеры наледей. Наблюдения Б.Н. Дейкина [9] на севере Амурской области показали, что площадь распространения и объём пластовых льдов в границах хорошо выраженных наледных полей в среднем составляют 41,5 и 15% единичных размеров наледей соответственно. Наши ориентировочные расчёты по выявленным индикационным признакам на полигонах Чарские Пески и Эден показали близкие значения — 55 и 20%.

Каковы масштабы распространения инъекционных льдов и бугров пучения на участках формирования гигантских наледей-тарынов,

площадь которых измеряется десятками квадратных километров? Есть ли различия в формировании ледогрунтовых комплексов в северной и южной геокриологических зонах? Как соотносятся степень прерывистости вечной мерзлоты, характеристики климата с интенсивностью гидротермических движений грунтов? Эти и многие другие вопросы пока остаются без ответа.

Начатые 30–35 лет назад работы в данном направлении на БАМе, в Якутии и на Северо-Востоке России вскоре были свёрнуты и не возобновлены до сих пор. Имеющейся информации, полученной в южных районах криолитозоны, в основном для решения задач дорожного строительства, недостаточно для оценки масштабов и особенностей развития наледной опасности. Именно поэтому используемые сейчас экспресс-методы проектирования трасс линейных сооружений в сложных геокриологических условиях, например нефтепровода Восточная Сибирь — Тихий океан, не приносят ожидаемого эффекта. Проблема обострится в северной геокриологической зоне, при строительстве линейных сооружений большой протяжённости типа трансконтинентальной железной дороги на Аляску, так как обойти или преодолеть «активные точки» без экологического риска не удастся.

Всё это требует постановки специальных исследований, направленных на каталогизацию наледей, изучение их динамики, условий формирования и развития с учётом процессов взаимодействия ледяных массивов с подстилающими горными породами и внешней средой. Важное практическое значение приобретают также совершенствование и разработка новых методов выявления и оценки наледной опасности с помощью дистанционного зондирования и наземных подспутниковых наблюдений.

Решение инженерных проблем освоения наледных участков речных долин предполагает организацию опытно-экспериментальных полигонов, на которых можно было бы выявлять особенности поведения природно-технических систем (трубопроводов, земляных насыпей, мостов, подземных и наземных коммуникаций и пр.), функционирующих в особо сложных условиях; разрабатывать принципы и методы проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в наледоопасных зонах, наконец, проверять теоретические модели и тех-

нологические схемы обустройства ежегодно оледеневаящих пространств размером в десятки и сотни квадратных километров.

Актуально, на наш взгляд, изучение строения и особенностей формирования наледного аллювия. Этот доступный, хорошо промытый и отсортированный материал может найти широкое применение в строительстве. Ежегодное «перетряхивание» рыхлых отложений, ослабление энергии водных потоков и морфологические особенности русловой сети позволяют рассматривать наледные поляны, древние и современные, как своеобразные ловушки россыпного золота. Наледный аллювий такого типа распространён по всему «золотому поясу» северо-востока Азии — от Саян до Колымского нагорья, а также на Аляске. Не случайно основоположник геологии россыпей Ю.А. Билибин при поисках «золотоносных песков» большое внимание уделял наледным явлениям [5]. Этот аспект требует постановки специальных разведочных работ. Есть надежда, что он привлечёт внимание специалистов и получит соответствующее научно-практическое разрешение.

Анализ современного состояния изученности наледных участков речных долин позволяет сформулировать несколько актуальных задач предстоящих исследований. По нашему мнению, в ближайшее время необходимо:

1) исследовать причинно-следственные связи, закономерности сезонного и многолетнего развития геодинамических и гляциогидрологических явлений в зоне активного наледообразования на основе долговременных наблюдений на специальных наледных полигонах;

2) разработать методику полевой съёмки и картографирования наледной опасности в районах широкого распространения гигантских наледей-тарынов; выявить и оценить индикационные свойства наледей и наледных полян;

3) изучить процессы взаимодействия объектов хозяйственного назначения (трубопроводов, коммуникационных сетей, автомобильных и железных дорог, мостов, плотин, опор линий связи и электропередачи и др.) с основными типами наледей и наледных ледогрунтовых комплексов;

4) определить принципы инженерного освоения наледных участков речных долин в различных природно-климатических и геокриологических зонах; разработать типовые

технологические схемы проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений на участках активного наледообразования;

5) исследовать отложения наледных полян как источников доступных строительных материалов и аккумуляторов некоторых видов полезных ископаемых.

Решение этих задач возможно лишь при объединении усилий специалистов самого разного профиля из заинтересованных учреждений и ведомств на основе комплексной программы под общим названием «Разработка принципов и методов оценки, предупреждения и устранения наледной опасности в криолитозоне России». Подготовку такой программы целесообразно поручить Институту мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН.

Выводы

1. Локализованный выход подземных вод, их намораживание в виде крупных ледяных массивов на поверхности земли создают специфические условия энерго- и массообмена в системе атмосфера—почва—литосфера. Зимой кривая вертикального распределения температур существенно деформируется вследствие выделения тепла наледным слоем воды при его промерзании, при этом образуется своеобразный термоклин. Деформация температурной кривой, постепенно уменьшаясь в размерах, смещается вниз по разрезу и затухает на границе мёрзлых и талых горных пород. Величина и количество отклонений температуры от «нормального» положения зависят от теплозапаса наледообразующих вод и числа излияний в заданной точке пространства.

2. Появление термоклина изменяет условия промерзания подстилающих грунтов и механизм их льдонасыщения, приводит к формированию двухъярусных ледогрунтовых комплексов, резко отличных от криогенных образований смежных участков долины. По генетическим особенностям и соотношению составных частей наземного и подземного ярусов выделяется семь типов наледных ледогрунтовых комплексов — массивно-сегрегационный, цементно-базальный, слоисто-сегрегационный, базально-сегрегационный, вакуум-фильтрационный, напорно-инъекционный и трещинно-жильный. Их строение и свойства определяются процессами наледообразования.

3. Ежегодное формирование и разрушение наледей и подземных льдов сопровождается чередой особо опасных геодинамических явлений, среди которых ведущее место занимают зимнее затопление территории, намораживание воды, пучение грунтов, термокарст и термоэрозия. Совокупность этих процессов приводит к быстрому, часто неожиданному в результате перестроения каналов поверхностного и подземного стока, резкому поднятию и опусканию земной поверхности, разуплотнению и «перетряхиванию» сезонно-протаивающих и сезонно-промерзающих горных пород, что создаёт крайне неблагоприятные условия для строительства и эксплуатации инженерных сооружений.

4. Наледные участки речных долин — самые активные «точки» криолитозоны. Для их всестороннего изучения необходимо организовать несколько опорных наледных полигонов, расположенных в разных природно-климатических и геокриологических зонах. В программу исследований, кроме естественно-исторических и методических аспектов, следует включить вопросы взаимодействия инженерных сооружений с наледями и наледными ледогрунтовыми комплексами.

Литература

1. Алексеев В.Р. Наледи как фактор долинного морфолитогенеза // Региональная геоморфология Сибири. Иркутск: изд. ИГиДВ СО РАН, 1973. С. 89–134.
2. Алексеев В.Р. Парагенез наледей и подземных льдов // МГИ. 1989. Вып. 65. С. 81–86.
3. Алексеев В.Р. Ландшафтная индикация наледных явлений. Новосибирск: Наука, 2005. 364 с.
4. Алексеев В.Р. Влияние наледей на развитие русловой сети (наледный руслогенез) // Лёд и Снег. 2013. № 4 (123). С. 95–106.
5. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 463 с.
6. Гасанов Ш.Ш. Инъекционные льды (строение, механизм образования и закономерности распространения) // Материалы VIII Всесоюз. междувед. совещания по геокриологии (мерзлотоведению): Вып. 2. Общая, теоретическая и историческая геокриология. Якутск: изд. ИМЗ СО РАН, 1966. С. 139–153.
7. Горбунов А.П., Ермолин Е.Д. Рельефообразующая роль наледей Тянь-Шаня и Памира // Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 160–166.
8. Горелик Я.Б., Колунин В.С. Физика и моделирование криогенных процессов в литосфере. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2002. 317 с.
9. Дейкин Б.Н. Методика исследования и расчет характеристик инъекционных льдов на наледных участках речных долин // Гляциол. исследования в Сибири. Иркутск: изд. Ин-та географии СО РАН, 1985. С. 146–158.
10. Климовский И.В. Наледи и инъекционные льды долины р. Буордах (хр. Улахан-Чистай) // Геокриол. и гидрогеол. исследования в Якутии. Якутск: изд. ИМЗ СО РАН, 1978. С. 118–125.
11. Колосков К.Н., Корейша М.М. Наледи северного склона Момского хребта // Тр. ПНИИИС: Вып. 36. Геокриол. исследования при инженерных изысканиях. М.: Стройиздат, 1975. С. 124–134.
12. Колосов Д.М. О наледных явлениях как геоморфологическом процессе // Проблемы физич. географии. Т. VI. М.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 125–134.
13. Колотаев В.Н. Процесс формирования крупных наледей подземных вод (на примере Муруринской наледи) // Вопросы гидрологии суши: Докл. конф. молодых ученых и специалистов. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. С. 37–45.
14. Корейша М.М. Формирование инъекционного льда в русловых отложениях наледных участков долин рек хр. Сунтар-Хаята // Материалы к науч.-техн. конф. Апрель, 1969. М.: изд. ПНИИИС, 1969. С. 121–123.
15. Кравченко В.В. Гидротермические движения грунтов под наледными массивами // Гляциология Восточной Сибири. Иркутск: изд. Ин-та географии СО РАН, 1983. С. 53–64.
16. Кравченко В.В. Изучение гидротермических движений грунтов под наледями на перемерзающих реках // Геокриол. прогноз при строительном освоении местности. М., 1985. С. 86–88.
17. Кренделев Ф.П. Барханы и ледяные бугры Чарской котловины // Природа. 1983. № 2. С. 58–66.
18. Петров В.Г. Наледи на Амуро-Якутской магистрали. Л.: Изд-во АН СССР и н.-и. автодорожного ин-та НКПС СССР, 1930. 177 с.
19. Подъяконов С.А. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения // Изв. РГО. 1903. Т. 39. С. 305–337.
20. Преображенский В.С. Барханы и гидролакколиты Чарской котловины // Природа. 1961. № 5. С. 93–95.
21. Романовский Н.Н. О геологической деятельности наледей // Мерзлотные исследования: Вып. XIII. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 66–89.
22. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 1983. 231 с.
23. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
24. Романовский Н.Н., Афанасенко В.Е., Корейша М.М. Динамика и геологическая деятельность гигант-

- ских наледей Селенняхской тектонической впадины // Вестн. МГУ. Геология. 1973. № 6. С. 52–74.
25. Румянцев Е.А. Физико-климатические условия и динамика образования Керакской наледи на Забайкальской железной дороге // Тр. ХаБНИИЖТа: Вып. 18. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1964. С. 93–120.
 26. Русанов Б.С. Гидротермические движения земной поверхности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 226 с.
 27. Санников С.А. Изучение инъекционных льдов наледных полей (на примере Забайкалья) // Методика и техника геокриол. исследований. Новосибирск, 1988. С. 134–145.
 28. Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 190 с.
 29. Стругов А.С. Взрыв гидролакколита (Читинская область) // Природа. 1955. № 6. С. 117.
 30. Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
 31. Фельдман Г.М. Передвижение влаги в талых и промерзающих грунтах. Новосибирск: Наука, 1988. 258 с.
 32. Фельдман Г.М., Борозинцев В.Е. Возможный механизм образования крупных ледяных включений в дисперсных грунтах // Региональные геокриол. исследования в Восточной Азии. Якутск: изд. ИМЗ СО РАН, 1983. С. 19–28.
 33. Фотиев С.М. К вопросу о роли наледей в формировании морфологии наледных участков речных долин // Геокриол. условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки. М.: Наука, 1964. С. 111–114.
 34. Швецов П.Ф., Седов В.П. Гигантские наледы и подземные воды хребта Тас-Хаяхта. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 81 с.
 35. Шепелев В.В. Родниковые воды Якутии. Якутск: Книж. изд-во, 1987. 128 с.
 36. Шестернев Д.М., Верхотуров А.Г. Наледи Забайкалья. Чита: изд. ИПРЭК СО РАН, 2006. 213 с.
 37. Carey K.L. Icings Developed from Surface Water and Ground Water. Hanover, New Hampshire: Corps of Engineers. U.S. Army, Cold Regions Research and Engineering laboratory, 1973. May. 67 p.
 38. French H.M. The Periglacial Environment. Ljngman. London and New York, 1976. 309 p.
 39. Olszewski Antoni. Icings and geomorphological significance exemplified from Oscar II Land and Prins Karls Forland // Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geographia XVI. Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 1982. Zeszyt 51. P. 91–122.
 40. Pollard W.H., Franch H.M. Seasonal frost mound occurrence North Fork Pass, Ogilvie Mountains, Northern Yulon, Canada // Fourth Intern. Conf. July 17–22, 1983. Organized by University of Alaska and National Academy of Science. National Academy Press. Washington, 1983. P. 1000–1004.

Summary

Localized groundwater outflow and layered freezing of them in forms of large ice clusters on the surface creates specific conditions for energy and mass exchange in the «atmosphere–soil–lithosphere» system. In winter, the soil temperature profile is essentially deformed due to heat emission by the aufeis layer of water at its freezing that forms a specific thermocline layer. Deformation of the temperature profile, gradually decreasing, moves down the cross-section and disappearing at the interface between frozen and thawed rocks. Magnitude and number of the temperature deviations from a «normal» state depends on the heat storage of the aufeis-forming waters and on the number of outflows at a given point. The thermocline formation changes conditions of freezing for underlying ground layers together with mechanism of ice saturation of them, and that results in formation of two-layer ice-ground complexes (IGC) which differ drastically from cryogenic features in adjacent parts of the valley. Analysis of genetic characteristics and relation of components of the surface and subsurface layers allowed identification of seven types of the aufeis IGC: massive-segregation, cement-basal, layered-segregation, basal-segregation, vacuum-filtration, pressure-injection, and fissure-vein.

Yearly formation and destruction of aufeises and subsurface ices is accompanied by a sequence of particularly hazardous geodynamical phenomena, among which the most important are winter flooding of territories, layered freezing of water, ground heaving, thermokarst, and thermoerosion. Combination of these processes may cause a rapid (often unexpected) reconfiguration of channels of both surface and subsurface runoff, abrupt uplifts and subsidences of the surface, and decompaction and «shaking-up» of seasonally thawing and seasonally freezing rocks, which may create exceptionally unfavorable conditions for construction and operation of engineering structures. Aufeis plots of river valleys are the most «hot» points of the permafrost zone. A comprehensive study of them requires organization of several reference aufeis test areas located in different natural-climatic and geocryological zones. In addition to the natural-historical and methodological aspects, the future research program should include consideration of problems related to interaction between engineering structures and aufeis events and aufeis ice-ground complexes.

Палеогляциология

УДК 910.2

doi: 10.15356/IS.2015.01.08

Отложения приледниковых озёр — основа для создания непрерывных летописей истории голоценового оледенения

© 2015 г. М.Ю. Александрин

Институт географии РАН, Москва
anothergeometry@gmail.com

Proglacial lake sediments — a basis for uninterrupted chronicles of the Holocene glacier variations

M.Y. Alexandrin

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 25 октября 2014 г.

*Климат голоцена, озёрные осадки, палеоклиматические реконструкции, палеолимнология, реконструкции оледенения.**Holocene climate, lake sediments, paleoclimatic reconstructions, paleolimnology, reconstructions of glacier variations.*

Озёрные осадки могут служить основой для создания непрерывных реконструкций голоценовых колебаний ледников с высоким разрешением. В статье рассматриваются история становления палеолимнологической методики в гляциологии и теоретические основы метода, освещены главные методики анализа озёрных осадков, а также способы построения возрастных моделей. Анализируются возможности и ограничения реконструкции высоты границы питания ледников на основе озёрных осадков. Приведены примеры подобных реконструкций в разных районах мира.

Lake sediments can provide a basis for creating uninterrupted reconstructions of the Holocene glacier variations with high resolution. The article covers the origin of paleolimnological method in glaciology, concerns the theoretical background of the approach, focuses on the principal methods of analysis of the lake sediments and creating the sedimentary age-depth models. The article considers the possibilities and limitations of reconstructing the equilibrium-line altitude based on lake sediments. The examples of similar reconstructions in various regions of the world are stated.

Введение

Ледники представляют собой чувствительные индикаторы изменений климата. Реконструкция колебаний ледников в прошлом и понимание климатических причин изменчивости ледников в настоящем — не тривиальные научные проблемы. Традиционные методы реконструкции колебаний ледников основаны, в первую очередь, на определении возраста конечных и береговых морен, сформированных во время прошлых наступаний ледников. К сожалению, следы древних морен уничтожаются в результате более поздних наступаний, поэтому на основе их изучения невозможно получить информацию о размерах и колебаниях ледника в период его сокращения. Это справедливо вне зависимости от того, какой метод используется для датировки моренного материала, — космогенные изотопы, лихенометрический метод или радиоуглеродная датировка органического материала, погребённого между отдельными горизонтами морен.

Приледниковые озёра, в которых аккумулируются продукты экзарационной деятельности лед-

ника, служат идеальными ловушками осадков и относятся к важнейшему источнику палеогляциологической информации. Осадконакопление не прекращается ни в периоды наступания, ни в периоды отступления ледника. Это — непрерывный архив палеогляциологических данных. Озёрные осадки могут отражать значительные временные интервалы — часто речь идёт о всём периоде голоцена и даже больше. Если скорость осадконакопления достаточно высока, то есть возможность сделать реконструкцию рекордно высокого временного разрешения. Кроме того, комплексный анализ разных физико-химических и биологических параметров озёрных осадков позволяет получить сведения сразу о нескольких параметрах изменений ландшафтов и климата.

В этой работе даётся обзор достижений в области изучения колебаний ледников на основе изучения озёрных осадков, рассматриваются особенности методики анализа озёрных отложений, а также возможности и ограничения палеолимнологического метода, приводятся некоторые примеры конкретных реконструкций, которые иллюстрируют значительные возможности данного метода.

Теоретические основы метода

Фундаментальные основы палеолимнологического метода базируются на различиях ледниковой и неледниковой составляющих донного осадка, накапливающегося в приледниковых озёрах, т.е. в озёрах, гидрологически связанных с деятельностью ледника. Принципиально здесь — содержание в осадке органического материала, так как осадок, имеющий преимущественно ледниковое происхождение, состоит из неорганического продукта — измельчённой породы, образующейся на контакте ледника с ложем, в то время как осадок неледникового генезиса в значительной степени обогащён органикой за счёт транзитного смыва со склонов. Впервые этот источник для палеогляциологических реконструкций в систематическом виде использовал В. Карлен [22] при реконструкции колебаний небольшого ледника в Северной Лапландии на основе изучения кернов приледникового озера Vuolper Allakasjauge. В работе 1976 г. он одним из первых предположил, что измельчённая порода, образующаяся на контакте ледника и ложа в результате экзарационной деятельности ледника и отлагающаяся в озёрах ниже по течению, может помочь созданию непрерывной летописи колебаний ледника. Объём и дальность переносимого осадка приледниковых озёр и его состав обнаруживают высокую корреляцию с размерами ледника. Часто эту связь можно выразить численно. Так, С. Дал [14] использует соотношение 1:4 между размером ледника и дальностью переноса осадка для ледников долины Финсе в Южной Норвегии. При этом наиболее явные различия в осадке отмечаются, когда в изучаемый период ледник в водосборе значительно сокращался или полностью исчезал.

Подобную систему рассматривает В. Карлен — ледник площадью 0,54 км² и два последовательно расположенных приледниковых озера. В такой системе основной объём осадка накапливается в верхнем озере, а нижнее, из которого были получены три керна осадка, имея мощность осадка всего 1–2 м, хранит летопись практически за весь период голоцена (датировка нижней части керна — 9345 ± 340 лет ¹⁴C). Возрастная модель построена на основании девяти радиоуглеродных датировок и для неё характерна практически постоянная скорость осадкона-

копления. По словам автора, различия в составе осадка видны визуально, но особенно явно они заметны при чередовании светлых и тёмных прослоев разной мощности на полученных рентгенографических изображениях керна. При сопоставлении кривых потерь при прокаливании (потерь массы осадка за счёт сгорания органического углерода) и рентгеновской плотности осадка обнаружена чёткая корреляция, подтвердившая общее предположение, согласно которому повышение органической составляющей в осадке приледниковых озёр указывает на уменьшение поступления в озеро продуктов экзарационной деятельности ледника и соответственно на сокращение его размеров, и наоборот. Результаты исследования позволили выделить четыре периода наступания ледников для Северной Лапландии: 7500–7300, в районе 4500, 2800–2200 л.н. и последние наступания малого ледникового периода. В работе 1976 г. В. Карлен рассматривает три вида индикаторов колебаний ледников Северной Швеции — датировки морен на основе лихенометрического метода, вариации в составе осадков приледниковых озёр и колебания верхней границы произрастания соснового леса. Согласованность результатов реконструкций, полученных на основе разных индикаторов, послужила подтверждением возможностей палеолимнологического метода.

Как правило, озёрные осадки характеризуются разными соотношениями органического вещества, минерального обломочного материала и карбонатных пород. Органическое вещество в составе озёрного осадка появляется при его образовании непосредственно в озере или путём переноса в озеро органического материала, находящегося в пределах водосбора. Минеральная составляющая связана с береговыми и русловыми эрозионными процессами, а также с переносом талых ледниковых вод, содержащих измельчённую породу, с эрозионной деятельностью ледника, эоловым переносом вещества, с различными склоновыми процессами (обвалы, оползни, лавины и т.д.). В приледниковых озёрах изменчивость минерального осадка обычно больше, чем изменчивость автохтонного органического материала, т.е. в таких озёрах колебания соотношения органической и минеральной составляющих отражают преимущественно формирование минерального осадка ледником.

Органическое вещество осадка

Наиболее общий способ определения количества органического вещества в осадке — метод потерь при прокаливании (loss on ignition — LOI) [18, 20]. При стандартном алгоритме работы с озёрным осадком определяется изначальная масса каждого из образцов в сыром виде (wet bulk density — WBD), затем образцы высушиваются при температуре 105 °С (обычно в течение ночи) и определяется их сухая масса (dry bulk density — DBD). Затем образцы нагревают при температуре 550 °С в течение двух часов. Органический углерод в составе осадка начинает сгорать при температуре 200 °С, а полностью сгорает при 550 °С. Последующее взвешивание образцов позволяет установить потерю массы осадка за счёт сгорания органического вещества (LOI). Очевидно, что все три показателя — WBD, DBD и LOI должны находиться в прямой зависимости. Однако интерпретация результатов анализа на потери при прокаливании не всегда очевидна, так как оставшийся при сгорании материал может содержать карбонаты и органический кремнезём (диатомовые). Наиболее пригодные объекты для палеореконокструкций на основе анализа осадков на потерю массы при прокаливании — небольшие горные озёра с площадью поверхности до 1 км², расположенные в пределах кристаллических коренных пород, характеризующиеся редкой окружающей растительностью и незначительным почвенным покровом. В таких озёрах на содержание органического вещества в осадке влияет минимальное число факторов, и его величина может служить сигналом вариаций размеров ледника в водосборе.

Диатомовые — одноклеточные водоросли, для которых характерно наличие твёрдой двустворчатой тонкостенной кремнезёмной оболочки панциря. Параметр содержания органического кремнезёма (BSi) в осадке обычно свидетельствует о прямом образовании органического вещества в озере [46]. Изотопный состав карбонатов и биогенного кремнезёма, содержащихся в озёрных осадках, также служит источником палеоклиматических данных. Содержание изотопа ¹⁸O в составе органического кремнезёма зависит от температуры и изотопного состава воды озера во время формирования оболочки панциря. Таким образом, вариации содержания ¹⁸O в осадке часто отражают изменения в температуре воды озера.

Минеральное вещество осадка

Магнитная восприимчивость — параметр, отражающий концентрацию магнитных минералов в осадке [44]. Вариации магнитной восприимчивости озёрного осадка обычно связаны с изменением эрозионной деятельности и объёма поставляемого в озеро минералогенного вещества [38]. Недавно освободившиеся ото льда фронтальные области ледников без растительности или с редким растительным покровом обеспечивают наиболее высокие показатели магнитной восприимчивости осадка. Таким образом, магнитная восприимчивость осадка может с успехом использоваться в качестве индикатора активности ледника [43]. Однако повышенная магнитная восприимчивость осадка не всегда свидетельствует о значительной экзарационной активности ледника (и, как следствие, его размере), она может быть связана с коллювиальными процессами в водосборе, в том числе и с катастрофическими — обвалами, оползнями, лавинами и др. С целью дифференциации этих процессов целесообразно определять магнитную восприимчивость отдельно для пара- и ферромагнитных минералов [38].

Для типичного приледникового озера отмечается чёткая обратная зависимость между потерями при прокаливании и магнитной восприимчивостью осадка (рис. 1). Подобная закономерность легла в основу первых работ по палеореконокструкциям на основе исследования озёрных осадков В. Карлена [22], А. Несье [6, 34] и других исследователей. Если оба параметра отражают ледниковый сигнал, то рост кривой магнитной восприимчивости с одновременным понижением потерь при прокаливании указывает на возросшую активность ледника и, как следствие, на повышение высоты границы питания ледника и увеличение его площади.

Геохимический анализ осадка

Безусловно, озёрные отложения — источник значительно большего объёма информации об исторических условиях среды, чем традиционное содержание органического и неорганического вещества в осадке. Современные технологии позволяют определять относительное и абсолютное содержание основных

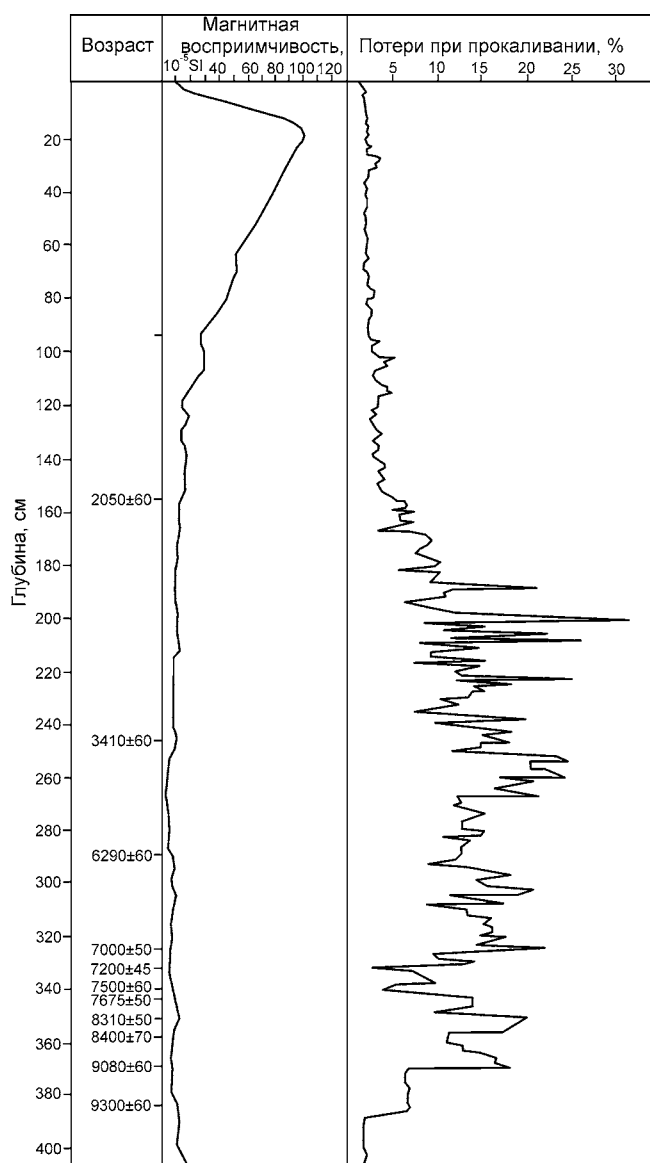


Рис. 1. Литостратиграфические данные керна осадка оз. Jarbuvatnet, результаты анализов на магнитную восприимчивость осадка и потери при прокаливании. Обе кривые свидетельствуют о возросшей активности ледника Flatebreen в позднем голоцене [34]

Fig. 1. Lithostratigraphic data of the sediment core of Lake Jarbuvatnet and the results of magnetic susceptibility and loss-on-ignition analyses.

Both curves witness increased glacier activity during the Late Holocene [34]

химических элементов в осадке. Рентгенофлуоресцентный анализ (XRF) с использованием ядерного сканера ITRAX обеспечивает неdestructивный сканирующий анализ с пространственным разрешением от 200 мкм [13]. Метод рентгенофлуоресцентного анализа на пучках

синхротронного излучения (РФА-СИ), который используется, в частности, группой исследователей Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск), позволяет выполнять сканирующий анализ с предельно высоким разрешением — от 100 мкм [17]. Результатом служат множественные кривые содержания химических элементов по всей длине керна.

На рис. 2 представлены результаты рентгенофлуоресцентного анализа керна осадка оз. Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ), полученные с помощью сканера ITRAX (Cox Ltd.). Анализ проводился в седиментологической лаборатории Университета г. Берген, Норвегия. При отсутствии возможности сканирующего анализа ненарушенного керна проводится сканирующий анализ каждого из дискретных образцов (отмечены точками) с осреднением результатов. Заметно резкое изменение концентрации Fe, Ti, Zn, Rb, K, Si на глубине около 20 см, что свидетельствует об изменении режима осадконакопления: нижняя часть осадков формировалась при участии ледниковых вод, верхняя — без их поступления. Интерпретация подобных результатов не всегда однозначна и требует корректировки с процессами осадконакопления. В общем случае кривые содержания Fe, Ti, K, Ca, Rb, Sr, Si, Mg, Mn, а также соотношения этих элементов, такие как Fe/Ti или Ca/Fe, могут отражать изменения условий среды. В качестве источника сигнала ледника может быть также использована трансферная функция, строящаяся путём суммирования нормированных значений основных терригенных элементов, например K, Ti, Fe, As, Rb [1]. Часто сигнал активности ледника в водосборе неочевиден и для его выявления требуется дополнительный статистический аппарат. Для решения подобных задач с успехом используется метод главных компонент [45].

Варвы

Варвы — годично стратифицированные морские или озёрные осадки, которые образуются благодаря различиям в режиме и характере осадконакопления в разные сезоны. Типичные варвы приледниковых озёр представляют собой чередование светлых и тёмных слоёв осадка (рис. 3). Светлый слой состоит из частиц круп-

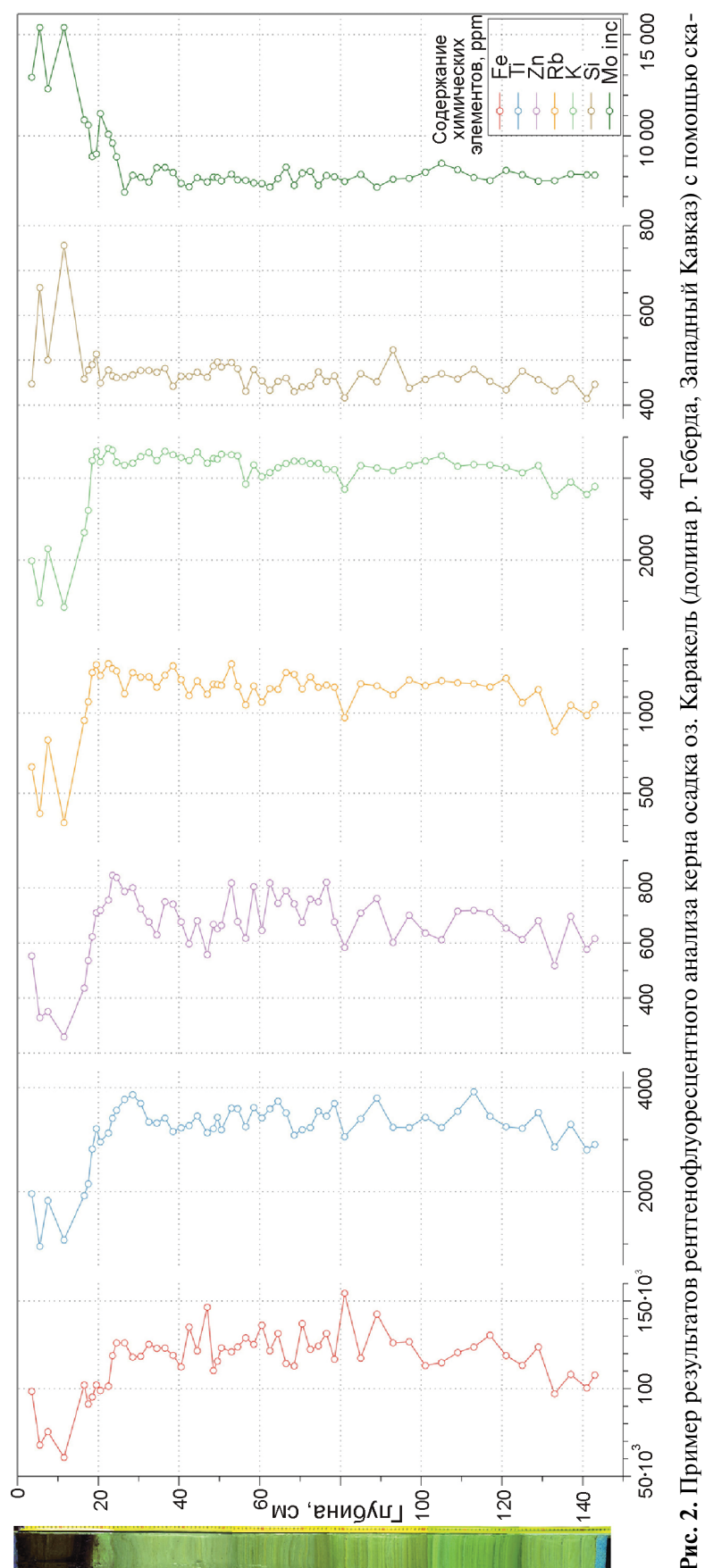


Рис. 2. Пример результатов рентгенофлуоресцентного анализа ядра осадка оз. Караколь (долина р. Теберда, Западный Кавказ) с помощью сканера ITRAX.

Ядро получено в 2010 г. в результате экспедиции сотрудников отдела гляциологии Института географии РАН

Fig. 2. Example of results of x-ray fluorescent analysis of the sediment core of Lake Karaköl (Teberda, Western Caucasus) with the use of ITRAX core scanner. The core was retrieved in 2010 as a part of the expedition of the glaciological department of the Institute of Geography, RAS

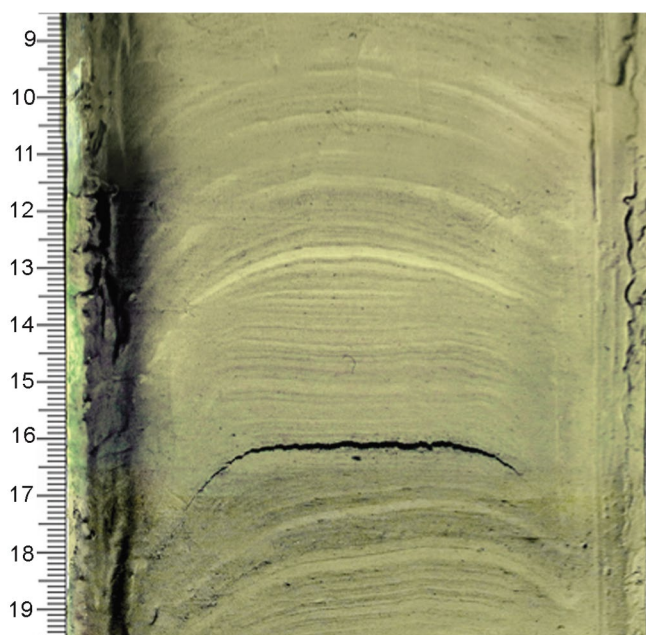


Рис. 3. Фрагмент регулярно ламинированного осадка оз. Донгуз-Орун (Приэльбрусье, Центральный Кавказ). КERN получен в 2012 г. в результате экспедиции сотрудников отдела гляциологии Института географии РАН

Fig. 3. Fragment of regularly laminated sediment of Lake Donguz-Orun (Elbrus region, Central Caucasus). The core was retrieved in 2012 as a part of the expedition of the glaciological department of the Institute of Geography, RAS

ного размера (до мелкозернистого песка), которые откладываются в период активного таяния ледника и снега, т.е. во время, когда поток талых ледниковых вод наиболее интенсивен. В зимний период, когда поступление осадочного материала в озеро значительно снижается или озеро перекрыто льдом, осаждаются мелкие частицы, формируя тёмный и обычно более тонкий слой. Кроме сезонных различий в поступлении и накоплении осадка, необходимое условие формирования варвов — отсутствие биотурбации. В приледниковых озёрах с их очень холодной водой биотурбации обычно ограничены из-за небольшого количества населяющих их живых организмов. Годично стратифицированные осадки представляют собой важный источник палеоклиматической информации, поскольку толщину летних и зимних слоёв можно калибровать относительно метеоданных. При установлении зависимости это позволяет создавать реконструкции с годичным и даже сезонным разрешением. Следует, правда, иметь в виду, что чередование светлых и тёмных слоёв

не обязательно маркирует годичную стратификацию — отдельные катастрофические паводки в течение одного года также способны сформировать подобное переслаивание.

Э. Леонард [28, 29] развивал этот метод в Канадских Кордильерах. Изучая осадок большого приледникового озера Гектор (провинция Альберта), он столкнулся с регулярной ламинарностью и предположил, что в озере наблюдается годовая слоистость осадка, т.е. истинные варвы. С помощью кернового озёрного бура [33] были получены 28 кернов осадка, исследования восьми из которых послужили основой для работы [28]. Изучаемая толща представляет собой равномерное чередование более мощных светлых «летних» и тонких тёмных «зимних» слоёв. Каждая пара, состоящая из светлого и тёмного слоёв, имеет мощность около 1 мм. Последовательность прерывается более мощными прослоями (до 5 мм) частиц большего размера. Анализ одного из кернов на предмет распределения активности ^{137}Cs полностью подтвердил предположение о наличии в толще годовой слоистости. Обнаружена высокая положительная корреляция между толщиной варвов и среднегодовой или средней летней температурой года, в который слой откладывался. Для окончательной калибровки варвохронологии и её привязки к абсолютной временной шкале использована корреляция ширины варвов со средней летней температурой воздуха, зарегистрированной ближайшей метеостанцией. Для всех восьми кернов построены кривые скорости осадконакопления. Построена также общая кривая, которая, без учёта высокочастотных колебаний, даёт основание установить периоды с ускоренным осадконакоплением, в частности с 1600 г. н.э. до настоящего времени и с 1150 до 1270 г. [28].

В общем случае наиболее высокой скорости накопления озёрного осадка соответствуют периоды увеличения площади ледника, так как именно от площади ледника зависит его эрозийная деятельность. Кроме того, скорость осадконакопления обычно имеет пик в течение нескольких десятилетий после максимального распространения льда, т.е. маркирует начало отступления ледника благодаря наибольшей интенсивности флювиогляциальных потоков и освобождающемуся ото льда рыхлому материалу. Сопоставление кривой скорости осадко-

накопления для оз. Гектор с известными датировками морен на основе палеоботанических индикаторов (лихенометрических и дендрохронологических) позволило Э. Леонарду уточнить гляциальную и климатическую историю региона за последние 1000 лет. В частности, отмечена синхронность начала активного роста скорости осадконакопления в середине XVI в. и известного периода наступания ледников в это же время.

Переслаивание богатых органикой отложений и глинисто-алевритовых слоёв — свидетельство периодов отступления и наступания ледника соответственно. Если состав пород в области аккумуляции ледника и ниже по долине различается, то можно более детально установить границы распространения (зона экзарации) ледника в разные периоды времени [32].

Хронологическая основа модели скорости осадконакопления

При изучении озёрных осадков наиболее важные этапы — определение возраста осадков на разных глубинах и оценка скорости осадконакопления. Обычно для этих целей отбирают образцы для датирования в базальном горизонте и промежуточных горизонтах с определённым шагом. Часто принципиален не регулярный шаг, а отбор образцов для датирования на участках, отличаю-

щихся выраженными стратиграфическими особенностями, маркирующими смену событий. Очевидно, что чем больше сделано датировок, тем точнее будет модель скорости осадконакопления, и наоборот — чем меньше выполнено датировок и больше неоднородность осадка в керне, тем неопределённое будет модель. Результирующая модель обычно строится с помощью линейной или одной из сглаживающих функций, и она должна учитывать стандартные ошибки датировок. Пример подобных моделей, построенных для трёх озёр в Перуанских Андах [39], дан на рис. 4.

Существует несколько методов определения возраста органического материала с использованием ^{14}C . Более традиционные газовый и сцинтилляционный методы основаны на определении периода полураспада радиоактивного углерода, сохранившегося в образце. Наиболее современный и технически более совершенный — метод ускорительной масс-спектрометрии (AMS-датировка). При использовании метода AMS измерение занимает значительно меньше времени и это — одно из основных преимуществ данного метода масс-спектрометрии. Другое важное преимущество — возможность использования минимальных количеств углерода для анализа — до 1 мг и менее (в традиционных методах среднее количество углерода в образце составляет 5–10 г). Обычно

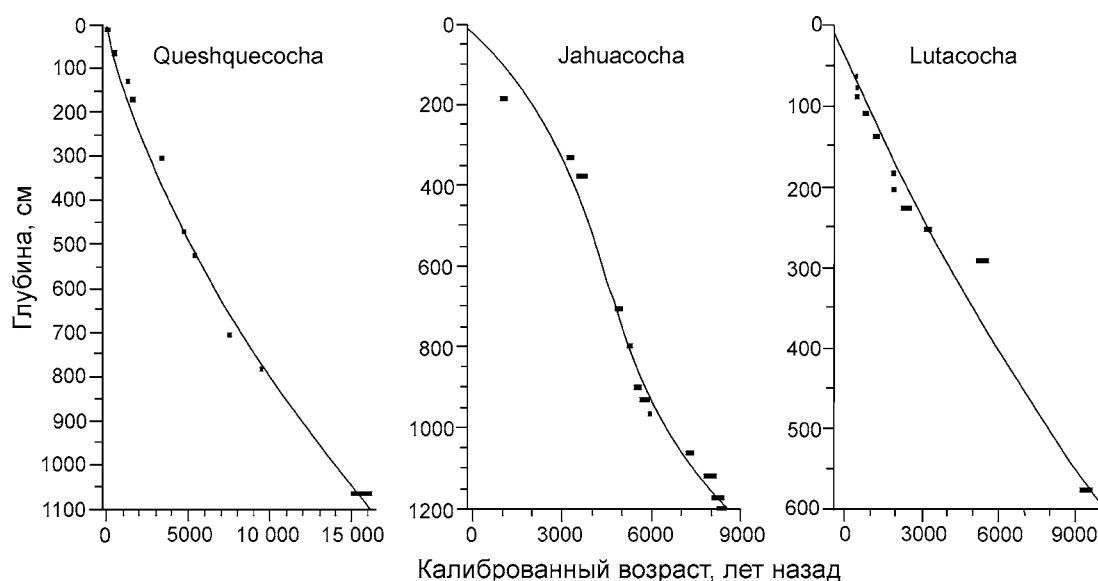


Рис. 4. Возрастные модели для трёх озёр в Перуанских Андах, построенные с помощью полиномиальной функции [39]

Fig. 4. Age-depth models for three lakes in Peruvian Andes created with the use of polynomial function [39]

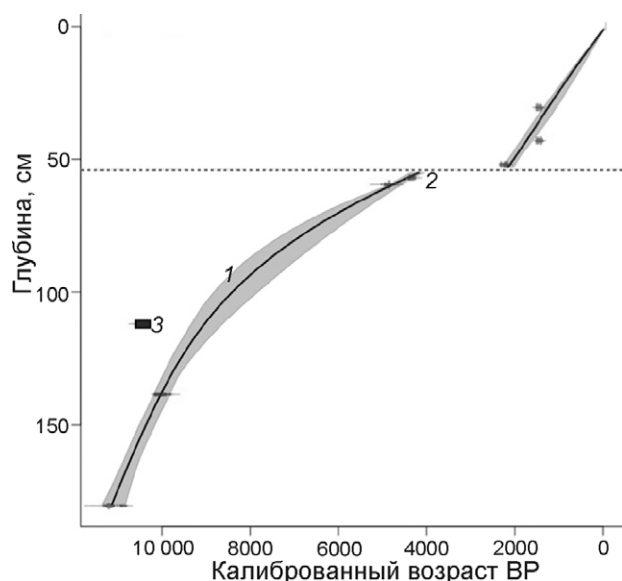


Рис. 5. Возрастная модель для керна оз. Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ), построенная с помощью алгоритма Clam:

1 – 95%-й доверительный интервал; 2 – радиоуглеродные датировки с распределением вероятностей; 3 – датировка, исключённая из построения модели

Fig. 5. Age-depth model for Lake Karakelyol (Teberda, Western Caucasus) created with the use of Clam algorithm. 1 – 95% probability interval; 2 – radiocarbon dates with probability distribution, 3 – date excluded from the model

для определения возраста методом AMS используется углеродсодержащая составляющая осадка – макроскопические органические остатки. Если это недоступно (при минимальной органической составляющей осадка), то используется массовый образец осадка. В таком случае недостаточное количество углерода может негативно сказаться на точности датировки.

В настоящее время существует несколько программных сред для построения возрастных моделей осадконакопления на основе радиоуглеродных датировок. Одно из наиболее совершенных решений – алгоритм Clam [9], написанный для программной среды R (R Development core team 2011) [48]. Используя в качестве вводных данных некалиброванные радиоуглеродные датировки с ошибками измерений, Clam строит возрастную модель на основе разных функций, по выбору, указывая распределение вероятностей (обычно в два стандартных отклонения). На рис. 5 изображена возрастная модель для керна оз. Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ), построенная с помощью алгоритма Clam.

Отчётливо видны перерыв в осадконакоплении 4200–2200 л.н, подтверждённый радиоуглеродными датировками, а также различные режимы осадконакопления до и после перерыва.

Основная цель построения модели – как можно более точное распределение возраста осадка относительно глубины, т.е. сужение доверительного интервала. Для подобных целей с успехом применяется корреляция с другими источниками датировок, например с тефрохронологическими датировками, способными определить точный возраст осадка. Для определения скорости осадконакопления в озёрах и подтверждения наличия годовой слоистости можно использовать ^{137}Cs – искусственный изотоп, который не существовал в атмосфере до начала испытаний атомных бомб и не существовал в количествах, поддающихся обнаружению до 1954 г. С 1954 г. интенсивность выпадения ^{137}Cs детально задокументирована [28]. Хронологическая основа строится на сопоставлении кривой активности ^{137}Cs по всей толще осадка с известными данными по выпадению ^{137}Cs для региона. Следует принимать во внимание задержку по времени от первоначального выпадения изотопа до финального отложения в осадке озера (рис. 6).

Другой способ датирования верхней части осадка (обычно последние 100–150 лет) – датирование с помощью изотопа свинца ^{210}Pb – естественного изотопа, входящего в ряд распада ^{238}U и имеющего период полураспада 22,3 лет. В самом общем случае, предполагая постоянный атмосферный поток ^{210}Pb и постоянную скорость осадконакопления, скорость осадконакопления определяется как тангенс угла наклона между концентрацией ^{210}Pb и кумулятивной массой осадка в логарифмическом выражении. Более сложные модели [5] допускают вариации обоих параметров.

Реконструкции высоты границы питания ледников на основе озёрных осадков

Традиционные методы реконструкции высоты границы питания ледников (equilibrium line altitude – ELA), основанные, например, на максимальной высоте выклинивания боковых моренных валов, позволяют получить лишь дискретные данные о положении границы питания [16]. Для большинства ледников Скандинавии, где велись пионерные работы по изучению

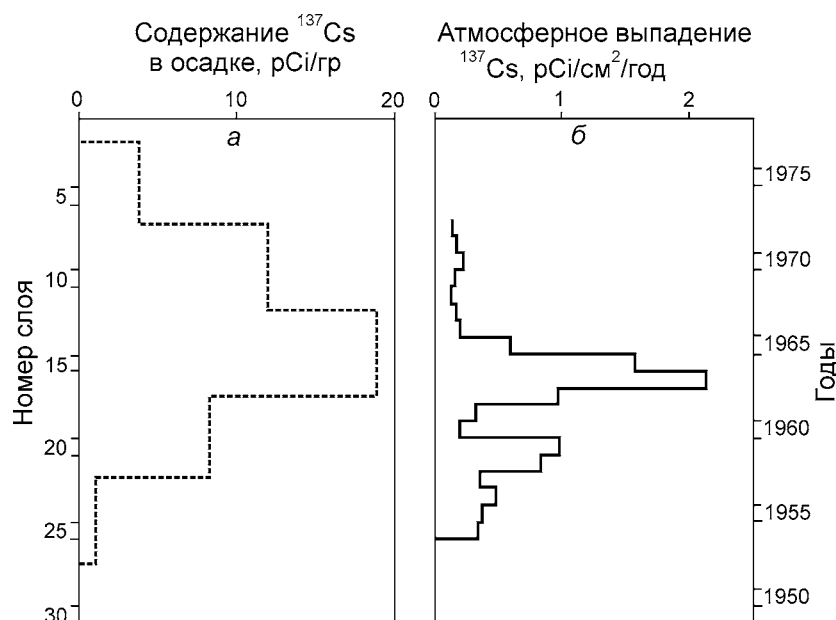


Рис. 6. Активность ^{137}Cs в керне оз. Гектор (а) и атмосферное выпадение ^{137}Cs , зарегистрированное в районе оз. Мичиган (б) [28]

Fig. 6. ^{137}Cs activity in the sediment core of Hector Lake (a) and ^{137}Cs fallout record from Lake Michigan (b) [28]

озёрных осадков [6, 24], моренные валы более ранних наступаний ледников были стёрты наступаниями малого ледникового периода последнего тысячелетия. Озёрные осадки, напротив, позволяют создавать непрерывные реконструкции высоты границы питания. Особенно успешно для палеогляциологических реконструкций используются цепочки приледниковых озёр [16]. Если в первом, ближайшем к леднику озере обычно сгружается крупнообломочный материал, то в следующих, расположенных ниже по долине и на большем удалении от ледника, накапливаются преимущественно тонкодисперсные отложения — пески, глины, алевроиты, которые и относятся к наиболее информативным для палеогляциологических и палеоклиматических исследований. Таким образом, каждое из озёр подобной цепочки имеет разную чувствительность к ледниковому сигналу, т.е. озеро, находящееся выше по течению талых ледниковых вод, на наименьшем удалении от языка ледника, способно регистрировать колебания ледника при его наименьших размерах, а озеро, находящееся на самой низкой гипсометрической отметке, — при его наибольших размерах [34]. Так, использование цепочки приледниковых озёр и нескольких кернов осадков в долине Корса в Швеции на участке пионерных работ позволило И. Сноуболу и П. Сандгрёну [36, 37] установить, что ледники присутствовали в водосборе лишь в течение последних 3000 лет, в то время как В. Карлен, ос-

новываясь на анализе единичного керна озёрных осадков, предполагал наличие нескольких голоценовых наступаний, в том числе и в первой половине голоцена [21–25].

Важным дополнением может служить наличие в непосредственной близости так называемого «контрольного» озера — т.е. озера, не получающего талых ледниковых вод. Сравнение кернов из приледникового и контрольного озера с возможностью перекрёстного датирования позволяет более детально оценить хронологию и мощность ледникового сигнала [16]. Безусловно, подобную систему, состоящую из ледника с датруемыми моренными валами, цепочками приледниковых озёр, контрольным озером, найти на местности трудно. Рекомендуются использовать два и более керна, отобранных на участке озера с плоским дном, и несколько независимых источников косвенных данных. Если работы ведутся на одном озере, то предпочтительнее использовать участок дна озера, наиболее удалённый от устья/дельты впадающего потока; обычно он находится в наиболее глубокой части озера. Подобные участки лучше всего отражают внешний сигнал вариаций размеров ледника и наиболее устойчивы к перемешиванию осадка. Для многих ледников Норвегии установлена прямая зависимость между размерами ледника и дальностью переносимого ледникового осадка [15, 16], которая обусловлена характеристиками водосбора и может быть установлена численно.

Высота границы питания ледника при таком подходе рассчитывается на основе его площади с помощью коэффициента границы питания (AAR). При этом независимые датировки морен используются для калибровки амплитуды колебаний высоты границы питания ледника [16]. Подобным образом калибруются и косвенные данные, свидетельствующие об изменениях размера ледника в прошлом, полученные при анализе керн озёрных осадков. В зависимости от условий среды и чувствительности каждого из параметров это могут быть массовые потери при прокаливании, магнитная восприимчивость осадка, вариации долей отдельных гранулометрических фракций, различные геохимические характеристики осадка и другие характеристики. Принципиален здесь согласованный ход нескольких независимых источников палеоданных, желательно в нескольких отдельных кернах; в таком случае при очевидных процессах осадконакопления это интерпретируется как ледниковый сигнал.

Кроме типично органогенного озёрного осадка и типично минералогенного осадка ледникового генезиса, в керне могут присутствовать так называемые «парагляциальные» отложения, т.е. отложения, не имеющие прямого ледникового происхождения, но характеризующиеся схожими свойствами с осадком ледникового генезиса [12]. Это могут быть, в частности, флювиогляциальные отложения, переотложенные благодаря действию коллювиальных или эрозионных процессов, особенно в случае озёр с крутыми склонами. При использовании контрольного озера и нескольких кернов, отобранных в разных участках озера, подобные случаи могут присутствовать [16]. Кроме того, слой коллювиальных отложений — эпизодическое событие в общей структуре накопления осадка, а радиоуглеродные датировки кровли и подошвы подобного слоя позволяют исключить его из общей возрастной модели.

Пороговые озёра

Так называемые приледниковые «пороговые озёра» (threshold lakes) позволяют точно восстановить и время появления ледника в водоразделе, и время его исчезновения. Часто на пути движения ледника может встречаться несколько локальных водоразделов, способных образовывать озёра на разных гипсометрических отметках. Подобное озеро будет приледниковым, если

ледник «переваливает» за локальный водораздел; если ледник отступает, то озеро перестает получать продукт экзарационной деятельности ледника. В соответствии с этим в первом случае озёрный осадок будет значительно больше обогащён минеральным веществом, а во втором — органическим. Как правило, две толщи осадка резко отличаются по свойствам и имеют резкий переход, который обычно заметен невооружённым глазом [10]. Изучение осадка серии подобных озёр позволяет сделать точные датировки перехода ледника через каждый из водоразделов. А известные положения языка ледника обеспечивают расчёт его площади в каждый из моментов. Если площадь ледника можно связать с высотой границы его питания с помощью одного из коэффициентов, то эти данные можно использовать для калибровки реконструированной высоты границы питания на основании анализа одного из параметров озёрного осадка [16].

Использование озёрных осадков в целом и пороговых озёр в частности — один из немногих методов, который даёт возможность получить представление об изменениях размера ледника в период отступления. Так, в ходе исследования Дж. Бриннера в Гренландии [10] были получены керны осадков в семи озёрах на расстоянии около 50 км языка ледника Jakobshavn Isbræ. Два из них — приледниковые, а пять — изолированы от влияния ледника в настоящее время. Подобный подход позволил установить, что ледник имел меньшие размеры, чем в настоящее время, на протяжении всего раннего и среднего голоцена — до периода 2300 л.н., с максимальным отступанием в период 6000–5000 л.н. — время, когда в водосборе всех семи озёр ледник отсутствовал.

Приложение метода

В последние десятилетия палеолимнологический метод успешно применяется при исследованиях в большинстве ледниковых районов мира (рис. 7). Наибольшее число работ выполнено в Скандинавии [7, 31, 34], Альпах [11, 27] и Скалистых горах [28, 29, 35]. Так, для озера Silvaplana в Швейцарских Альпах установлена очевидная зависимость между гранулометрическим составом осадка, толщиной годовых слоёв (варвов) и активностью ледников в водосборе. В результате установлен генеральный период 9400–3300 л.н.



Рис. 7. Ледниковые районы с известными реконструкциями колебаний ледников на основе озёрных осадков в Северном полушарии и низких широтах Южного полушария (рисунок автора)

Fig. 7. Glaciated regions with known reconstructions of glacier variations based on lake sediments in Northern Hemisphere and low latitudes of Southern Hemisphere (figure by author)

с низкой активностью ледников, а часто и с её полным отсутствием, в который наблюдались отдельные периоды наступаний: 8000, 6900–6600, 6000–5000, 4800–4300 л.н. [27]. Проведено бурение осадочной толщи озёр и построены реконструкции колебаний ледников на севере и северо-востоке Северной Америки [42] и на Аляске [19, 30]. В частности, 1500-летняя хронология, построенная на основе толщины годовых слоёв (варвов) озера Iceberg (район Chugach, Аляска), обнаружила высокую корреляцию с хронологиями ширины годовых колец деревьев и другими реконструкциями температуры для региона. Хронология свидетельствует о холодном периоде в районе 600-го года н.э., стабильно возросших температурах во время Средневекового климатического оптимума 1000–1250 гг. и значительном понижении температуры в 1500–1850 гг. в период малого ледникового периода [30].

Проведены исследования в Центральных Андах [39], Патагонии [8], Гренландии [40], Исландии [26], на Шпицбергене. На Шпицбергене палеолимнологическим методом установлено отсутствие ледников в водосборе озера Linnevatnet в период 10 000–4400 л.н.; подтверждён голоценовый максимум ледника Linnedalen, приходящийся на малый ледниковый период [41]. Бурение в озере Naro Moru Tarn в районе горы Кения, выполненное В. Карленом в Центральной Африке, позволило уточнить историю колебаний двух основных ледников в водосборе.

Результаты анализов озёрных кернов показали, что в районе 5700 л.н. ледники были значительно больше, чем во время малого ледникового периода с депрессией границы питания 100 м. Отмечены отдельные периоды наступаний 4500–3900, 3500–3300, 3100–1900, 1300–1100 и 600–400 л.н. [22]. Несколько проектов было посвящено бурению приледниковых озёр в Антарктиде, в основном в свободных ото льда участках Антарктического полуострова. Так, для озера Reid установлено время освобождения от многолетнего ледяного покрова, совпавшее с началом голоцена, – 11 500 л.н. Температурный оптимум раннего голоцена для Антарктического полуострова отмечается в период 11 500–9500 л.н. [47].

На территории нашей страны работы по созданию реконструкций колебаний ледников на основе изучения озёрных осадков начались не так давно. Сотрудники Института геологии и минералогии СО РАН успешно применили этот метод для реконструкции климатических параметров Алтая и Сибири [1, 2]. В 2010 г. во время экспедиции сотрудников отдела гляциологии Института географии РАН была пробурена скважина и получен керн осадков озера Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ) [3, 4]. В настоящее время ведётся анализ всего керна оз. Каракель (11 тыс. лет). В 2012 г. получен керн осадка приледникового оз. Донгуз-Орун (долина р. Баксан, Центральный Кавказ). Этот керн отличается регулярной слоистостью, которая об-

наруживает все признаки годичной стратификации и имеет значительный интерес для создания палеореконструкций высокого разрешения.

Выводы

Применение палеолимнологических методов в гляциологии даёт возможность делать непрерывные реконструкции высоты границы питания ледников, что невозможно никакими другими известными в настоящее время методами. Палеолимнологические методы позволяют также установить время исчезновения ледника из водосбора при его отступании в прошлом и время появления при активизации оледенения. Все эти сведения имеют важнейшее палеоклиматическое значение. Развитие комплекса палеолимнологических методов, их сочетание с другими методами палеогляциологии — приоритетные направления палеоклиматологии ввиду уникальности получаемой информации и возможности создания палеоклиматических реконструкций высокого разрешения.

Благодарности. Автор выражает благодарность О.Н. Соломиной, а также Атле Несье и другим сотрудникам Отделения наук о Земле Университета г. Берген (Норвегия) за всестороннюю теоретическую и практическую помощь при работе над проектом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Yggdrasil mobility programme 2013–2014 № 227470/F11 Норвежского совета по исследовательской деятельности, а также при поддержке программ Президиума РАН П-4 «Природные катастрофы» и ОНЗ-12.

Литература

1. Калугин И.А., Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Дарьин А.В., Золотарев К.В., Воробьева С.С., Смолянинова Л.Г. Высокоразрешающая хронология осадконакопления в Телецком озере за последние 800 лет — отклик на климатически обусловленные вариации твердого притока // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 373–405.
2. Калугин И.А., Дарьин А.В., Бабич В.В. 3000-летняя реконструкция среднегодовых температур Алтайского региона по литолого-геохимическим индикаторам донных осадков оз. Телецкое // ДАН. 2009. Т. 426. № 4. С. 520–522.
3. 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. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 102–111.
4. Соломина О.Н., Калугин И.А., Дарьин А.В., Чепурная А.А., Александрин М.Ю., Кудерина Т.М. Использование геохимического и пылецевого анализов отложений оз. Каракель для реконструкции климатических изменений в долине р. Теберда (Северный Кавказ) в позднем голоцене: возможности и ограничения // Вопросы географии. Сб. 137: Горные исследования. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. С. 234–266.
5. Appleby P.G., Oldfield F. The assessment of ^{210}Pb dates from sites with varying sedimentation rates // Hydrobiologia. 1983. V. 103. P. 29–35.
6. Bakke J., Dahl S.O., Nesje A. Reconstruction of Younger Dryas and Holocene glacier fluctuations and palaeoclimate at Folgefonna southwestern Norway // Geonytt. 2000. V. 1. P. 36.
7. Bakke J., Lie Ø., Nesje A., Dahl S.O., Paasche Ø. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway // The Holocene. 2005. V. 15. P. 161–176.
8. Bertrand S., Huguenot K. A., Lamy F., Stuut J.-B. W., Torrejón F., Lange C.B. Precipitation as the main driver of Neoglacial fluctuations of Gualas glacier, Northern Patagonian Icefield // Clim. Past. 2012. V. 8. P. 519–534.
9. Blaauw M. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences // Quat Geochron. 2010. V. 5. P. 512–518.
10. Briner J.P., Stewart H.A.M., Young N.E., Philipps W., Losee S. Using proglacial-threshold lakes to constrain fluctuations of the Jakobshavn Isbræ ice margin, western Greenland, during the Holocene // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 27. P. 3861–3874.
11. Chapron E., Fain X., Magand O., Charlet L., Debret M., Melieres M.A. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the western Alps (Lake blanc huez, 2543 m a.s.l., grandes rousse massif, france) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 252. P. 586–600.
12. Church M., Ryder J.M. Paraglacial sedimentation; a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation // Geological Society America Bulletin. 1972. V. 83. P. 3059–3072.
13. Croudace I.W., Rindby A., Rothwell R.G. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner // New Techniques in Sediment Core

- Analysis: Special Publications. Geological Society, London. 2006. V. 267. P. 193–207.
14. *Dahl S.O., Nesje A.* Holocene glacier fluctuations at Hardangerjokulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits // *The Holocene*. 1994. V. 4. P. 269–277.
 15. *Dahl S.O., Nesje A., Lie Ø., Fjordheim K., Matthews J.A.* Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early Holocene glacier readvances during the Erdalen event at Jostedalbreen, western Norway // *The Holocene*. 2002. V. 12. P. 17–25.
 16. *Dahl S.O., Bakke J., Lie Ø., Nesje A.* Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites // *Quaternary Science Reviews*. 2003. V. 22. P. 275–287.
 17. *Darin A., Kalugin I., Rakshun V.* Scanning x-ray microanalysis of bottom sediments using synchrotron radiation from the BINP VEPP-3 storage ring // *Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Physics*. 2013. V. 77. №. 2. P. 182–184.
 18. *Dean Jr., W.E.* Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods // *Journ. of Sedimentary Petrology*. 1974. V. 44. P. 242–248.
 19. *Diedrich K.E., Loso M.G.* Transient impacts of Little Ice Age glacier expansion on sedimentation processes at glacier-dammed Iceberg Lake, southcentral Alaska // *Journ. of Paleolimnology*. 2012. V. 48. P. 115–132.
 20. *Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G.* Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments; reproducibility and comparability of results // *Journ. of Paleolimnology*. 2001. V. 25. P. 101–110.
 21. *Kalugin I., Selegei V., Goldberg E., Seret G.* Rhythmic fine-grained sediment deposition in Lake Teletskoye, Altai, Siberia, in relation to regional climate change // *Quaternary International*. 2005. V. 136. Iss. 1. P. 5–13.
 22. *Karlen W.* Lacustrine sediments and tree-limit variations as evidence of Holocene climatic fluctuations in Lappland, northern Sweden // *Geografiska Annaler*. 1976. V. 58A. P. 1–34.
 23. *Karlen W.* Lacustrine sediment studies // *Geografiska Annaler*. 1981. V. 63A. P. 273–281.
 24. *Karlen W.* Interpretation of the glaciolacustrine record in northern Sweden: a comment on Snowball and Sandgren // *The Holocene*. 1997. V. 7. P. 119.
 25. *Karlén W., Fastook J.L., Holmgren K., Malmström M., Matthews J.A., Odada E., Risberg J., Rosqvist G., Sandgren P., Shemesh A., Westerberg L.* Glacier Fluctuations on Mount Kenya since ~6000 Cal. Years BP: Implications for Holocene Climatic Change in Africa // *Ambio*. 1999. V. 28. № 5. P. 409–418.
 26. *Larsen D.J., Miller G.H., Geirsdottir A., Olafsdottir S.* Non-linear Holocene climate evolution in the North Atlantic: a high-resolution, multi-proxy record of glacier activity and environmental change from Hvitarvatn, central Iceland // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 39. P. 14–25.
 27. *Leemann A., Niessen F.* Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments // *The Holocene*. 1994. V. 4. P. 259–268.
 28. *Leonard E.M.* Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada and the relationship between glacial activity and sedimentation // *Quaternary Research*. 1986. V. 25. P. 199–214.
 29. *Leonard E.M.* Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial activity, Banff National Park, Alberta, Canada // *Quaternary Research*. 1986. V. 26. P. 218–231.
 30. *Loso M.G., Anderson R.S., Anderson S.P., Reimer P.J.* A 1500-year record of temperature and glacial response inferred from varved Iceberg Lake, southcentral Alaska // *Quaternary Research*. 2006. V. 66. P. 12–24.
 31. *Matthews J.A., Shakesby R.A.* The status of the Little Ice Age in southern Norway: relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry // *Boreas*. 1984. V. 13. P. 333–346.
 32. *Matthews J.A., Dahl S.O., Nesje A., Berrisford M.S., Andersson C.* Holocene glacier variations in central Jostunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores // *Quaternary Science Reviews*. 2000. V. 19. P. 1625–1647.
 33. *Nesje A.* A piston corer for lacustrine and marine sediments // *Arctic and Alpine Research*. 1992. V. 24. P. 257–259.
 34. *Nesje A., Matthews J.A., Dahl S.O., Berrisford M.S., Andersson C.* Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glacio-lacustrine sediment records // *The Holocene*. 2001. V. 11. P. 267–280.
 35. *Osborn G., Menounos B., Koch J., Clague J.J., Vallis V.* Multi-proxy record of Holocene glacial history of the Spearhead and Fitzsimmons ranges, southern Coast Mountains, British Columbia. *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 479–493.
 36. *Snowball I., Sandgren P.* Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Karsa valley, northern Sweden: contrast in interpretation // *The Holocene*. 1996. V. 6. P. 367–372.
 37. *Snowball I., Sandgren P.* Interpretation of the glaciolacustrine record in northern Sweden: a reply to Karlen // *The Holocene*. 1997. V. 7. P. 119–120.
 38. *Snowball I., Sandgren P., Petterson G.* The mineral magnetic properties of an annually laminated Holocene lake sediment sequence in northern Sweden // *The Holocene*. 1999. V. 9. P. 353–362.
 39. *Stansell N.D., Rodbell D.T., Abbott M.B., Mark B.G.* Proglacial lake sediment records of Holocene climate change in the western Cordillera of Peru // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 70. P. 1–14.

40. *Storms J.E.A., De Winter I.L., Overeem I., Drijkonin-gen G.G., Lykke-Andersen H.* The Holocene sedimentary history of the Kangerlussuaq Fjord-valley fill, West Greenland // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 35. P. 29–50.
41. *Svendsen J.I., Mangerud J.* Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard // *The Holocene*. 1997. V. 7. P. 45–57.
42. *Thomas E.K., Szymanski J., Briner J.P.* Holocene alpine glaciation inferred from lacustrine sediments on northeastern Baffin Island, Arctic Canada // *Journ. of Quaternary Science*. 2010. V. 25. P. 146–161.
43. *Thompson R., Batterbee R.W., O'Sullivan P.E., Oldfield F.* Magnetic susceptibility of lake sediments // *Limnology and Oceanography*. 1975. V. 20. P. 687–698.
44. *Thompson R., Oldfield F.* Environmental magnetism. London: George Allen and Unwin, 1986. 227 p.
45. *Vasskog K., Paasche Ø., Nesje A., Boyle J.F., Birks H.J.B.* A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier // *Quaternary Research*. 2013. V. 77. P. 192–204.
46. *Wetzel R.G.* Limnology: Lake and River Ecosystems. Academic Press, San Diego, CA, 2001. 1006 p.
47. *Zale R., Karlen W.* Lake sediment cores from the Antarctic peninsula and surrounding islands // *Geografiska Annaler*. 1989. V. 71A (3–4). P. 211–220.
48. <http://www.rstatisticalsolutions.com>. (R Development core team 2011, Version 2.13.0–April 14).

Summary

The article covers the origin of paleolimnological method in glaciology, concerns the theoretical background of the approach, and focuses on the principal methods of analysis of the lake sediments

and creating the sedimentary age-depth models. Lake sediments can provide a basis for creating uninterrupted reconstructions of the Holocene glacier variations with high resolution. The fundament of paleolimnological method is based on the differences between glacial and non-glacial components of the bottom sediments of proglacial lakes. The glacial signal in the lake sediments was originally distinguished by measuring the organic content of the sediment (normally with loss-on-ignition) and the magnetic properties of the sediment. Subsequent methods of analysis could yield more precision and normally include geochemical composition (with the use of high-resolution scanning x-ray fluorescence analysis), use of biogenic indicators (such as pollen and diatoms contained in the sediment) and more. Obtaining the most accurate age of the sediment is a crucial question in subsequent application of the sediment parameters for reconstruction of glacier variability. The article covers various methods of dating the lake sediment – radiocarbon, Cs- and Pb-isotope dating, varve counting. Techniques of creating age-depth models are taken into account.

A state-of-the-art application of sedimentary properties in paleoglaciology yields a reconstruction of a former equilibrium line altitude – ELA. The article focuses on the basis of the ELA reconstruction approach. Successful examples of reconstructions of glacier variations based on the lake sediments can be found throughout the majority of the glaciated regions of the planet. The article states the most prominent of them and gives an update on the current progress in paleolimnological research in the Caucasus Mountains.

Оледенение севера Западной Сибири – спорные вопросы и пути их решения© 2015 г. В.С. Шейнкман¹⁻³, В.М. Плюснин²¹Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень; ²Институт географии СО РАН, Иркутск;³Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень
vlad.sheinkman@mail.ru**Glaciation of West Siberia – disputable questions and means of their solution**V.S. Sheinkman¹⁻³, V.M. Plyusnin²¹Earth Cryosphere Institute, RAS, Siberian Branch, Tyumen; ²Institute of Geography, RAS, Siberian Branch, Irkutsk;³Tyumen State Gas and Oil University, Tyumen

Статья принята к печати 5 мая 2014 г.

*Оледенение, плейстоцен, север Западной Сибири.**Glaciation, Pleistocene, North-West Siberia.*

Рассмотрены различные подходы к проблеме четвертичного оледенения севера Западной Сибири и анализируется гляциологическая ситуация этого региона. Приведены новые материалы по изучению следов древних ледников в Приуралье и на правобережье Средней Оби. Сделан вывод, что в плейстоцене ледники на севере Западной Сибири концентрировались в её горном обрамлении и не продвигались дальше предгорий. Последующий разнос каменного материала морен происходил при перемещении айсбергов, оторвавшихся от ледников с вмороженными в них обломками горных пород, по водной акватории во время трансгрессий моря со стороны Северного Ледовитого океана. Установлено, что, согласно результатам датирования изученных отложений, по крайней мере, сартанское наступление ледников совпадало с трансгрессией моря, которая была обусловлена тектоническими процессами в Арктике.

Different approaches to the problem of the Quaternary glaciation in the North-West Siberia have been considered in the present paper. It is concluded that during the Pleistocene glaciers concentrated here in the surrounding mountains and did not advance as far, as near foothills. Distribution of moraine material happened then by dint of floe-drift with ice-bound rock debris in the water area formed as a result of the sea transgression caused by tectonic processes in the Arctic Ocean. At that the Sartan advance of glaciers coincided with such a transgression.

Введение

Освоение и изучение Сибири началось с её западной части, поэтому именно здесь создавались первые концепции развития природных условий, на основе которых затем разрабатывались модели для остальной части Сибири. Пока не был накоплен материал непосредственного изучения сибирских объектов и выполнен его анализ, подходы к исследованию природных явлений в Сибири основывались на знаниях, сформированных при изучении европейской территории, что естественно, поскольку фундамент многих наук о Земле был заложен в начавшей изучаться раньше Европе. В гляциологическом аспекте это привело к тому, что долгое время современное и древнее оледенение Сибири рассматривалось с позиций альпийской научной школы, концепции которой, как выяснилось впоследствии, в данном регионе не всегда применимы.

Альпийская гляциологическая школа формировалась с конца XVIII в., и к середине XIX в. практически оформились её базовые воззрения в отношении современных ледников и в конце XIX в. — в отношении древних. Вместе с тем в Си-

бири только во второй половине XX в. появились значимые обобщения о гляциальных явлениях. Чтобы исследователи смогли понять, что концепции развития оледенения, обоснованные фактическим материалом, полученным при изучении ледников и их следов в Альпах, нельзя автоматически переносить на другие регионы, понадобилось время — особенно это касается Сибири, где природные условия совершенно иные, чем в Альпах и Европе. Главная причина в том, что европейская территория находится в зоне активного воздействия тёплых и влажных воздушных потоков с Атлантики, а Сибирь, начиная уже с Приуралья, расположена в области холодного и достаточно сухого континентального климата. Такие отличия, как показали наши исследования [36, 37], были в течение всего плейстоцена, что существенно повлияло на развитие ледников. Обусловили они и различия во взглядах. Работавшие в Сибири исследователи, с одной стороны, в той или иной мере опирались на базовые альпийские подходы, а с другой — должны были вносить коррективы, учитывающие специфику природных условий исследуемого региона. В итоге позиции разных исследователей стали базироваться на су-

существенно отличающихся основах: одни из них и сегодня придерживаются канонов альпийской научной школы, другие существенно отошли от них, а третьи со временем практически полностью отказались от их применения.

Особенно острая дифференциация мнений отмечается для севера Западной Сибири. Первые в Сибири схемы оледенения созданы именно по этому региону, поэтому с ними сравнивались и все новые материалы по Сибири. Со временем противоречия нарастали, и сегодня мнения иногда отличаются полярно — от концепции полного промерзания в квартере Карского моря и продвижения отсюда на юг мощного потока льда до отрицания каких бы то ни было древних ледников на территории Западной Сибири вообще. К сожалению, для обоснования этих концепций исследователи региона редко используют имеющиеся гляциологические данные, хотя здесь в различных горных сооружениях, в том числе и в горном обрамлении на севере Западной Сибири, существуют неплохо изученные центры современного оледенения с большим диапазоном гляциологических показателей. Последние позволяют вполне корректно применять принцип актуализма, и, на наш взгляд, именно эти данные при палеогляциологических реконструкциях целесообразно брать за точку отсчёта.

Исходя из сказанного, авторы настоящей работы проанализировали материалы, имеющиеся по современному и древнему оледенению Сибири, и благодаря поддержке со стороны программ ОНЗ РАН и интеграционных проектов СО РАН провели комплекс гляциологических и палеогляциологических исследований в ключевых районах. В результате мы пришли к заключению, что в течение всего плейстоцена не только в глубине Сибири, но и в её западной части формировалось оледенение горно-долинного и предгорно-шлейфового типа. Это относится и к одному из самых обсуждаемых, в плане развития четвертичного оледенения, районов — северу Западной Сибири. Свои выводы и суть материалов, которые легли в их основу, авторы и рассматривают в настоящей статье.

История и состояние проблемы

Создателями первых схем ледниковой ритмики плейстоцена были А. Пенк и Э. Брюкнер, изложившие свои взгляды в объёмной монографии-отчёте, изданной в начале XX в. в Лейпциге [45].

Их главные выводы основывались на материалах изучения верховьев р. Дунай, и долгое время считалось, что, выделив в ледниковой ритмике четыре доминирующих этапа, они установили основные подразделения квартера. Эта ритмика ассоциирована с соответствующими климатическими событиями. Со временем на равнинах Западной Европы (а затем и на Русской равнине) сторонники сформированной на альпийской основе гипотезы стали считать, что и на этой территории имеющиеся отложения и формы рельефа отражают ход четырёх этапов альпийской ледниковой ритмики. При этом значительная часть отмеченных форм рельефа и отложений стала считаться свидетельством пребывания на равнинах Европы других, спускавшихся сюда уже с севера, гигантских ледников, динамика которых определялась в соответствии с событиями, установленными А. Пенком и Э. Брюкнером.

Со временем озвучивались факты, противоречащие концепции [45]. В частности, уже в 1930-е годы против тезиса о глубоком проникновении ледников на Русскую равнину активно выступал известный исследователь квартера И.Г. Пидопличко [28]. Первые исследователи равнин Западной Сибири также отрицали проникновение сюда потоков льда, считая эту территорию зоной морских трансгрессий [26]. Это мнение поддерживалось и многими гляциологами при подведении итогов Международного геофизического года (МГГ) [33]. Однако немало геологов, специализирующихся на изучении квартера, следовали в фарватере концепции [45] и искали подтверждение своих выводов, прежде всего, в соответствующих аналогиях отложений и форм рельефа, поэтому первые широкие обобщения по четвертичным образованиям региона были представлены именно в свете этой концепции. Данные обобщения представляли собой, по сути, результат работы, проведённой в первые послевоенные десятилетия отдельными исследователями, которые не имели больших возможностей, а недостаток информации восполняли апеллированием к устоявшимся концепциям. Концепция материкового оледенения среди них считалась одной из основных, а поскольку практически на всей территории северной части Западно-Сибирской равнины встречались эрратические валуны, их наличие стали связывать с геологической деятельностью древнего покровного ледника. Ос-

новной итог этого этапа исследований представлен в объёмной, вышедшей в 1953 г. монографии В.Н. Сакса [30], в которой материалы, накопленные к середине XX в., были систематизированы и её автором предложена трактовка четвертичных событий в Сибири, в основном представляющая собой кальку альпийских схем.

Монографию [30] стали считать классической, однако во второй половине XX в. многое изменилось. Вся Сибирь была покрыта площадной среднемасштабной геологической съёмкой, а на севере Западной Сибири стали вести детальные исследования крупные геологические организации и научные коллективы, привлечённые сюда в связи с открытием здесь запасов углеводородного сырья. В итоге появился большой массив данных в противовес концепции материковых ледников, и их обоснование вновь стало подвергаться сомнению. Возникла парадоксальная ситуация. Ряд исследователей продолжал отстаивать концепцию материкового ледника, занимавшего в квартере весь север Западной Сибири [2, 3, 14, 15, 20, 30], в то время как на многих государственных геологических картах и в освещающих их публикациях [16, 17, 24, 25, 34] стала отображаться картина, отрицающая развитие такого ледника. В последние десятилетия к дискуссии активно подключились мерзлотоведы, которые приводят многочисленные материалы, согласно которым в Западной Сибири в течение плейстоцена формировались подземные льды, что несовместимо с параллельным существованием материкового ледника [8–10, 18, 19, 31, 40]. Содержание продолжающейся в этом отношении полемики приводить в рамках настоящей статьи не стоит — она подробно освещена в литературе и сторонниками, и противниками материкового оледенения Сибири. Не раз различные аспекты полемики озвучивались и на научных конференциях, в том числе на последних совещаниях Комиссии по изучению четвертичного периода РАН [22, 42, 43]. Поэтому перейдём к изложению нашей позиции, при необходимости ссылаясь на участников полемики.

Характеристика обстановок оледенения на севере Западной Сибири

Как уже отмечалось, авторы этой статьи обратили внимание, что гляциологические аспекты проблемы, несмотря на длительную полемику в отношении четвертичного оледенения на

севере Западной Сибири, затрагиваются редко, хотя эти данные лежат на поверхности и именно ими во многом могут определяться объективное содержание палеогляциологических реконструкций и подходы к их построению. Начнём с общего анализа. Опыт работы авторов на различных гляциологических объектах Сибири и анализ имеющихся по ним материалов показал [38, 39], что и сегодня, и в прошлом в Сибири ледники повсеместно располагались и располагаются около и южнее Полярного круга, причём повсюду они были и остаются приуроченными к районам развития многолетнемерзлых пород (ММП). Расположение ледников на этих широтах в обстановке с хорошо выраженной криолитозоной подразумевает их развитие в условиях континентального климата с долгой холодной зимой и пусть коротким, но тёплым, а нередко и жарким летом. Всё это определяет, с одной стороны, значительную абляцию на ледниках даже в криохроны, а с другой — особый способ её компенсации.

Сегодня абляции на самых холодных ледниках северо-востока Сибири, расположенных вблизи Полярного круга, составляет 80–100 г/см² в год. В противоположной части Сибири она существенно выше. Даже в горах Бырранга, находящихся на широтах на 10° севернее Полярного круга, её величина — 100–120 г/см² в год, а на Приполярном и Полярном Урале колеблется уже в пределах 200–300 г/см² в год [12, 21, 33]. Самое главное, что эти цифры в 1,5–2 раза, а иногда и больше превышают фоновое, с вычетом доли навешанного снега, снегонакопление. И компенсируется абляции в данной ситуации не за счёт обильного снежного питания, как принято в традиционной альпийской модели оледенения, а благодаря питанию с конжеляционной составляющей, получившему название ледяного. Оно осуществляется путём формирования наложенного льда — инфильтрационно- и натёчно-конжеляционного, когда в условиях незначительного увлажнения летом реализуется холод, запасаемый ледниками в течение долгой холодной зимы, характерной для континентального климата.

Нужно только принимать во внимание отличие ледников Сибири и на островах Западной Арктики, где благодаря расположению в высоких широтах низка абляция, но со стороны Гольфстрима поступает довольно много осад-

ков. Граница питания там незначительно превышает уровень моря, и ледники в таких условиях могут сегодня достигать стадии пусть не очень больших, но хорошо выраженных ледниковых щитов. В Сибири ледники повсеместно находятся высоко в горах, характеризуются незначительным питанием и высоким положением их границы, поскольку контролируются активной летней абляцией — атрибутом континентального климата. Сегодня у зонально обусловленных ледников граница питания, даже в случае её наиболее низкого положения в приполярной части гор северо-востока Сибири, находится на отметках около 2000 м; в горах юга Восточной Сибири она преодолевает уровень 2500 м и поднимается выше 3000 м в горах юга Западной Сибири. Если допустить, что в криохроны квартера граница питания у ледников снижалась на 500–600 м, а такая величина её депрессии признаётся большинством авторов и лишь некоторые из них увеличивают снижение до 1000 м, то эта граница всё равно будет находиться намного выше уровня моря высоко в горах.

Несколько иная картина на небольших, формируемых за счёт навешанного снега малых азональных ледниках, расположенных в пределах относительно невысоких горных хребтов. К ним относятся и горные сооружения на севере Западной Сибири. Фирновая линия на ледниках проходит там более чем на 1 км ниже уровня климатической снеговой линии, так как снегонакопление на ледниках в основном происходит за счёт сдувания выпавших твёрдых осадков с окружающих склонов. Благодаря этому концы ледников опускаются весьма низко: например, в северных отрогах Урала в среднем до высоты 700–800 м [21]. В такой обстановке депрессия климатической снеговой границы во время глобальных похолоданий климата будет фактически приближать её уровень к имеющемуся местному положению на ледниках, превращая азональные ледники в зональные образования.

Для лучшего понимания специфики оледенения в рассматриваемом регионе напомним, что традиционная альпийская модель подразумевает активное испарение влаги с океана, её перенос на континент, над которым она проходит относительно небольшое расстояние, и консервацию на определённое время ледниками влаги, выпадающей в твёрдой фазе. В этом случае большая

часть тела ледников лежит не на мёрзлом ложе, а главным фактором оледенения служит интенсивный метаморфизм снега при его обилии. Затраты приходящего к ледникам тепла в основном идут на преодоление порога таяния льда, находящегося преимущественно в изотермическом (при температуре около 0 °С) состоянии, но имеющего большую теплоту плавления. Уравновешивается таяние главным образом активным поступлением в область абляции новых порций ледовой массы. При такой организации вещества и энергии ледники во время глобальных похолоданий климата могут успеть достичь конечной стадии развития — ледникового щита — даже в условиях геологически быстрого чередования крио- и термохронов (с шагом ритмики порядка 20 тыс. лет), как это имело место в квартере. Ведь в данном случае при похолодании во время смены термохронов криохронами исходно хорошо выражены влажные — гигротические — фазы оледенения [11]. Тогда на фоне сохраняющегося первое время обильного снегонакопления уменьшение срока абляции вызовет быстрое опускание фирновой линии, что повлечёт за собой активный рост ледников до тех пор, пока холодная и влажная криогигротическая фаза оледенения не сменится холодной и сухой криоксеротической фазой [11] и рост ледников замедлится.

Хотя применение альпийской модели привычно и ряд авторов продолжают применять её в Сибири, подчеркнём, что в этом регионе с континентальным климатом использовать такую модель неприемлемо. Для окружающей среды региона криолитозона служит фоновым фактором, и здесь по-иному распределяется и консервируется влага, которая, преодолевая большие расстояния и изрядно расходуясь по пути, поступает в Сибирь в основном с западным переносом воздушных масс [36, 37, 46]. Помимо ледников, она консервируется ещё и льдами мерзлотного генезиса; немалую её часть в криохроны квартера перехватывал и ледниковый щит на севере Европы. Таким образом, общий объём поступающей к ледникам Сибири влаги не может быть большим ни сегодня, ни в прошлом. Хотя воздушные потоки, приносящие влагу с западным переносом, орошают в первую очередь западную часть Сибири, по указанным причинам они всё равно приносят осадков немного, поэтому закономерно, что и сегодня, и в четвертичном пери-

оде климат на севере Западной Сибири имел и имеет черты континентального и закономерно сопровождается развитием ММП.

В таких условиях на похолодания климата ледники реагируют принципиально по-иному: при похолодании они растут медленнее. Ведь в условиях, когда количество поступающих атмосферных осадков невелико, а в процессе похолоданий климата их становится ещё меньше, причём всё больше влаги консервируется в приледниковой зоне наледями и подземными льдами, но летняя абляция остаётся высокой, требуется особый способ нарастания ледниковой массы. В этом случае таяние уравнивается за счёт реализации холода, большего демпфирования поступающего к леднику тепла (которое тратится уже не только на преодоление порога теплоты плавления льда, но и на прогрев до 0 °С существенно охлаждённого льда) и частичного восполнения стаявшей массы наложенным льдом. Энергия оледенения (по [41]) в таких условиях невысока, и за геологически короткие криохроны квартала ледники реально могут успеть достичь только стадии долинных форм различной иерархии, а не конечной стадии — покровного оледенения. Сравним имеющиеся данные и проведём простейшие расчёты.

Сегодня самое увлажнённое место на севере Западной Сибири — северные отроги Урала. Из-за перераспределения твёрдых осадков ветром их количество в разных источниках несколько различно, но в среднем на западных склонах Полярного и Приполярного Урала, первыми встречающимися влагонесущие потоки с запада, осадков сегодня выпадает около 500 мм/год в предгорьях и до 1000 мм/год (иногда и несколько больше) вблизи водораздела. На восточных склонах осадков уже вдвое меньше — даже в самых высоких горах их сумма составляет 500–700 мм/год. Напомним, что самые высокие вершины горного обрамления севера Западной Сибири изредка и не намного превышают высоту 1500 м, что значительно ниже климатической снеговой границы. Если бы не специфика ветрового режима, обеспечивающего значительное перераспределение выпавших твёрдых осадков, то даже малые формы ледников на Урале, которые распространены здесь сегодня, не могли сформироваться.

То же самое относится к горному обрамлению севера Западной Сибири на востоке, где

аналогичные малые ледники установлены в горах Бырранга и на плато Путорана — в первом случае вершины изредка превышают отметку 1000 м, во втором — 1500 м. В криохроны плейстоцена криоаридизация климата усиливалась [36, 46], а депрессия нижней границы хионосферы вызывала сближение уровней климатической и местной снеговой линии, поэтому рассматриваемые ледники становились зонально обусловленными, однако крупными они быть не могли. Даже при максимально допустимой величине депрессии климатической снеговой линии в 1000 м область ледосбора в горном обрамлении севера Западной Сибири всё равно могла охватывать лишь самые высокие вершины, и оледенение в условиях растущей криоаридизации могло быть только горным.

Продолжим сравнения и расчёты. Как известно, отеплённых потоков льда в Сибири нет даже сегодня — в период типичного для квартала термохрона; все ледники здесь холодные [36, 37, 46]. Поверхностные, быстрее всего смещаемые вниз слои льда движутся даже у крупнейших из них медленно. На северо-востоке Сибири скорость перемещения поверхностных слоёв льда у крупнейших ледников (их длина достигает почти 10 км) составляет менее 10 м в год. Не намного больше она и у более крупных алтайских ледников (они самые большие в Сибири) — скорость движения поверхностных слоёв льда у них увеличивается до 15–20 м в год [21]. Возьмём эти величины за основу. Отметим только, что в нашем случае сравнение с движущимися с большой скоростью крупными тёплыми ледниками не корректно, как не корректно и сравнение с выводными потоками холодных ледниковых щитов. Например, поверхностные слои льда на выводном леднике Шокальского на Новой Земле при впадении в океан движутся со скоростью до 150 м в год, тогда как вблизи фирновой линии скорость в 10 раз меньше — такая же, как и на ледниках Сибири [21]. Причина в том, что быстродвижущийся в краевой части щита лёд принадлежит отдельному потоку льда в ледяных берегах основного ледника, который не ограничен в своём движении трением о близлежащие борта и днище долин. На горных ледниках Сибири, текущих в узких трогах, таких ситуаций не возникает.

Допустим также, что можно не учитывать тот факт, что при большем охлаждении горные лед-



Рис. 1. Основные горные сооружения севера Западной Сибири и направление воздействия доминирующих процессов на его территорию в плейстоцене.

Цифры на сносках — участки работ в пределах Сибирских Увалов

Fig. 1. Main mountain structures in the North-West Siberia and the influence direction of the dominating processes on its area in the Pleistocene.

Numbers in the footnotes — work sites in the Siberian Uval

ники в криохроны будут двигаться существенно медленнее. Кроме того, предположим, что при похолодании климата в криохроны квартера ледники будут только наращивать свою длину за счёт продвижения поверхностных слоёв льда, не тормозя у ложа и не подтаивая в краевой части. Такое в условиях континентального климата Сибири в принципе невозможно, но сохраним эти допущения. Даже такие простейшие расчёты дают интересные цифры: продвижение потоков льда в горном обрамлении севера Западной Сибири при всех отмеченных в сторону его завышения допущениях может максимально составлять 15–20 км за 1 тыс. лет. Иными словами, за время 20-тысячелетнего климатического цикла, типичного для плейстоцена, и при таких допущениях за основное время криохрона (немалая часть цикла приходится также на термохрон) потоки льда из ледниковых центров в горном обрамлении Сибири в лучшем случае смогут преодолеть расстояние примерно в 150–200 км (если убрать сделанные допущения, то реальные цифры будут существенно меньше). Это, в свою очередь, озна-

чает, что ледники Таймыра в криохроны должны остановиться вблизи предгорий, даже не выходя в пределы Западно-Сибирской равнины (что подтверждается последними данными [5]). Тогда как потоки льда из ледниковых центров в более высоких северных отрогах Урала и плато Путорана [7], расположенных ближе к этой равнине, лишь при максимальном продвижении могут достигнуть границы предгорий, формируя здесь шлейфы ледников подножий (рис. 1).

Что касается архипелага Новая Земля, лежащего на продолжении Уральских гор, то некоторые исследователи предполагали в квартере перетекание отсюда потоков льда на материк. О нереальности разрастания имеющихся там ледников в криохроны квартера до такой степени, чтобы они могли преодолеть прилегающие к островам достаточно глубокие (более 400 м) впадины на дне моря, писалось уже после проведения МГГ в монографиях так называемой «зелёной» серии [33]. В лучшем случае [6] плейстоценовые потоки льда с Северного острова Новой Земли могли напоздать на Южный

остров и соединяться с горными и предгорно-шлейфовыми ледниками Урала (см. рис. 1). Не углубляясь в идущую полемику, отметим гляциологические моменты. Ледники Новой Земли расположены примерно на той же широте и высоте, что и малые ледники в горах Бырранга. У них близкие значения абляции, но Новая Земля существенно лучше увлажнена, так как со стороны Атлантики получает 500–800 мм/год атмосферной влаги, что при фирново-ледяном питании её ледников обеспечивает развитие достаточно крупных форм оледенения. В горах же Бырранга, находящихся в глубине материка, выпадает в полтора раза меньше осадков – 400–500 мм/год – даже вблизи водоразделов, и здесь существуют только навейные ледники малых форм [21]. Если не принимать во внимание улучшенное питание ледников Новой Земли, которое было при усилении криоаридизации (см. выше), то они окажутся в гораздо менее благоприятных условиях. Пусть не таких, как в горах Бырранга, но явно не обеспечивающих многократное разрастание ледников и их глубокое проникновение на материк, что и отмечено в монографиях «зелёной» серии [33]. Неуместны и сравнения с находящимся также в условиях развитой криоаридизации современным материковым ледниковым покровом Антарктиды. Последний непрерывно существует миллионы лет, а рассматриваемые ледники Сибири медленно разрастаются в геологически краткие криохроны и быстро сокращаются в термохроны, что при малой энергии оледенения (по [41]) делает невозможным их развитие до стадии материкового ледника.

В роли индикатора, очерчивающего ареал распространения ледников, чётко выступают повторно-жильные льды (ПЖЛ). Формируясь при температуре ММП в среднем равной -3°C , они фиксируют факт своего образования в условиях холодной малоснежной зимы и тёплого, пусть и короткого лета, и своей ненарушенностью демонстрируют отсутствие на них сверху какого бы то ни было ледового воздействия. Сегодня такие льды, сформировавшиеся, как минимум, в позднем плейстоцене, широко развиты на всей территории Приморской низменности, а следы их развития в виде псевдоморфоз прослеживаются и на левобережье Средней Оби, фиксируя отсутствие на всей этой территории

древних ледников. Если не обращать внимания на конкретные гляциологические показатели, то возможны разночтения даже в отношении известных понятий. Так, несмотря на то, что большинство мерзлотоведов пришли к выводу об отсутствии возможностей для покровного ледника в Западной Сибири, В.Н. Балобаев, будучи мерзлотоведом и установив на её севере [4] современную агградацию ММП, постулировал, что такая аномалия вызвана теплоизолятором, роль которого мог играть ледниковый щит. Нелогичность этого постулата раскрывается следующим образом. Лёд не относится к теплоизолятору; у него довольно высокий коэффициент теплопроводности – $2,2\text{--}2,4 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, т.е. он того же порядка, что у скальных пород. Теплоизолятор – снег, а та часть ледникового щита, которая должна была бы лежать на равнине, относилась бы к области абляции – области малоснежной, часто вообще свободной от снега, поэтому она не могла быть хорошим теплоизолятором. Роль теплоизолятора в данном регионе более реальна для пассивных снежно-фирновых образований [5].

Связь аномалий мощности криолитозоны, освещённых в [4], с предполагаемыми ледниковыми покровами больше отражает разночтение понятий. Ледник – поток льда, а осадочно-метаморфическое образование снежного генезиса, пусть многолетнее и обширное, но не обладающее течением, это снежник – иная форма оледенения. Первым о покрытии ими севера Сибири написал Э.В. Толль [32], и в развитие его взгляда была предложена модель эмбрионального оледенения [13] с обширными снежниками на северных равнинах и ледниками в горах. Признан этот подход и в работе М.Г. Гросвальда [14]: там упомянуто о «покрове Толля», оставившем реликты «ледово-фирновой толщи, которая возникла в море в начале оледенения, села на дно..., а затем была занесена песком и илом». (Позднее [15] этот автор встал на позиции максимализма, и в его моделях речь стала уже идти о глубоко вторгающихся из Арктики в область ПЖЛ потоках льда, с чем нельзя согласиться). В целом, и отмеченные в исследовании [4] аномалии мощности криолитозоны хорошо объясняются в свете существования в прошлом на шельфе тонкого, сопряжённого с зоной ПЖЛ обширного снежника. Собственно его, ско-

рее всего, и подразумевал В.Н. Балобаев, когда писал, что [4, с. 140] «на шельфе и соседних равнинах существовал неподвижный ледник, формировавшийся в процессе длительного накопления той части снега, которая не могла растаять за короткое лето».

Тем не менее, некоторые исследователи не учитывают, насколько их модели согласуются с имеющейся гляциологической информацией, и настаивают на материковом оледенении региона чаще на основе умозрительных заключений. Например, фиксируя параллельно побережью Северного Ледовитого океана линейно-грядовые формы рельефа, где иногда отмечаются эрратические валуны, они, не вникая в детали развития этих форм, считают их свидетельством продвижения на Западно-Сибирскую равнину потока льда, сформировавшегося на месте промёрзшего Карского моря [2, 15, 47]. Поскольку эта модель стала частью крупного проекта QUEEN [47], попробуем детальнее разобраться в данном подходе с позиции имеющейся гляциологической информации. Согласно упомянутому предположению, в криохроны квартера Карское море должно было полностью промерзнуть, а на его поверхности нарастать большая масса льда, которая ложилась на дно и в итоге здесь формировался гигантский ледниковый щит. Есть много подходов к расчёту нарастания льда в водоёмах. Обычно используют эмпирические зависимости толщины льда в водоёмах от суммы отрицательных температур, которые строятся как аппроксимация в виде соотношения [27, 29]

$$h(t) \cong K \sqrt{\theta(t)},$$

где $\theta(t)$ — сумма отрицательных температур воздуха с осреднением Δt за период t ; K — эмпирический поправочный коэффициент, учитывающий свойства льда в разных ситуациях при нарастании его до величины h за период t .

Даже в упрощённых построениях, т.е. не обращая внимания на отличия поправочных коэффициентов у разных авторов, очевидно, что для наращивания толщины льда h на порядок величина под радикалом должна быть увеличена на два порядка. А для наращивания толщины льда по сравнению с современным её значением на два порядка в окружающей среде необходимо охлаждение на четыре порядка более сильное. Уже первый посыл, не говоря о втором,

плохо согласуется с отмеченными палеоклиматическими моделями. Так, согласно [43], в высоких широтах Северного полушария в криохроны среднегодовая температура воздуха опускалась максимум на 12–15 °С, т.е. она по сравнению с современной была вдвое ниже. Представить себе охлаждение региона сильнее на порядки, т.е. в сотни и более раз, во время криохронов квартера нереально при любых допущениях.

Модель полного промерзания Карского моря в целом больше умозрительна, чем эмпирична. Сегодня максимальная толщина пакового льда в Арктике составляет 3–4 м, осадков там мало, нарастание снега идёт на льду медленно; в любом случае прирост снежно-ледовой толщи демпфируется её таянием снизу, причём наплавающийся сверху снег ослабляет промерзание под ним. Единственный вариант, чтобы лёд лёг на дно — промерзание всей водной толщи. Вне шельфа глубины в Карском море нередко превышают 200 м, а в отдельных случаях — 400 м, и для его промерзания требуется нереальное увеличение суммы отрицательных температур воздуха (на два порядка) при также нереальном полном блокировании Северного Ледовитого океана. Что касается упомянутых, вытянутых субширотной линейно-грядовых форм рельефа, то авторы провели их специальное, наряду с изучением связанных с ними следов оледенения, исследование. Рассмотрим полученные результаты.

Результаты изучения и интерпретация непосредственных следов оледенения на севере Западной Сибири

Репрезентативным центром оледенения, откуда ледники потенциально могли спускаться в пределы Западно-Сибирской равнины, могут служить северные отроги Урала — самые высокие и первые получающие влагу западных воздушных потоков. Современные ледники здесь невелики по размерам, но они доступны и на них проведены разноплановые исследования, которые позволяют решать поставленную проблему весьма продуктивно. В последние годы на Полярном Урале (см. рис. 1) выполнены исследования, которые подтвердили, что в сартанский криохрон криоаридизация обстановок в регионе фактически приводила к тому, что опускание

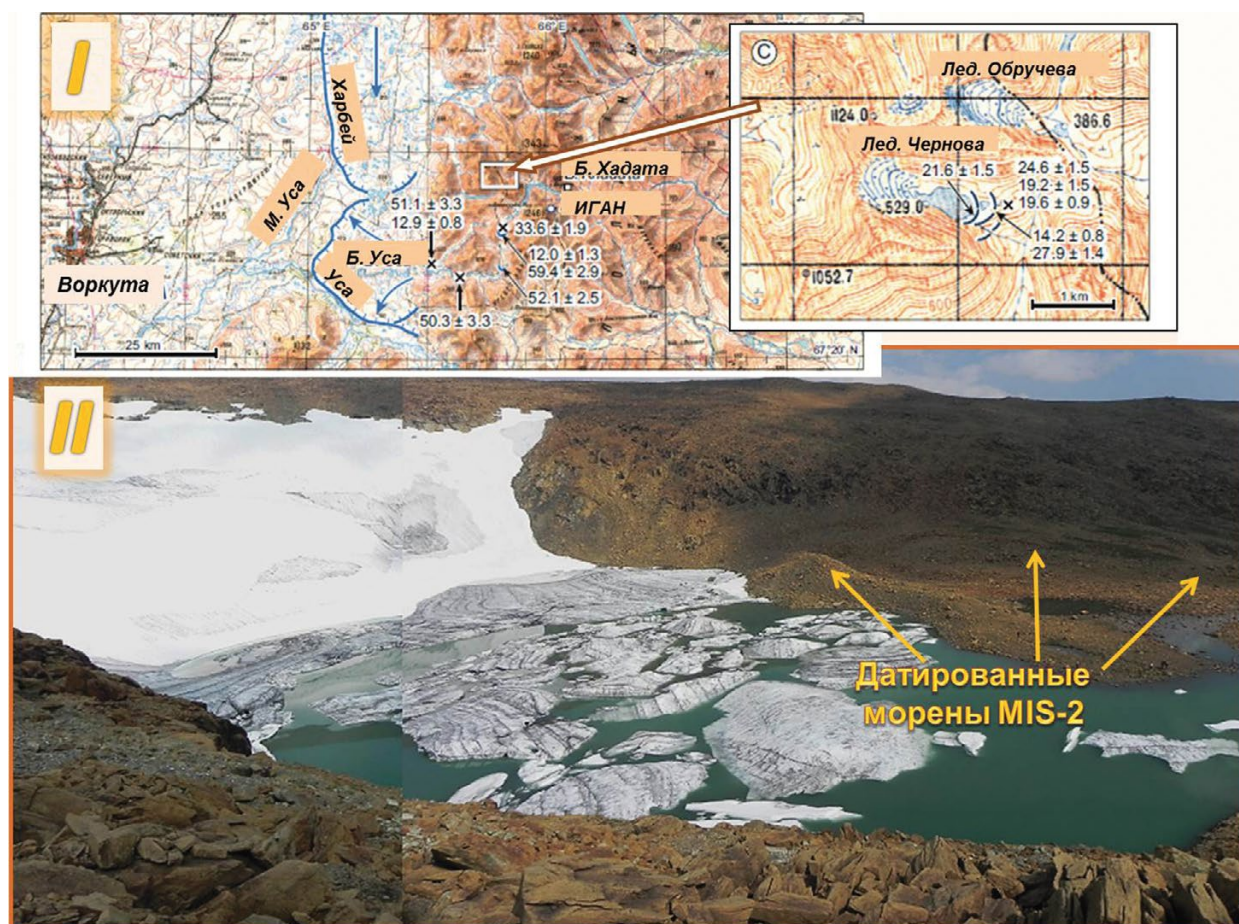


Рис. 2. Расположение современных ледников и морен древнего оледенения на Полярном Урале:

I — схема по [45] с показом направлений древних потоков льда (синие стрелки) и датировками морен вблизи современных ледников Полярного Урала по ^{10}Be ; **II** — один из этих ледников в массиве Рай-Из, ледник Романтиков; июль 2012. Фото из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 2. Position of modern glaciers and moraines of ancient glaciation in Polar Ural:

I — scheme after [45] with the demonstration of ancient ice flows (blue arrows) and absolute dates of the moraines near the Polar Ural modern glaciers by ^{10}Be ; **II** — one of those glaciers in the massif Ray-Is, Romantic's Glacier; July 2012. Photo from V.S. Sheinkman's archive

климатической снеговой линии приближало её к уровню современной местной границы питания на ледниках, обусловленной ветровым переносом снега. Это наглядно продемонстрировали результаты датирования по ^{10}Be , проведённого на моренах вблизи современных ледников Полярного Урала группой Я. Мангеруда [44]. На рис. 2 показаны результаты датирования, один из современных ледников и примерное расположение лежащих вблизи конечных морен, возраст которых оказался сартанским — MIS-2. Иными словами: азональные современные ледники Урала и становившиеся зональными формы оледенения во время последнего, сартанского, криохрона по своим размерам мало отличались друг

от друга. Ниже сартанских морен долины также обработаны ледниками (рис. 3). А ниже устья трогов хорошо выражены (рис. 4) конечно-моренные комплексы более древних ледников подножий. Датирование по конечным моренам, выдвинутым в предгорья на расстояние примерно 50 км от современных ледников (см. рис. 2), показало [44], что они отложены в позднезырянское время — MIS-4. Это хорошо согласуется с результатами датирования [35], полученными ранее одним из авторов настоящей статьи в горах юга Западной Сибири.

Однако морены максимального продвижения ледников должны быть [35, 36] выдвинуты дальше в предгорья и отложены ледниками,



Рис. 3. Долины, обработанные позднеплейстоценовыми ледниками в массиве Рай-Из, Полярный Урал, июль 2012. Фото из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 3. Valleys processed by the Pleistocene glaciers in the massif Ray-Is, Polar Ural; July 2012. Photo from V.S. Sheinkman's archive



Рис. 4. Конечные морены и межморенные озёра, оставшиеся в предгорьях массива Рай-Из, Полярный Урал, на месте расположения прежнего ледника подножий, июль 2012. Фото из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 4. End moraines and inter-moraine lakes left at an area of the former foothill glacier in the massif Ray-Is, Polar Ural, July 2012. Photo from V.S. Sheinkman's archive

наступавшими в самое благоприятное для них время — в MIS-5b и MIS-5d — после завершения первого крупного термохрона позднего плейстоцена, имевшего место в начале последнего 100-тысячелетнего климатического цикла. Данных по таким моренам в работе [44] представлено не было, тем не менее можно предположить, что далеко от предгорий даже ледники максимального продвижения не выходили: по крайней мере, в пределах 100 км от центров оледенения поверхностные отложения уже полностью

теряют вид моренного шлейфа, хотя разрозненные валуны прослеживаются до самой долины Оби. Больше всего россыпей валунов в долине Оби там, где она прорезает Сибирские Увалы — самую крупную линейно-грядовую форму рельефа на севере Западной Сибири. Это — морфологически невысокая гряда с максимальной высотой до 285 м. Однако в целом она представляет собой грандиозное сооружение, вытянутое в субширотном направлении от предгорий Северного Урала до устья Подкаменной Тунгуски

(см. рис. 1). Её ширина составляет около 300 км, а протяжённость примерно 1500 км.

Сибирские Увалы протягиваются главным образом вдоль течения Средней Оби, образуя правый борт её долины. Форма в виде гряды и наличие каменных обломков в составе отложений, слагающих тело Сибирских Увалов, долгое время служили основанием для выводов, что это сооружение представляет собой остатки конечной морены, фиксирующей границы бывшего материкового ледника. Грандиозность сооружения подразумевала соответствующие размеры ледника — он должен был занимать всю северную часть Западно-Сибирской равнины [2, 3, 20]. Однако в последнее время [24–26], как и 30–40 лет назад [1, 33], это мнение активно оспаривается, в том числе и авторами настоящей работы, которые считают, что формирование гряды связано с деятельностью четвертичных ледников только опосредствованно. Считать Сибирские Увалы конечной мореной, поскольку они имеют форму вытянутой в субширотном направлении гряды, заманчиво, но уже первые детальные исследования пород, слагающих тело гряды, убедительно показали [24], что это — иное образование. В результате наших собственных исследований [39] установлено, что в основе своей Сибирские Увалы относятся к сложно построенной системе обских террас — блоку осадочных, преимущественно песчаных пород, поднятых тектоническими движениями по древним, обновлявшимся в квартере разломам. Причём большая часть отложений, слагающих это сооружение, не содержит каменных обломков, которые присутствуют в слоях вблизи дневной поверхности.

У отдельных, прилегающих к Уралу и долине Енисея наиболее приподнятых блоков осадочных пород в Сибирских Увалах высота превышает 250 м (максимальная отметка — 285 м), но на большей их части она вдвое ниже — 110–120 м, иногда 130–140 м. Эти блоки представляют собой выровненную, периодически расчленяемую водотоками террасированную поверхность, которая охватывает Сибирские Увалы между меридиональным участком долины р. Обь и верховьями р. Таз (см. рис. 1). Строение всего сооружения Сибирских Увалов однородно — в основном оно сложено аллювиальными и аллювиально-озёрными жёлтыми песками, которые иногда чередуются

с глинами. Споры порождало вкрапление в них эрратических валунов, в разных частях Сибирских Увалов представленных обломками горных пород разного состава и размера.

В западной части Увалов, прилегающей к Уралу, в них врезана долина Оби. Глубина реки 10–15 м, по обоим её берегам здесь просматриваются песчаные обрывы 30-метровой террасы (рис. 5, а), но на отмелях повсеместно присутствует валунный материал, иногда образующий почти сплошной покров. Он тянется на протяжении километров вдоль долины, причём обломки, резко выделяющиеся на фоне песчаного аллювия, могут быть весьма крупными и нередко достигать 2–3 м в поперечнике. И на левом, и на правом берегу Оби они в основном представлены гранитоидными породами, которые, согласно результатам исследований В.П. Парначева, принесены с северных отрогов Урала. Валунны покрыты коррозионной коркой толщиной 1–2 мм, демонстрирующей долгое пребывание их в водной среде (см. рис. 5, а). На исходном происхождении валунов мы остановимся далее, а сейчас отметим, что одна часть из них находится здесь в результате современного ледового переноса по водотокам, текущим с Урала во время ледохода, — об этом свидетельствуют рассказы встреченных авторами очевидцев. Другая часть валунов вымывается из песчаной толщи тела Увалов и скапливается на отмелях.

Иная картина наблюдается в центральной части Сибирских Увалов. Здесь их поверхность снижается до 110 м, и для неё не характерна расчленённость с глубокими врезами водотоков и чётко просматриваемым в обрывах строением слагающей Увалы толщи. С помощью шурфов на разных участках установлено, что характер отложений и в этой части Увалов не меняется, но другими становятся состав и размеры вкрапленных в песчаную толщу валунов — они обычно не превышают в поперечнике 0,5 м и представлены преимущественно базальтовыми породами (см. рис. 5, б), в основном долеритами, перемещёнными, как показали исследования В.П. Парначева, из пределов Средне-Сибирского плоскогорья, преимущественно с плато Путорана.

Те же, но более ярко выраженные черты просматриваются в строении восточной части Сибирских Увалов, прилегающей к Средне-Си-



Рис. 5, а–в. Слабоокатанный, покрытый коррозионной коркой крупнообломочный материал, исходно вкрапленный в тело террас, вымытый из них и перенесённый к их подножию:

а – принесённый с Урала, долина р. Обь, участок 1 на рис. 1; *б* – извлечённый из песчаной толщи, вскрытой шурфами в теле Сибирских Увалов, верховья р. Пур, участок 2 на рис. 1; *в* – принесённый со Среднесибирского плоскогорья, долина р. Вах, участок 3 на рис. 1

Сентябрь, 2013. Фото из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 5. Slowly rounded and covered by corrosive crust rough clastic material, initially included in the 30-m terrace body, and washed away thereafter, and moved to the terrace foot:

a – derived from the Polar Ural, Ob' river valley, site 1 on the Fig. 1; *b* – extracted from the sandy thickness disclosed by pits in the body of Siberian Uval, Pur River upper reach, site 2 on the Fig. 1; *v* – derived from the Central Siberian Uplands, Vakch River valley, site 3 on the Fig. 1. September 2013. Photo from V.S. Sheinkman's archive



бирскому плоскогорью. Их тело прорезано верховьями р. Вах, и здесь чётко просматривается строение преимущественно песчаных террас (см. рис. 5, в), высота которых, как и в долине Оби, составляет около 30 м. Вкрапленный в них каменный материал вымывается и скапливается на отмелях, иногда покрывая их сплошным чехлом (см. рис. 5, в). Это — неоднократно перемытые валуны и галька, долго находившиеся в водной среде, на что указывает покрытие их коркой коррозионных пород толщиной 1–2 мм (см. рис. 5, в). Здесь, как и в центральной части Увалов, валуны сложены породами в основном базальтового ряда — преобладают тёмно-синие, порой почти чёрные долериты, перемещённые, по данным аналитических исследований В.П. Парначева, со Средне-Сибирского плоскогорья, главным образом с плато Путорана.

От поверхности до основания 30-метровой террасы было сделано несколько зачисток. Каменный материал оказался вкраплен в тело террас в основном в верхней части разреза; наиболее насыщен им слой в интервале 4–8 м от поверхности. Мощность этого интервала в разных местах террас может несколько изменяться, но в целом она хорошо выдержана. Ниже по разрезу каменные обломки отсутствуют. Размеры самых крупных валунов не превышают 0,5 м

в поперечнике. Характерно, что эрратический материал несёт черты, которые присущи обломкам, перемещаемым ледником, — валуны слабо окатаны, часто имеют форму утюга и иногда покрыты царапинами и бороздками (рис. 6).

Таким образом, исследование состава каменного материала в теле Сибирских Увалов показало, что в западной их части он поступает с северных отрогов Урала, а в центральной и восточной — со Средне-Сибирского плоскогорья, преимущественно с плато Путорана. Первично этот материал имеет ледниковое происхождение. И здесь встаёт вопрос, каким образом он мог быть включён в состав песчаного аллювия с характерными чертами отложений спокойной равнинной реки, формируемых длительного времени. Чтобы объяснить происхождение такого материала, напомним, что, с позиций криологии Земли, разрастание ледников в горах севера Западной Сибири реально, но они, в отличие от покровных образований на севере Европы, были локальными и их воздействие ограничивалось предгорьями. В строении же отложений Западно-Сибирской низменности к северу от Сибирских Увалов отражён лишь ход криогенеза и саморазвития текущих здесь рек, менявших свой режим под влиянием тектонических процессов и морских трансгрессий со

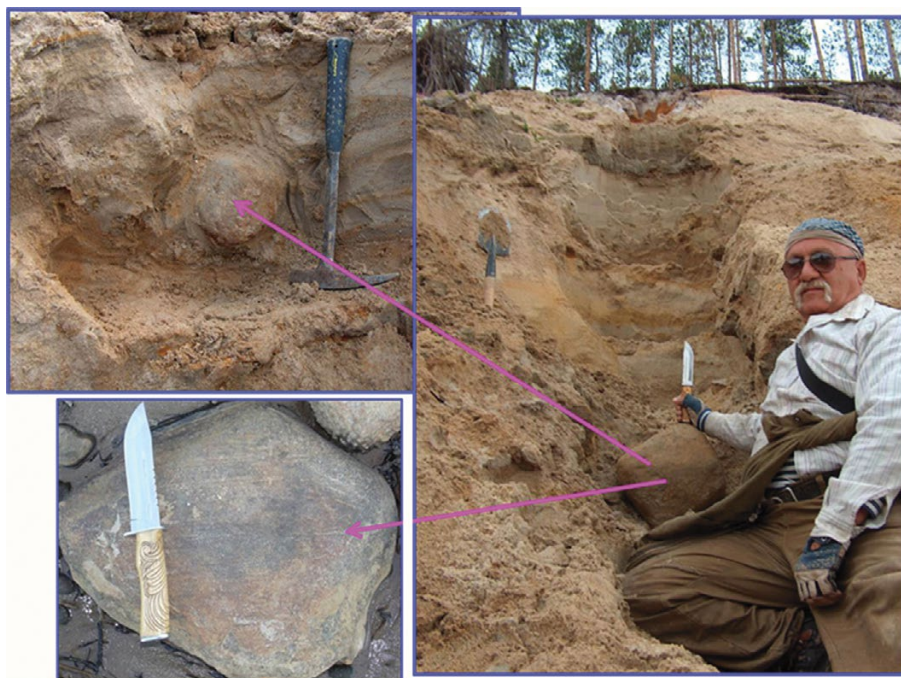


Рис. 6. Валун, вкрапленный в тело 30-метровой террасы в верховьях р. Вах. Сентябрь, 2013. Фото из архива В.С. Шейнкмана

Fig. 6. Boulders included in the body of 30-m terrace in the upper reach of Vakh River. September 2013. Photo from V.S. Sheinkman's archive

стороны Северного Ледовитого океана [8–10, 23, 40]. Изучение морен в долинах рек, текущих с северных отрогов Урала, на всём протяжении плаща первичных ледниковых отложений от современных ледников до границ максимально возможного их перемещения показывает, что длина древних ледников в этом самом крупном центре оледенения на севере Западной Сибири не превышала 100 км. Они были в состоянии сформировать предгорные шлейфы ледников подножий, но не достигали долины Оби и не перегораживали её, что согласуется с приведёнными здесь расчётами.

Собственно сооружение Сибирских Увалов — это, безусловно, сложно построенная система речных террас. Форма в виде гряды широтного простирания образовалась вследствие тектонического поднятия крупного блока земной коры на правобережье Средней Оби по системе древних, но обновлённых в квартере разломов, которые чётко фиксируются на специальных геологических картах. Эти разломы отмечаются и в работе И.Л. Кузина [23]. Перемытый каменный материал в составе Увалов, вкрапленный в песчаные отложения террас, по своему харак-

теру, несмотря на первичное ледниковое происхождение, не может быть ни одним из видов морен. Нереален и разнос каменного материала на огромном пространстве Западно-Сибирской равнины и на таком удалении от её горного обрамления путём геологической деятельности водотоков. Реально разнос может быть результатом только одного процесса — айсбергового перемещения с ледников, формировавшихся в горном обрамлении севера Западной Сибири во время трансгрессии моря с севера. Однако такой разнос возможен только, когда трансгрессия моря достигала предгорий, к которым в тот период спускались ледники, что, казалось бы, противоречит известным схемам, согласно которым во время глобальных похолоданий климата ледники изымают из океана часть воды и консервируют её. С такими периодами связано опускание уровня Мирового океана.

Таким образом, в данном случае трансгрессия моря должна совпадать с криохронами, во время которых разрастались ледники, что может показаться парадоксальным. Однако Северный Ледовитый океан — это молодой, раскрывающийся океан, что подчёркивается

пересечением его срединно-океаническими хребтами. Вполне вероятно, что именно в нём тектонические процессы могли спровоцировать наклон северной части Западно-Сибирской плиты с юга на север, что повлекло за собой затопление морем её северной части и субширотное поднятие блока отложений, слагающих низменность на правобережном отрезке вдоль современного течения Средней Оби.

Время поднятия установлено ^{14}C -датированием по палеопочвам основной террасы, имеющей поверхность на отметках примерно 110–120 м. В распоряжении авторов уже имеется несколько возрастных определений по отложениям отмеченной террасы в восточной части Сибирских Увалов. Обнаруженные здесь палеопочвы относятся, как показал анализ, к типу болотных гидроморфных почв. Их материал хорошо датируется радиоуглеродным методом. В верховьях р. Сабун, правого притока р. Вах, в верхней части разреза террасы (в 1,5–2 м от поверхности), непосредственно под слоем, насыщенным валунами (он здесь находится несколько ближе к поверхности), обнаружен горизонт глинистых отложений с развитыми почвами отмеченного типа мощностью примерно 1 м. Согласно радиоуглеродному датированию, его калиброванный возраст — 23,7–25,8 тыс. лет (СО АН 7550). В нижней части разреза ^{14}C -датирование аналогичных глинистых горизонтов с палеопочвами показало возраст > 40 тыс. лет (СО АН 7551, СО АН 7552).

Полученные датировки показывают, что отложения вблизи поверхности террасы формировались в субаэральных условиях в сартанский криохрон, а в основании террасы — как минимум, в зырянское время. Никакие ледники в это время сюда, на правобережье современной Средней Оби, не продвигались, но для плавающих льдин с замороженным в них каменным материалом эта территория в сартанский криохрон была доступна. Объяснить это можно тем, что в позднем квартере северная часть Западно-Сибирской плиты испытывала тектонические движения разного знака, периодически подвергалась воздействию трансгрессий со стороны Северного Ледовитого океана и одна из трансгрессий совпала с последним криохроном — сартанским. Во время его развития уровень внедрившегося на сушу моря подступал к

основанию горного обрамления севера Западной Сибири, куда в то время из центров оледенения спускались ледники и от них откалывались небольшие айсберги, которые, плавая по морю, разносили по нему включённый в лёд каменный материал. Однако в конце позднего квартера вся толща отложений вдоль современного правобережья Средней Оби была поднята над её урезом примерно на 30 м и сформировала правый борт долины.

Заключение

Изложенные данные показывают, что в образовании четвертичных отложений на севере Западной Сибири участвовали различные процессы. Частично это была деятельность ледников, спускавшихся на равнину из центров оледенения в обрамляющих север Западной Сибири горах. Немаловажная роль принадлежала процессам тектоники, непосредственно с которыми были связаны аккумулятивно-эрозионное воздействие Оби и трансгрессии моря со стороны Северного Ледовитого океана. Всё это протекало на фоне глубокого многолетнего промерзания горных пород [8–10, 23, 40]. Изучение морен на всём протяжении долин от концов современных ледников на Полярном Урале до образований максимального продвижения древних потоков льда подтвердило наш прежний вывод [37, 39, 46], что оледенение и в данной части горного обрамления Западной Сибири морфологически было только горным. Лишь в максимум своего развития ледники могли выходить в межгорные котловины и предгорья, но, формируясь в области криолитозоны в условиях развитой криоаридизации и будучи в этих условиях не в силах продвинуться далеко от устьев трогов, окаймляли их ледяными полями ледников подножий гор.

Принимавшаяся за остатки морены гряда Сибирских Увалов к ней не относится. Наши исследования показали, что Сибирские Увалы представляют собой сложно построенную систему террас р. Оби — блоков осадочных пород, поднятых тектоническими движениями по древним разломам, обновлявшимся в четвертичное время. Эрратический материал, присутствующий в террасах и исходно имеющий ледниковое происхождение, был включён в песчаную толщу Сибирских Увалов во время айсбергового разно-

са в сартанское время, когда обусловленная тектоническими движениями трансгрессия моря со стороны молодого, раскрывающегося Северного Ледовитого океана совпала с последним позднеплейстоценовым криохроном. Авторы работы [23] считают, что весь блок Сибирских Увалов был поднят в третичное время, а затем происходило только его скульптурное оформление. Возможно, это справедливо для наиболее поднятых частей Сибирских Увалов, прилегающих к Уральским горам и долине Енисея. Однако основная их территория, по крайней мере, между меридиональным участком долины Оби и верховьями р. Таз, согласно датированию сформированной здесь 30-метровой террасы, в позднем плейстоцене (сартанское время) была поднята до высоты 110–120 м.

Ледники для обстановок, в которых они находятся, — чуткий индикатор баланса тепла и влаги, и раскрытие их ритмики сегодня крайне актуально, поскольку от получаемых результатов зависит надёжность анализа тенденций текущего потепления климата — важнейшего фактора изменений окружающей среды. В Сибири моделирование подобных процессов будет правомерным только с учётом развития здесь оледенения в условиях криолитозоны, в обстановке развитой криоаридизации. Анализ с таких позиций полученного материала убедительно показывает, что нигде в Сибири, как в горах, так и на прилегающих к ним предгорных равнинах, оледенение не было покровным и тяготело к ледниковым центрам в горах. Ледяные поля ледников подножий формировались только в приустьевой части трогов.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы РАН — ОНЗ-12 и интеграционного проекта СО РАН № 144.

Литература

1. Авдалович С.А., Биджиев Р.А. Каргинские морские террасы на севере Западной Сибири и проблемы сартанского оледенения // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 1. С. 89–100.
2. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 8–24.
3. Архипов С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. Новосибирск: Наука, 1989. С. 20–31.
4. Балобаев В.Т. Новые аспекты в теории формирования ледового комплекса арктических низменностей // Материалы Третьей конф. геокриологов России. Т. 1. М: изд. МГУ, 2005. С. 138–145.
5. Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктики. СПб.: изд. ААНИИ, 2006. 286 с.
6. Большаинов Д.Ю., Анохин В.М., Гусева Е.А. Новые данные о строении рельефа и четвертичных отложений архипелага Новая Земля // Геолого-геофизич. характеристики литосферы Арктического региона: Тр. ВНИИОкеангеологии. 2006. Т. 210. Вып. 6. С. 149–161.
7. Большаинов Д.Ю., Антонов О.М., Федоров Г.Б., Павлов М.В. Оледенение плато Путорана во время последнего ледникового максимума // Изв. РГО. 2007. Т. 139. Вып. 4. С. 47–61.
8. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 2. С. 56–64.
9. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.
10. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Палинологическая индикация неглетчерного происхождения пластовых льдов // Инженерная геология. 2010. № 1. С. 24–38.
11. Величко А.А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 220–246.
12. Говоруха Л.С. Основные черты морфологии и режима современного оледенения Таймыра // ДАН. 1970. Т. 194. № 6. С. 1389–1392.
13. Григорьев А.А. Об оледенении Якутии в четвертичный период // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. 1. Л., 1932. С. 31–42.
14. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
15. Гросвальд М.Г. Арктика в последний ледниковый максимум и в голоцене — океанские выбросы, материковые и морские льды, их движение и связь с климатом // МГИ. 2004. № 96. С. 47–54.
16. Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Госуд. Геологич. карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 84–89.

17. Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В., Шарин В.В., Доречкина Д.Е., Зархидзе Д.В. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений арктического шельфа России (по материалам ГГК41000/3) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 5–14.
18. Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
19. Данилов И.Д. Палеогеография арктического шельфа Евразии и прилегающих равнин в позднем кайнозое // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 37–42.
20. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск: Изд-во ТГУ, 1976. 344 с.
21. Каталог ледников СССР: Т. 3. С. 15–20 / Под ред. О.Н. Виноградова. Л.: Гидрометеиздат, 1966–1981.
22. Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований // Материалы VII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода: (Апатиты, 12–17 сентября 2011 г.). Апатиты—СПб. Т. 1. 320 с. Т. 2. 352 с.
23. Кузин И.Л. Новейшая тектоника территории Ханты-Мансийского автономного округа. СПб.: изд. ВСЕГЕИ, 2002. 86 с.
24. Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: изд. Госуд. полярной академии, 2005. 176 с.
25. Кузин И.Л. Мифы и реалии учения о материковых оледенениях. СПб.: Изд-во «Наследие», 2013. 178 с.
26. Лазуков Г.И. Центры оледенений Западно-Сибирской низменности // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 1964. № 6. С. 31–37.
27. Одрова Т.В. Гидрофизика водоемов суши. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 311 с.
28. Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. Происхождение валунных отложений. Вып. 4. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 336 с.
29. Пиотрович В.В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилище по метеорологическим данным. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 185 с.
30. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М.-Л.: Гидрометеиздат, 1953. 627 с.
31. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена — голоцена // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28–59.
32. Толль Э.В. Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду // Зап. РГО. 1897. Т. XXXII. № 1. С. 130–152.
33. Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 308 с.
34. Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2012. 179 с.
35. Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая, тестирование результатов датирования на разрезах Мертвого моря и палеогляциологическая интерпретация полученных данных // МГИ. 2002. № 93. С. 17–25.
36. Шейнкман В.С. Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов // МГИ. 2008. № 105. С. 51–72.
37. Шейнкман В.С. Оледенение Сибири с позиций криологии Земли // Тр. Десятой Междунар. конф. по мерзлотоведению. Т. 3. Тюмень, 2012. С. 579–584.
38. Шейнкман В.С., Плюснин В.М., Иванов Е.Н., Китов А.Д. Нивально-гляциальные явления в горах Прибайкалья в свете новых данных и новых подходов // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 94–105.
39. Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Четвертичное оледенение Сибири и особенности его формирования в условиях криолитозоны // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Сб. статей VIII Всерос. Совещ. по изучению четвертичного периода. Ростов-на-Дону 10–15 июня 2013 г. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 696–698.
40. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 49–60.
41. Шумский П.А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М.: Географиз, 1947. 60 с.
42. Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Сб. статей VIII Всерос. Совещ. по изучению четвертичного периода. Ростов-на-Дону 10–15 июня 2013 г. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. 764 с.
43. Kutzbach J., Gallimore R., Harrison S., Behling P., Selin R., Laarif F. Climate and biome simulations for the past 21,000 years // Quaternary Science Reviews. 1998. № 17. P. 473–506.
44. Mangerud J., Gosse J., Mantiouckov F., Dolvika T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quaternary Science Reviews. 2008. № 27. P. 1047–1057.
45. Penck A., Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1–3. Leipzig, 1909. 1199 p.
46. Sheinkman V.S. Quaternary Glaciations — Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 883–907.

47. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswelle J.A., Funder S., Gataulling V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjaer K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Mangerud A.J., Matiouchkov A., Murray A., Moller O., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. № 23. P. 1229–1271.

Summary

Different approaches to the problem of Quaternary glaciation of the North-West Siberia have been considered in the present paper, in which also analysis of glaciological situation has been done for the region. New obtained materials are given to show evidence of ancient glaciation in the Near-Ural region. As well the middle reach of the Ob' River along its right-hand bank has been elucidated. The stated data have clearly demonstrated that diverse geological processes occurred to form the Quaternary deposits in the North-West Siberia. Partly it was an activity of glaciers advanced to the lowland from the centers of glaciation in the surrounding mountains. A role of not small importance belonged also to tectonic processes, which Ob' erosion-accu-

mulative influence and sea transgressions from the Arctic Ocean were connected with. At that all these occurred at the background of deep rock freezing. Study of moraines along the whole length of valleys from the ends of the modern glaciers until the formations of the maximal advance of ancient glaciers confirm our previous conclusion that glaciation also in this part of Siberia could be morphologically of a mountain-valley form only. Developing under conditions of strong permafrost and cryoaridization, the Pleistocene glaciers in the North-West Siberia concentrated in its mountains and did not advance farther than to the foothills. The upland of Siberian Ural, which sometimes has been considered as a moraine relic, presents another formation. It is a completely built system of Ob' terraces representing the blocks of uplift deposits elevated by tectonics along the renewed ancient faults. The conclusion demonstrates that the subsequent spread of the stone moraine material happened as a result of movement of icebergs which broke of the glaciers with the trapped rock debris during sea transgressions from the Arctic Ocean. It has been established that, according to the results of absolute dating of the studied sediments, the Sartan advance of the glaciers, at any rate, concurred with the sea transgression conditioned by tectonic processes in Arctic.

Прикладные проблемы

УДК 502.175 (470.53)

doi: 10.15356/IS.2015.01.10

О составе снега на территории Верхнекамского солевого месторождения

© 2015 г. С.М. Блинов¹, Е.А. Меньшикова², Е.Н. Батурин¹, Е.С. Ушакова¹, Л.Р. Золотарев²¹Пермский государственный университет; ²Естественно-научный институт Пермского государственного университета
ecogeo@psu.ru

On a snow cover composition in the vicinity of the Verkhnekamsky Salt Deposit

S.M. Blinov¹, E.A. Menshikova², E.N. Baturin¹, E.S. Ushakova¹, L.R. Zolotarev²¹Perm State National Research University; ²Institute of Natural Science of the Perm University

Статья принята к печати 31 июля 2014 г.

*Месторождение калийно-магниевых солей, Пермский край, снежный покров, химический состав.
Chemical composition, deposit of potassium-magnesium salts, Perm Region, snow cover.*

Приведены результаты исследования химического состава снежного покрова на территории Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей в зоне влияния атмосферных выбросов Березниковских калийных производственных рудоуправлений (Пермский край). С учётом специфики поллютантов, присутствующих в выбросах, исследования состава талой воды снежного покрова предусматривали определение концентрации основных макрокомпонентов (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), содержания взвешенных веществ, общей минерализации и pH. Повышенные относительно фона концентрации отмечены для компонентов, непосредственно связанных с добычей и переработкой солей — Cl^- , Na^+ , K^+ . Установленные аномалии имеют локальный характер и, как правило, не выходят за пределы санитарно-защитных зон предприятий.

The paper presents data on the chemical composition of snow on the territory of the Verkhnekamsky salt deposit which contains salts of magnesium and potassium. Studies were carried out in the zone influenced by atmospheric emissions of the Berezniki potassium production in the Perm Region (West slope of North and Central Urals). With regard for specific character of pollutants in the emissions composition of melt water was analyzed for the purpose to determine concentrations of main chemical components (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) as well as of suspended substances, the total mineralization, and the pH velus.

Снежный покров характеризуется высокой сорбционной способностью, благодаря которой во время снегопада в нём концентрируется значительная часть продуктов техногенеза из атмосферного воздуха. Кроме того, он активно аккумулирует загрязняющие вещества, оседающие на его поверхности между снегопадами [10]. Химический состав снега определяется и взаимодействием снежного покрова с почвенно-растительным покровом [9]. Именно поэтому снежный покров относится к важному индикатору загрязнения не только атмосферных осадков и воздуха, но и почв, и природных вод. Эта особенность снежного покрова широко используется при экологических исследованиях на урбанизированных территориях, а также при инженерно-экологических изысканиях [15] для объектов капитального строительства с существенными объёмами выбросов в атмосферу [1, 2, 4]. Исследование химического состава снежного покрова выполнено нами в рамках инженерно-экологических изысканий в пределах санитарно-защитных зон и прилегающих к ним территорий на Березниковских калийных производственных рудоуправле-

ниях ОАО «Уралкалий» (БКПРУ), которые ведут разработку Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей (ВКМКС). Предприятия расположены в г. Березники Пермского края.

Постановка проблемы

В Пермском крае калийная промышленность развивается уже более 85 лет. ВКМКС — единственная сырьевая база калийной промышленности России и вторая в мире по величине запасов (рис. 1). Месторождение расположено на левобережье р. Кама и имеет протяжённость примерно 200 км в меридиональном направлении и почти 50 км в широтном. Приурочено к центральной части Соликамской впадины Предуралья краевого прогиба. Добыча ведётся шахтным способом с глубины более 300 м. Предметы добычи — сильвинит, карналлитовая порода и рассолы [3, 8]. На территории рудоуправлений в непосредственной близости от шахтных стволов расположены обогатительные фабрики, а также объекты размещения отходов производства — солеотвалы и шламохранилища.

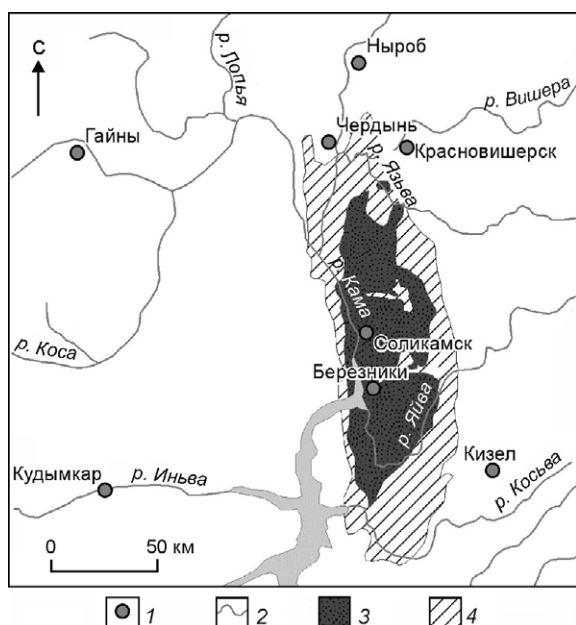


Рис. 1. Географическое положение Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей:

1 – города; 2 – реки; 3 – калийная залежь; 4 – соляная залежь

Fig. 1. Geographical location of the territory Verkhne-Kamskoye Deposit of potassium-magnesium salts:

1 – cities; 2 – rivers; 3 – potash deposit; 4 – salt deposit

Основная часть отходов представлена твёрдыми галитовыми образованиями (хлориды натрия), специфическая особенность которых – значительное содержание в их составе водорастворимых минералов. Из выбрасываемых загрязняющих веществ преобладают хлориды калия и натрия, из основных загрязняющих веществ – диоксиды азота и серы, а также оксид углерода. Расположенные на промплощадках производства служат источником поступления загрязняющих веществ в атмосферу и последующих атмосферных выпадений, а существенный состав снежного покрова – инструментом оценки возможного распространения загрязняющих веществ с территории рудоуправлений и дальнейшего распределения в системе атмосферный воздух → почвенно-растительный покров → поверхностные и подземные воды.

Методы исследований

Исследование снежного покрова выполнены в конце марта 2011 г. перед началом снеготаяния. Пробы отбирались согласно методическим указаниям [5] и руководящим документам по контролю за загрязнением атмосферы [11]. Площадки

опробования выбирались в снежном массиве с ненарушенным первичным залеганием, при отсутствии следов искусственного навала или расчистки снега, включений бытовых и промышленных отходов, загрязнений, следов лыжни и т.п. Пробы снега, представляющие собой вертикальные столбики с ненарушенной структурой (керны), вырезались с помощью стандартного весового снегомера ВС-43, заглубляемого на всю толщину снежного покрова. Пробы отбирались по сетке, расположенной в пределах санитарно-защитной зоны каждого предприятия и прилегающей территории. Сетка содержала 5–11 профилей, ориентированных в меридиональном направлении. Каждый профиль имел пять точек опробования, которые были расположены на расстоянии 1000 м друг от друга. В каждой точке проводили отбор проб снега, а также измерение толщины и плотности снежного покрова, которые позволили оценить запасы содержащейся в снеге воды. Каждая проба состояла из нескольких (не менее пяти) кернов снега.

Пробы снега после растапливания при комнатной температуре для отделения твёрдой минеральной фазы от растворённой фильтровали через фильтр «синяя лента» (диаметр пор 1–2,5 мкм). Исследования химического состава талой воды предусматривали определение основных ионов и показателей, среди которых к наиболее важным, учитывая специфику техногенных выбросов, относятся: Cl^- , Na^+ , K^+ , общая минерализация и содержание взвешенных веществ. Состав талой воды определялся согласно действующему руководящему документу по контролю за загрязнением атмосферы [11]. Общая ошибка определения анализируемых компонентов не превышала $\pm 5\%$ для каждой пробы. Анализ выполнен в лаборатории кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского государственного университета (аналитик Д.Ю. Наумов); результаты анализа приведены в табл. 1.

Результаты исследований

Согласно результатам многолетних наблюдений [14, 16], устойчивый снежный покров в Пермском крае образуется в последней декаде октября, а разрушается в середине апреля. Максимальная толщина снежного покрова фиксируется в первой декаде марта – до 128 см; среднее многолетнее значение составляет 89 см. Средняя продолжитель-

Таблица 1. Состав снежного покрова на территории Березниковских калийных производственных рудоуправлений в 2011 г., мг/дм³

Исследуемая территория	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	ОМ ¹	рН	ВВ ²	Общее число точек
БКПРУ-2	2,04 ³	1,18	4,41	1,98	1,03	0,31	1,69	1,8	0,44	14,99	5,25	1,20	28
	4,12	2,74	44,34	2,59	3,12	0,87	16,53	16,06	0,70	90,77	6,10	2,32	
БКПРУ-3	1,96	1,02	2,07	1,95	0,93	0,27	0,78	1,07	0,44	11,09	5,27	1,20	37
	5,34	2,16	17,79	2,76	1,84	0,50	6,06	6,58	0,87	40,54	6,25	7,64	
БКПРУ-4	3,72	1,29	6,86	1,78	0,76	0,12	2,51	2,63	0,53	20,43	5,43	1,33	61
	13,27	3,74	87,88	2,36	5,19	0,64	22,76	41,68	1,70	171,81	6,84	4,17	
Условный фон ⁴	—	2,51	3,84	0,31	—	—	0,27	< 0,1	0,57	8,96	5,56	7,49	7
	—	3,00	4,48	0,40	—	—	0,41	—	0,71	10,70	5,90	14,62	

¹ОМ — общая минерализация. ²ВВ — взвешенные вещества. ³В числителе дано среднее значение, в знаменателе — максимальное. ⁴Условный фон — в районе населённого пункта Троицк, в 10 км северо-восточнее БКПРУ-2 (Второе Березниковское производственное рудоуправление).

ность залегания устойчивого снежного покрова — 174 дня при разбросе от 124 до 203 дней. Толщина снежного покрова определяется ветровым режимом отдельных участков: на открытых участках она значительно меньше, чем в лесу и на защищённых от ветра местах. На территории действующих рудоуправлений, согласно исследованиям авторов, толщина снежного покрова составляла от 52 до 140 см при среднем значении 88 см, что соответствует среднемноголетним значениям; плотность снежного покрова составляет 0,07–0,27 г/см³ при среднем значении 0,12 г/см³ (табл. 2).

Предельно допустимые концентрации тех или иных элементов в снежном покрове пока не разработаны. Оценить химический состав снежного покрова можно с использованием фонового подхода, широко применяемого в практике эколого-геохимических исследований, когда в качестве базы для сравнения принимается его содержание в исследуемом компоненте (в данном случае в снежном покрове) относительно однородного в ландшафтно-геохимическом отношении природного участка, не испытывающего техногенного воздействия [12]. Таким образом, состав снега на территориях, прилегающих к рудоуправлениям, сравнивался с составом снега на участках, где воздействие на компоненты природной среды было минимальным. В качестве фоновой территории выбран район населённого пункта Троицк, который расположен на значительном удалении от производственных объектов.

Для оценки результатов исследований использованы показатель удельного запаса исследованных макрокомпонентов Q (в мг/м²) согласно

Таблица 2. Характеристики снежного покрова на территории Березниковских калийных производственных рудоуправлений в 2011 г.

Исследуемая территория	Высота, м	Масса керна, г	Плотность, г/см ³	Водо-запас, мм	Общее число точек
БКПРУ-2	106*	1115,00	0,18	172,00	28
	70	458,33	0,07	75,67	
БКПРУ-3	110	1068,33	0,24	213,67	37
	67	373,33	0,08	74,00	
БКПРУ-4	140	2247,50	0,27	299,67	61
	52	380,00	0,11	76,00	
Условный фон	64	863,2	0,28	168	7
	55	573,00	0,19	114	

*В числителе дано максимальное значение, в знаменателе — минимальное.

РД 52.04.186–89 [11], который учитывает концентрацию веществ в талой воде, и показатель водозапаса. При этом, принимая во внимание специфику загрязнения снежного покрова — поступление с атмосферными выбросами водорастворимых соединений, при расчёте удельного запаса (поверхностной плотности) загрязнений величина осадка на фильтре не учитывалась:

$$Q = \rho \times \bar{P},$$

где ρ — концентрация в воде, мг/дм³; $\bar{P}$ — средний водозапас в снеге, дм³/м² (мм).

Обобщённые величины удельного запаса приведены в табл. 3. Для наглядного представления результатов построены карты распределения величины удельного запаса по проанализированному перечню компонентов в составе талой воды. Выполнено сравнение величины удельного за-

Таблица 3. Удельный запас макрокомпонентов в снежном покрове территории Березниковских калийных производственных рудоуправлений в 2011 г., мг/дм³

Предприятия	НСО ₃ ⁻	СО ₄ ²⁻	Сl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	ОМ ¹	ВВ ²	Общее число точек
БКПРУ-2	577,80 ³	157,46	552,03	266,22	135,55	40,90	213,75	230,52	60,46	2244,10	154,88	28
	975,39	359,84	5823,17	408,98	409,75	114,26	2170,88	2109,16	102,55	12341,08	314,17	
БКПРУ-3	463,61	128,56	236,44	245,33	117,24	34,28	90,36	126,90	55,54	1504,71	148,14	37
	1108,98	217,98	1316,46	372,60	257,87	81,15	448,44	486,92	95,77	3234,74	771,64	
БКПРУ-4	672,34	184,82	1062,10	251,62	112,16	20,61	381,40	419,29	76,71	3188,19	184,53	61
	2738,13	755,48	17751,76	620,32	874,52	107,84	3941,02	8419,36	243,39	34705,62	474,00	

¹ОМ – общая минерализация. ² ВВ – взвешенные вещества. ³В числителе дано среднее значение, в знаменателе – максимальное.

паса со средними показателями по территории г. Березники и условно фоновой территории. Результаты распределения величины удельного за-

паса в снеге специфических макрокомпонентов приведены на рис. 2–4. Штриховкой показаны участки, где значения удельного запаса исследо-

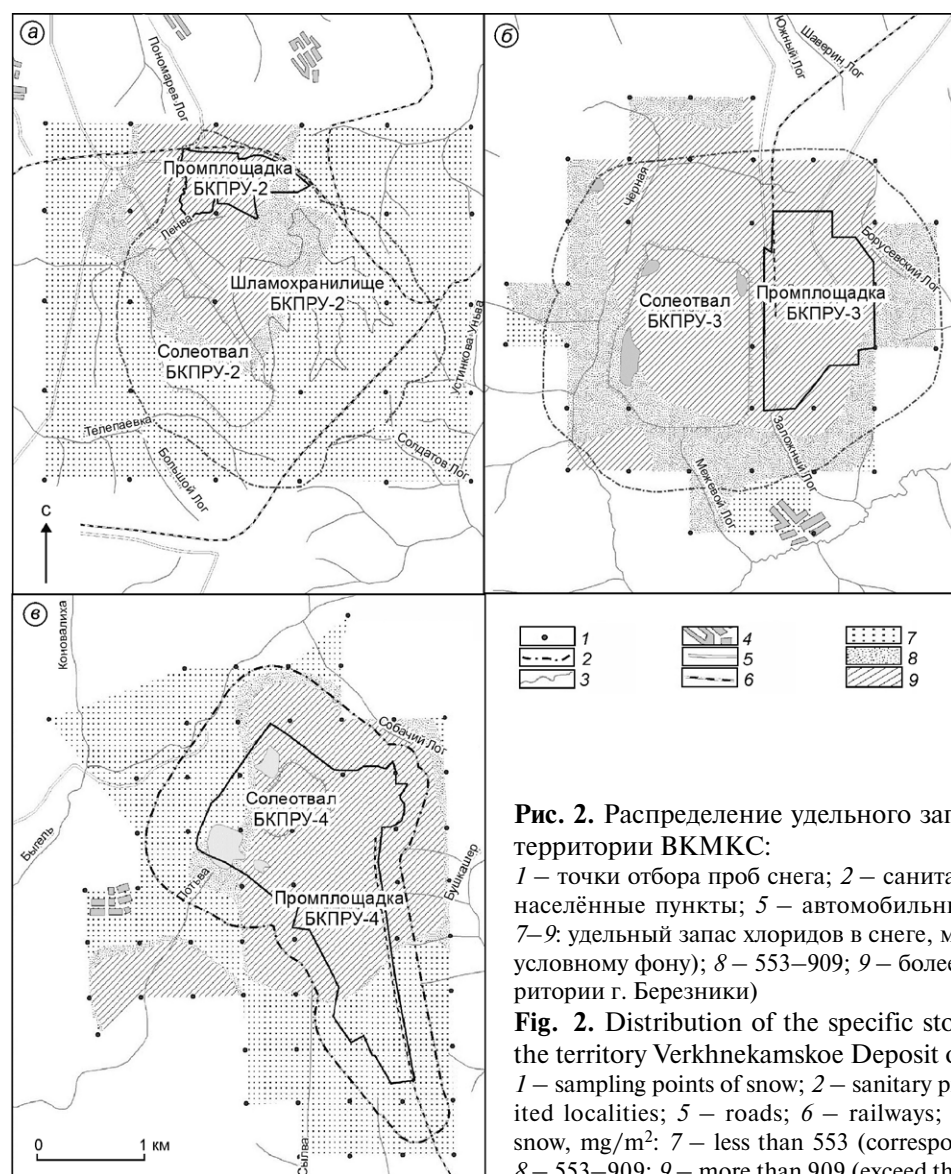


Рис. 2. Распределение удельного запаса Сl⁻ в снежном покрове на территории ВКМКС:

1 – точки отбора проб снега; 2 – санитарно-защитная зона; 3 – реки; 4 – населённые пункты; 5 – автомобильные дороги; 6 – железные дороги; 7–9: удельный запас хлоридов в снеге, мг/м²: 7 – менее 553 (соответствует условному фону); 8 – 553–909; 9 – более 909 (превышает значения по территории г. Березники)

Fig. 2. Distribution of the specific storage of Сl⁻ in the snow cover at the territory Verkhnekamskoe Deposit of potassium-magnesium salts

1 – sampling points of snow; 2 – sanitary protection zone; 3 – rivers; 4 – inhabited localities; 5 – roads; 6 – railways; 7–9: specific stock of chlorides in snow, mg/m²: 7 – less than 553 (corresponds to the conditional background); 8 – 553–909; 9 – more than 909 (exceed the value of the territory Berezniki)

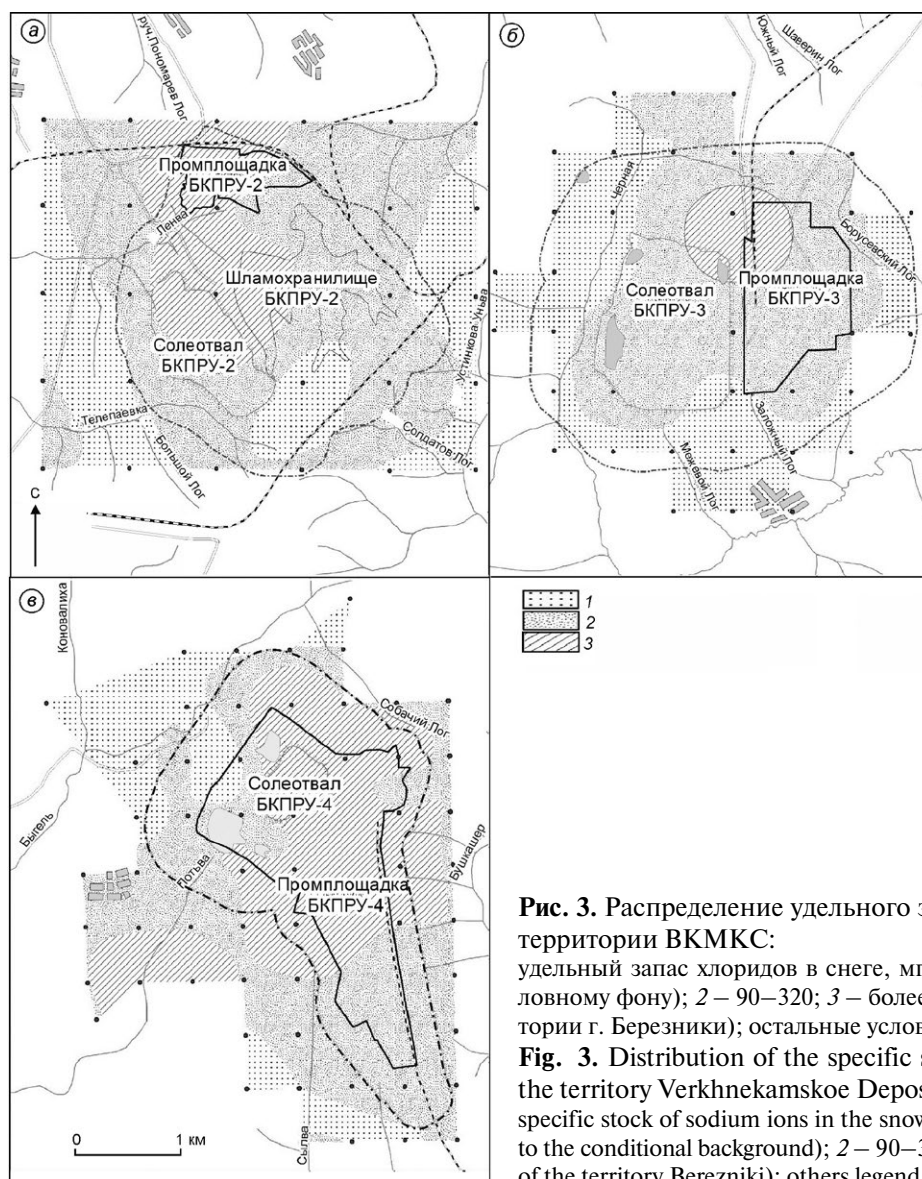


Рис. 3. Распределение удельного запаса Na^+ в снежном покрове на территории ВКМКС:

удельный запас хлоридов в снеге, mg/m^2 : 1 – менее 90 (соответствует условному фону); 2 – 90–320; 3 – более 320 (превышает значения по территории г. Березники); остальные условные обозначения см. на рис. 2

Fig. 3. Distribution of the specific storage of Na^+ in the snow cover at the territory Verkhnekamskoe Deposit of potassium-magnesium salts: specific stock of sodium ions in the snow, mg/m^2 : 1 – less than 90 (corresponds to the conditional background); 2 – 90–320; 3 – more than 320 (exceed the value of the territory Berezniki); others legend see Fig. 2

ванных компонентов в снеге превышают средние показатели по снежному покрову г. Березники, крапом обозначены зоны, где значения данного показателя находятся в интервале значений показателей условно-фоновой участка в районе населённого пункта Троицк и г. Березники, отсутствие крапа отражает значения удельного запаса ниже уровня принятого условного фона.

Обсуждение результатов

Анализ построенных схем показал, что по характеру распределения удельного запаса на территории исследований среди основных определяемых макрокомпонентов можно выделить две

группы. К первой группе относятся компоненты, непосредственно связанные с производственной деятельностью Березниковских рудоуправлений, — Cl^- , Na^+ , K^+ . Для этой группы компонентов характерны повышенные значения удельного запаса для территорий, находящихся в непосредственной близости от промплощадок, солеотвалов и шламохранилищ (см. рис. 2, 3). С указанной группой макрокомпонентов закономерно связано и распределение удельного запаса водорастворимых веществ в снеге. Наибольший ареал распространения — у ионов калия (см. рис. 4). Удельный запас ионов Mg^+ и SO_4^{2-} не превышает средних значений для территории г. Березники, а чаще всего — и условно-фоновых значений. При этом удельный запас

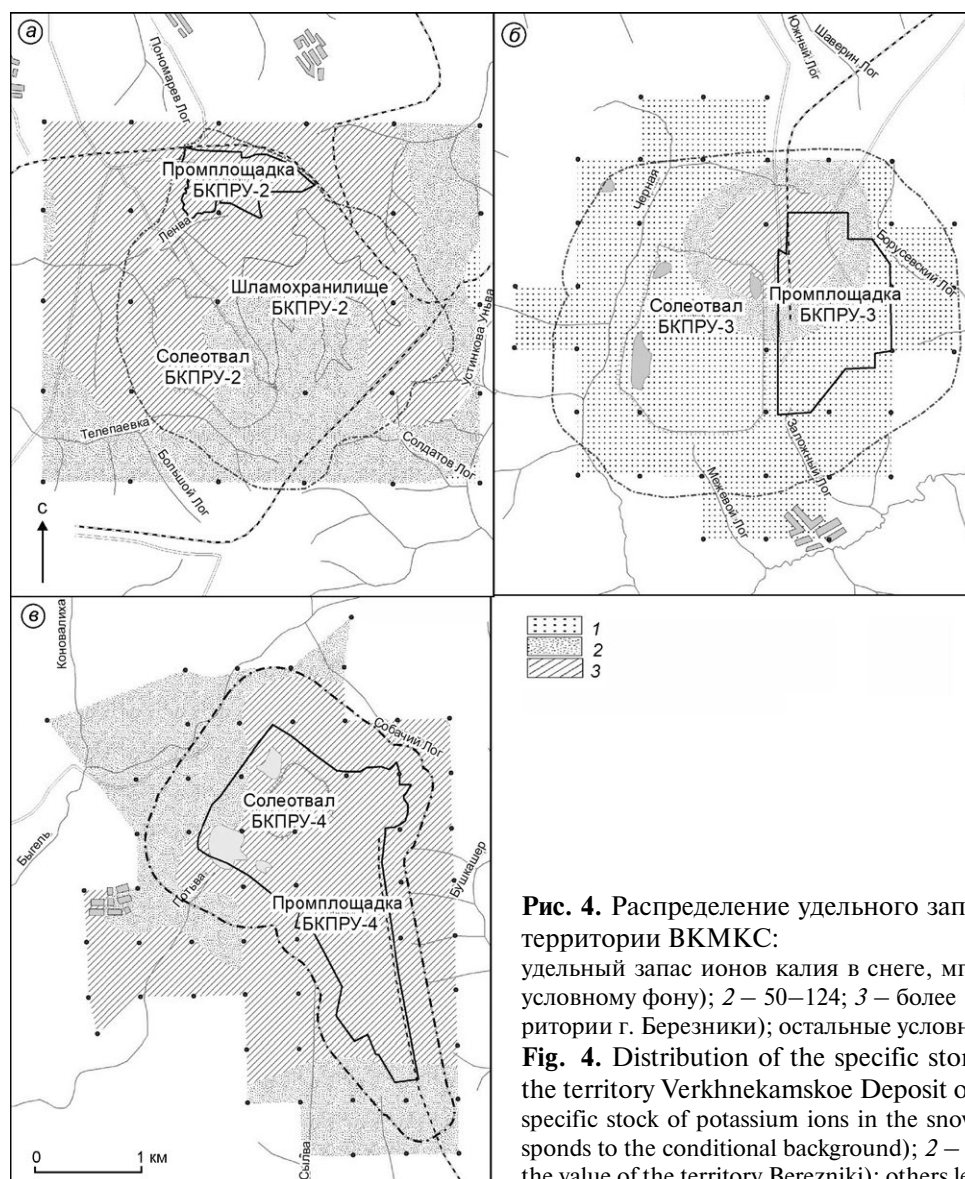


Рис. 4. Распределение удельного запаса K^+ в снежном покрове на территории ВКМКС:

удельный запас ионов калия в снеге, mg/m^2 : 1 – менее 50 (соответствует условному фону); 2 – 50–124; 3 – более 124 (превышает значения по территории г. Березники); остальные условные обозначения см. на рис. 2

Fig. 4. Distribution of the specific storage of K^+ in the snow cover at the territory Verkhnekamskoe Deposit of potassium-magnesium salts: specific stock of potassium ions in the snow, mg/m^2 : 1 – less than 50 (corresponds to the conditional background); 2 – 50–124; 3 – more than 124 (exceed the value of the territory Berezniki); others legend see Fig. 2

специфических компонентов на южных участках территорий рудоуправлений соответствует значениям условно-фоновому участку. Вторая группа компонентов представлена Ca^{2+} , NH_4^+ и NO_3^- . Эти компоненты достаточно равномерно распределены по территории исследования и не зависят от пространственного расположения производственных объектов. Удельный запас Ca^{2+} , NH_4^+ и NO_3^- в снежном покрове не превышает средний показатель территории г. Березники, а в большинстве точек и условно-фоновых значений. Удельный запас взвешенных веществ характеризуется значениями, соответствующими условному фону.

Известно, что метеорологические условия существенно влияют на концентрацию техногенных

примесей в атмосферном воздухе и дальнейшее их распределение в приземном слое при выпадении осадков. По данным Главного управления Пермского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (ГУ «Пермский ЦГМС»), в районе исследования зимой преобладает юго-восточный ветер, а летом – северо-западный. Опробование снежного покрова и анализ пространственного распределения концентраций макрокомпонентов показали, что большинство проб с повышенными концентрациями специфических компонентов отобраны в непосредственной близости от источников воздействия в границах нормативной санитарно-защитной зоны предприятий. Исключение составляют данные по тер-

Таблица 4. Состав снежного покрова по опубликованным данным

Исследуемая территория	Площадка наблюдений	SO_4^{2-}	Cl^-	NH_4^+	ОМ	pH
Байкальский биосферный заповедник [13]	—	Менее 1,0	0,40	0,06	4,7	4,76
Ижевск [18]	Фон	4,92	2,23	0,20	18,75	6,88
Ижевск [17]	Городская территория, 5 м от автодороги	5,13	40,12	0,80	831,23	7,25
	Городская территория, 50 м от автодороги	40–80	786–1656	—	—	7,0–7,2
Ижевск [17]	Городская территория, 50 м от автодороги	10	27	—	—	6,5
Минск [6]	—	1,18–7,00	1,28–10,89	0,20–1,31	—	—
Территория прибрежной зоны западного сектора Арктики [7]	—	0,62–4,89	6,68–17,0	—	—	—

ритории БКПРУ-2, где в северном направлении от территории промплощадки чётко прослеживается шлейф разноса хлоридов натрия, а для прилегающих с запада и севера территорий — ареал повышенных концентраций калия (см. рис. 4). Тем не менее, в целом ширина санитарно-защитной зоны рассматриваемых рудоуправлений, рассчитываемая с использованием стандартных методик по рассеиванию выбросов в атмосферном воздухе, подтверждена исследованиями вещественного состава снежного покрова.

Определённый интерес вызывает сравнительный анализ состава снежного покрова рассматриваемых территорий Верхнекамского месторождения с опубликованными данными по территориям городов в зоне влияния автотранспортных магистралей [6, 17, 18], заповедников [13], прибрежной зоны арктических морей [7] (табл. 4). Так, содержания Cl^- и SO_4^{2-} в снежном покрове фоновой участка территории Верхнекамского месторождения соотносятся с указанными показателями по фоновой территории г. Ижевск, приведённой в работе [18]. При этом содержание хлорид-ионов в снежном покрове вблизи автомагистралей [17] не менее чем на порядок превышает содержание данного компонента в снежном покрове вблизи действующих рудоуправлений Верхнекамского месторождения, что обусловлено активным использованием антигололёдных средств, накапливаемых в придорожном снеге. Средние показатели содержания хлорид-ионов на территории исследований Верхнекамского месторождения количественно соотносимы с содержанием хлорид-ионов в снежном покрове прибрежной зоны западного сектора арктических морей, где наблюдается влияние морских аэрозолей, поступающих с воздушными массами с незамерзающих частей морских акваторий [7].

Заключение

Повышенный относительно фона удельный запас отмечен для компонентов, непосредственно связанных с добычей и переработкой солей, — Cl^- , Na^+ , K^+ . Наибольшие величины этих показателей приурочены к территории промплощадок рудоуправлений. Аномалии имеют локальный характер — не более 3 км. На остальной территории исследований, включая точки, расположенные в непосредственной близости от границ санитарно-защитных зон, значения удельного запаса веществ в снеге не превышают средних значений для территории г. Березники, а чаще и условного фона. Высокая водорастворимость хлоридов калия и натрия в условиях гумидного климата, характеризующегося превышением суммы атмосферных осадков над испарением, обеспечивает высокую миграционную способность указанных соединений, что обеспечивает быстрое удаление возможного избытка солей из почвенного покрова, поэтому даже локальные очаги засоления не требуют специальных мероприятий по реабилитации.

Литература

1. Батулин Е.Н., Губин С.А., Блинов С.М. Характеристика снежного покрова в районе размещения солеотвала БКПРУ-2 // Электронный журнал «Университетские исследования» 2010 г. — Режим доступа: http://uresearch.psu.ru/files/articles/417_2800.doc.
2. Батулин Е.Н., Губин С.А., Блинов С.М. Распределение удельного запаса химических веществ в снежном покрове шахтного поля СКРУ-3 // Университетские исследования. 2011. URL : http://uresearch.psu.ru/files/articles/415_46913.doc.
3. Белкин В.В. Мониторинг геологической среды в процессе разработки калийных месторождений //

- Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2008. № 1. С. 49–59.
4. Блинков С.М., Батулин Е.А., Востриков С.П. Оценка влияния солеотвала БКПРУ-2 ОАО «Уралкалий» на химический состав снежного покрова // Рудник будущего. 2011. № 1 (5). С. 39–47.
 5. Временные методические указания для производства отбора и обработки проб снежного покрова в городах и окрестностях на комплекс загрязняющих веществ. М.: изд. Госкомгидромета, 1985. 13 с.
 6. Какарева С.В., Белькович О.Е., Чундук В.Н. Изучение химического состава атмосферных осадков и снежного покрова на урбанизированных территориях (на примере г. Минска) // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2010. № 1. С. 90–92.
 7. Котова Е.К. Оценка влияния местных источников загрязнения и дальнего переноса на формирование ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова прибрежной зоны западного сектора Арктики: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. Ростов-на Дону: Южный федеральный университет, 2013. 23 с.
 8. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: Энциклопедия / Под ред. А.И. Кудряшова. Пермь: Изд-во «Книжная площадь», 2006. 464 с.
 9. Осокин И.М. Химический состав снежного покрова на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1963. № 3. С. 26–34.
 10. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М: Астрель, 2000. 768 с.
 11. РД 52.04.186–89. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. Утв. Госкомгидрометом СССР 01.06.1989. 615 с.
 12. Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаревич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Л.Н., Трефилова Н.Я., Ачкасов Л.И., Саркисян С.Ш. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
 13. Санина Н.Б., Склярова О.А., Костин С.Б. Геохимические исследования снежного покрова Байкальского биосферного заповедника (в связи с проблемами деградации пихтовых лесов северного склона хр. Хамар-Дабан) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2003. № 2. С. 120–129.
 14. Состояние и охрана окружающей среды. Березники: изд. Администрации г. Березники, 2010. С. 9–10.
 15. СП 11-102–97. Инженерно-экологические изыскания для строительства. М.: изд. Госстроя России, 1997. 42 с.
 16. Шкляев В.А., Шкляева Л.С. Статистические характеристики устойчивого снежного покрова в Пермском крае // Географический вестник. 2010. № 4 (15). С. 68–74.
 17. Шумилова М.А., Жиделева Т.Г. Особенности загрязнения снежного покрова вблизи крупных автомагистралей г. Ижевска // Вестн. Удмуртского ун-та. Физика. Химия. 2010. Вып. 2. С. 90–97.
 18. Шумилова М.А., Садиуллина О.В. Снежный покров как универсальный показатель загрязнения городской среды на примере Ижевска // Вестн. Удмуртского ун-та. Физика. Химия. 2011. Вып. 2. С. 91–96.

Summary

The snow cover chemical composition was investigated on the territory of the Verkhnekamskiy potash-magnesium salt deposit in the zone of influence of atmospheric emissions of Berezniki Potash Mining Complex (Perm Region). The object of researches was the snow in this area. Features of specific pollutants contained in the emissions of these mine groups and their relationship with the air intake and following atmospheric deposition were examined. With regard for specific character of pollutants in the emissions, studies of melt water included determination of the following chemical components – SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , of the pH value as well as suspended solid substances, and total mineralization. An analysis of snow composition was performed on two sites from which one was the surrounding background territory, while another area was the urban territory of city Berezniki, i.e. area of operating mine group. To assess the results the indicator of specific stock macro component was used. Increased specific stock relative to the background snowpack is clearly indicative of components directly related to the extraction and processing of salts Cl^- , Na^+ , K^+ . The revealed anomalies have a local character and, as a rule, do not extend beyond boundaries of sanitary protection zones of the enterprises. Maps of distribution of values of the specific reserves for the analyzed list of components in the melt water were constructed. Our results obtained for the Verkhnekamskiy Deposit area were compared with similar published data on the territories of cities in the zone influenced by motor roads, reserves, and coastal zones of the Russian Arctic seas.

Путешествия, открытия

УДК 551.32

doi: 10.15356/IS.2015.01.11

Пятьдесят лет исследований Института географии РАН на леднике Медвежье, Западный Памир

© 2015 г. Г.Б. Осипова

Институт географии РАН, Москва
g.osipova@inbox.ru

Fifty years of studying the Medvezhiy Glacier (West Pamirs) by the Institute of Geography, RAS

G.B. Osipova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 4 сентября 2014 г.

Аэрокосмический мониторинг, подвижка, пульсирующий ледник Медвежий, скорость движения льда, топография.
Aerospace monitoring, ice movement velocity, surge, surging Medvezhiy Glacier, topography.

Дан обзор исследований, проводившихся Институтом географии РАН на пульсирующем леднике Медвежье, Западный Памир, в течение 50 лет (1963–2012 гг.). Наземные исследования (измерение высоты поверхности, скорости движения льда, абляции, толщины льда, температуры и др.), проведенные после подвижки 1963 г., позволили определить главные особенности режима пульсирующего ледника и рассчитать баланс массы его пульсирующей части в стадии как восстановления, так и подвижки. За 50 лет было исследовано пять подвижек ледника Медвежий и две стадии восстановления с разной степенью детальности и разными методами. Разработана модель качественного прогноза быстрых подвижек пульсирующих ледников. Сделанный на основе этой модели прогноз подвижки ледника Медвежьего оправдался в 1973 г. В результате аэрофотографического мониторинга (1989–1991 гг.) впервые получены количественные характеристики подвижки ледника от подготовительной фазы до её завершения и начала следующей стадии восстановления. Результаты исследований позволили сформулировать основы космического мониторинга пульсирующих ледников и с помощью съёмки из космоса (Мир, МКС) обнаружить и проследить подвижки этого ледника в 2001 и 2011 гг.

This paper presents a review of field investigations carried out over 50 years (1963–2012) by Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences (RAS) on the surging glacier Medvezhiy in the West Pamirs. Ground observations (changes of its surface altitude, ice moving velocity, ablation, the ice thickness, temperature, etc.) performed after the surge of 1963 made it possible to develop a model for qualitative prediction of rapid motions of surging glaciers and to forecast the next surge of this glacier that had proved itself in 1973. In 2001 and 2011, motions of Medvezhiy Glacier were monitored by means of cosmic surveys (satellite Mir and International Orbital Station).

Введение

В начале мая 1963 г. по радио и в газетах сообщалось о быстром продвижении ледника Медвежьего на Памире. И уже в июне экспедиция Института географии АН СССР под руководством Л.Д. Долгушина вылетела на ледник для исследования этого малоизученного явления природы — внезапных быстрых продвижений некоторых ледников. С тех пор в течение 50 лет ледник Медвежий находится под пристальным вниманием учёных Института. Этот ледник стал природной лабораторией исследования различных аспектов режима пульсирующего ледника, чему способствовали сравнительно небольшие (по масштабам Памира) его размеры, доступность, короткий период пульсации и большая амплитуда изменений. На леднике проводились многолетние наземные (гляциологические, ме-

теорологические, гидрологические и др.) наблюдения, а также аэрофотографический и космический мониторинг. На протяжении этих 50 лет, кроме сотрудников Института географии РАН (Л.Д. Долгушин, А.Б. Бажев, Г.Б. Осипова, В.В. Стулов, К.П. Рототаев, И.Ф. Хмелевской, М.М. Соротокин, Д.Г. Цветков, М.Б. Дюргеров и др., к сожалению, некоторых из них уже нет в живых), в исследованиях участвовали сотрудники Таджикгидромета и Таджикского университета, МГУ, Казахского университета, Киргизского АГП ГУГК СССР, а также студенты МГУ, МИИГАиК и просто энтузиасты — любители путешествий и гор. Не все их имена упоминаются в публикациях, но все они в той или иной степени способствовали успехам исследований. Огромное им спасибо. Результаты исследований ледника опубликованы в многочисленных статьях в различных отечественных и зарубежных журна-

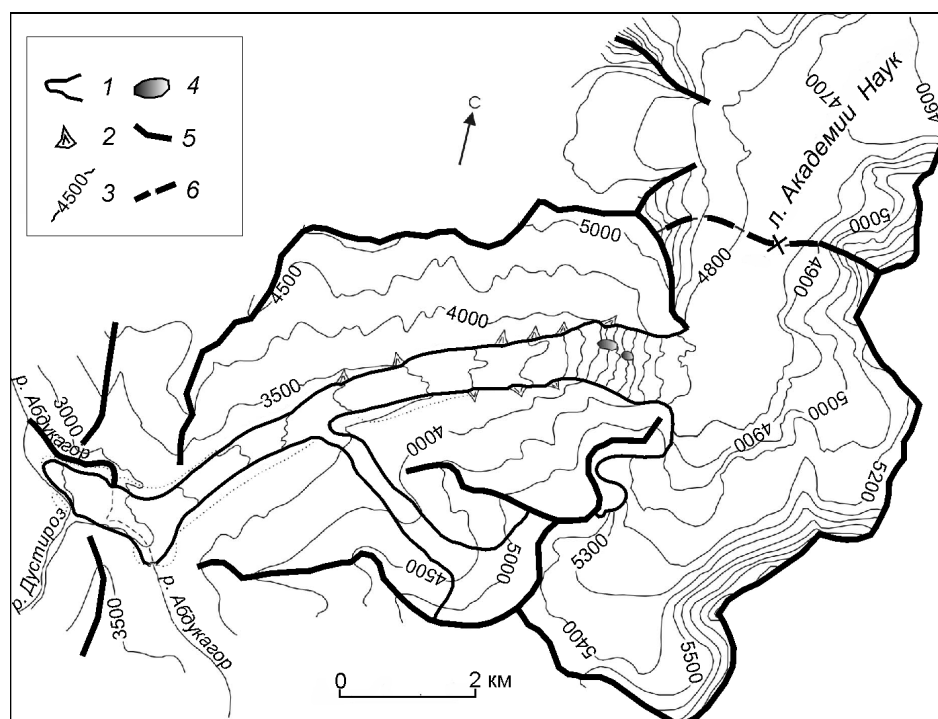


Рис. 1. Топографический план ледника Медвежьего, составленный по аэрофото-снимкам 1968 г.:

1 – граница ледника; 2 – лавинные конусы; 3 – горизонтали; 4 – нунатаки; 5 – хребты; 6 – ледораздел

Fig. 1. Topographic scheme of the Medvezhiy Glacier constructed from aerial survey of 1968:

1 – the glacier boundary; 2 – avalanche cones; 3 – contour lines; 4 – nunataks; 5 – ranges; 6 – iceshed

лах, издана также монография [16]. Эти исследования высоко оценены зарубежными гляциологами, о чём свидетельствует посвящение одной из их работ [34] советским исследователям пульсирующих ледников.

В этой статье даётся обзор исследований Института географии РАН на леднике Медвежьем в 1963–2012 гг. и кратко излагаются полученные результаты со ссылками на соответствующие публикации.

Географическое положение и исторические сведения

Ледник Медвежий расположен в северо-западной части Памира на западном склоне хр. Академии наук в верховьях р. Абдукагор, левого притока р. Ванч (бассейн р. Пяндж). Его фирновая область площадью около 17,5 км² отделена от узкого языка (площадью 5,5 км²) крутым ледопадом (перепад высот 600 м). Общая площадь ледника – около 25 км² (рис. 1). Имеющиеся исторические сведения о леднике опубликованы в работе [16, с. 78, 79]. Из них следует, что ледник испытал подвижку незадолго до 1916 г. Местные жители вспоминают о «сходе» ледника и в 1937 г. Р.Д. Забиров, проводивший исследования на леднике и в его окрестностях

в середине XX в., отмечал его быстрое продвижение более чем на километр в 1951 г. [20]. Все эти сведения указывают на неустойчивый режим ледника. Однако должного внимания этой его особенности не уделялось, поэтому геологи, проводившие разработку месторождения кварца в верховьях р. Абдукагор, несмотря на наличие свежих селевых отложений, расположили стационарный пос. Дальний и электростанцию в непосредственной близости от ледника.

Подвижка 1963 г.

Подробно подвижка и её последствия описаны в исследованиях [13, 28]. Она была замечена 22 апреля 1963 г. уже после того, как вздувшийся язык ледника перекрыл долину р. Абдукагор. Конец ледника продвигался со скоростью до 100 м/сут (в среднем около 50 м/сут). Его общее продвижение составило 1750 м, а за гигантской ледяной плотиной, созданной языком ледника (толщина льда до 160 м), в долине р. Абдукагор образовалось озеро. К середине июня глубина озера достигла 80 м, а объём воды (по уточнённым позже данным) составил 14,5 млн м³ (рис. 2). За заполнением озера и его прорывами вели наблюдения сотрудники Таджикского УГМС. Между 18 и 20 июня 1963 г.



Рис. 2. Озеро, подпруженное продвинувшимся языком ледника Медвежьего в долине р. Абдукагор в 1963 г. Фото К.П. Рототаева, июнь 1963 г.

Fig. 2. The lake dammed by advancing tongue of Medvezhiy Glacier in Abdukagor River in 1963. Photo by K.P. Rototaev, June 1963

вода из озера прорвалась поперёк продвинувшейся части ледника и паводок с расходами до $1000 \text{ м}^3/\text{с}$ пронёсся вниз по долине. В результате был уничтожен посёлок геологов Дальний, а также затоплена и разрушена электростанция. Мощный водно-ледово-каменный поток уничтожил мосты и линии электропередач в долине р. Ванч, а в ряде мест размыл дорогу. Даже в пос. Ванч, расположенном в 80 км ниже по долине, подъём воды достигал нескольких метров, а на р. Пяндж — 0,5 м. 2 июля произошёл второй столь же мощный прорыв, после чего сток из озера прекратился. После третьего, менее значительного прорыва, сток р. Абдукагор стабилизировался по внутриледниковому тоннелю.

Уже в первой экспедиции, несмотря на её рекогносцировочный характер, были проведены

отдельные измерения скорости движения льда и продвижения языка во время подвижки, описан характер поверхности и сделаны некоторые выводы относительно механизма этого явления [13]. Часть из них подтвердилась при последующих исследованиях, в том числе заключение о периодическом характере явления (в то время оно считалось случайным) и общее предположение о критическом состоянии ледника, достижение которого приводит к быстрому продвижению языка.

Полевые исследования ледника Медвежьего (1963–1987 гг.)

С осени 1963 г. на леднике проводились ежегодные полевые наблюдения в составе Памирской высокогорной экспедиции (до 1977 г. под руководством Л.Д. Долгушина, а затем — А.Н. Кренке). В задачи этих исследований входило выяснение основных закономерностей поведения пульсирующего ледника и получение достаточно полных и точных количественных характеристик его динамики, режима и вещественного баланса как основы для выявления причин и механизма ледниковых подвижек и возможности их прогнозирования. При обследовании фирновой области ледника там не было отмечено никаких изменений — они отмечались только на языке ледника до подножия ледопада [20], поэтому исследования велись главным образом на пульсирующей части ледника — его языке.

К основным параметрам, характеризующим динамику ледника (внутренний массообмен), относятся изменение высоты его поверхности и скорость движения льда. Для получения этих параметров на леднике была разбита местная геодезическая сеть и проводились повторные фототеодолитные съёмки, дополненные аэрофотосъёмками и измерениями скорости движения льда. С 1964 по 1985 г. было выполнено более 20 фототеодолитных съёмок пульсирующей части ледника. Топопланы, составленные по этим съёмкам, позволили определить изменения высоты поверхности, а также послужили основой для вычисления вещественного баланса пульсирующей части ледника и решения ряда других задач.

Измерения скорости движения льда методом геодезических засечек на забуренные в лёд вехи начались сразу после подвижки 1963 г. и продолжались на протяжении всей стадии восстановле-



Рис. 3. Фототеодолитная съёмка ледника в 1973 г. после подвижки.

На склоне видны останцы льда, фиксирующие поверхность ледника перед подвижкой. Фото Л.Д. Долгушина, сентябрь 1973 г.

Fig. 3. Phototeodolite survey of Medvezhiy Glacier in 1973 after the surge.

It is seen the ice remnants at slope of valley fixed the surface of glacier before the surge. Photo by L.D. Dolgushin, September 1963

ния, во время подвижки 1973 г. и в последующую стадию восстановления. Методика измерений и их результаты изложены в работах [16, 23, 30 и др.]. Температуру льда на леднике Медвежьем в 1964 г. измерял И.Ф. Хмелевской, а в 1972 г. — Е.Н. Вилесов. Исследования показали, что температура льда с глубиной повышается и ниже 15–20 м близка к точке плавления. Количественная характеристика интенсивности и суммарные значения поверхностной абляции льда получены путём измерений по скоростным рейкам, на контрольных площадках и с помощью повторных фототеодолитных съёмок. В 1972 г. на леднике выполнены метеорологические наблюдения, на основе которых с использованием данных ГМС Ледник Федченко за 1954–1973 гг. рассчитана поверхностная абляция [9]. Плотность льда, определённая Е.Н. Вилесовым в 90 пунктах, изменялась от 0,874 до 0,914 г/см³ (средняя 0,898 г/см³).

Для определения толщины льда и рельефа ложа на трёх поперечных профилях в нижней половине языка (ниже его левого притока — см. рис. 1) проводили гравиметрические измерения [4]. В верхней части языка (выше притока) подлёдный рельеф определялся совместным анализом крупномасштабных топопланов на разные даты съёмок и результатов оценки толщины льда балансовым методом Н.Н. Пальгова [16, с. 90–95]. Успеху такого исследования способствовало значительное понижение поверхности в верхней части языка во время подвижек, в результате чего обнажились обшир-

ные участки склонов долины, ранее закрытые льдом (рис. 3). Скважины, пробуренные в 1978 г. в верхней части языка до его ложа (максимальная глубина скважин 145 м) (М.М. Соротокин), показали толщину льда, близкую к расчётной. Позднее подобные работы были выполнены и для зоны ниже ледопада [6].

Для топографии ложа ледника характерно чередование крутых уступов и пологих участков, местами с обратным уклоном. Эта особенность подлёдного рельефа влияет на скорость движения льда и характер активизации ледника. Эпизодические гидрологические наблюдения (Г.П. Моисеева, В.Г. Изосимов) показали, что подавляющая часть талых вод стекает внутри ледника и под ним. Это позволило предположить, что талые воды играют существенную роль в скольжении ледника не только во время подвижки, но и на стадии восстановления. В 1965 [3] и 1985 гг. [19] в фирновой области ледника были выполнены масс-балансовые наблюдения, которые позволили рассчитать накопление льда за периоды между подвижками.

На основе измерений, выполненных на леднике Медвежьем, создаётся база данных, содержание и структура которой определялись задачей разработки оптимальной методики оперативного прогноза времени и масштабов подвижек ледника на основе изучения закономерностей кинематики его поверхности [10]. Используя технологию ГИС, путём компьютерного анализа были получены поля основных ха-



Рис. 4. Ущелье, прорезанное р. Абдукагор в толще языка ледника Медвежьего в 1971 г. В ледяном обрыве отчётливо видна плоскость скола, по которому верхняя толща более чистого льда скользит по придонному сильно заморенному мёртвому льду. Фото В.В. Стулова, август 1971 г.

Fig. 4. The ravine washed by the Abdukagor River in the body of the Medvezhiy Glacier in 1971. The shear plane along which the upper younger layers of clean ice thrust over the lower, enriched by moraine, is clearly seen in ice cliff. Photo by V.V. Stulov, August 1971

рактистик ледника и их изменений во время подвижки и в стадию восстановления, а также пространственно-временные поля динамики поверхности ледника за 1968–1991 гг. [11].

Особое внимание уделялось исследованиям Абдукагорского подпрудного озера — основного источника катастрофических паводков [16, с. 142–153]. Наблюдения за накоплением и прорывами озера проводились в 1963 и 1973 гг. в сотрудничестве с гидрологами Таджикистана [29]. Фототеодолитная съёмка ванны озера после его опорожнения позволила уточнить его объёмы и гидрографы прорывов. Исследования показали, что образование озера, его объём, а также время, интенсивность и пути прорывов определяются не только морфологией и размерами ледяной плотины, но и особенностями движения льда во время подвижки, и возникающими при этом гляцио-тектоническими структурами в ледниковой толще. В частности, путь прорыва озера поперёк ледника был обусловлен наличием глубинного скола, по которому во время подвижки верхняя толща льда скользила по придонной, сильно заморенной толще мёртвого льда (рис. 4).

Стадия восстановления, 1963–1972 гг.

Уже в первые годы наблюдений на леднике Медвежьем были выработаны главные принципы исследований пульсирующего ледника и предложены основные понятия и термины [14, 21].

Установлено, что полный период (цикл) пульсации ледника состоит из двух стадий — стадии подвижки и стадии восстановления. Сразу после подвижки нижняя часть языка, лишённая подтока льда сверху (зона деградации), омертвела и начала разрушаться в результате интенсивной абляции и транзитных водотоков. В верховьях пульсирующей части ледника (зона активизации) за счёт регулярного поступления льда из фирновой области началось повышение поверхности, постепенно распространявшееся на всё большую часть ледника (см. рис. 2, 3 в работе [22]).

По данным об изменении высоты поверхности ледника между датами фототеодолитных съёмок и по величине поверхностной абляции за те же периоды (с учётом влияния моренного покрова) был рассчитан вещественный баланс пульсирующей части ледника между подвижками 1963 и 1973 гг. и во время подвижки 1973 г. [18]. За девять лет стадии восстановления (1963–1972 гг.) в зоне активизации накопился избыток льда, равный 175 млн т. Эта величина — критическая для ледника Медвежьего. Даже незначительное её увеличение или улучшение условий движения льда может вызвать релаксационную разрядку напряжений в ледяном массиве и выброс избыточной массы льда вниз по долине, т.е. привести к подвижке языка.

Вычисленный по измерениям на языке ежегодный приток льда из фирновой области через ледопад составил 28,5 т. Накопление

в фирновой области за 1954/55–1964/65 составило 29,3 млн т в год [3], а за 1963–1973 гг. — 30,2 млн т в год [19]. Таким образом, величина прихода льда на язык ледника, вычисленная по его вещественному балансу, и величина накопления в фирновой области примерно одинаковы. Повышение поверхности и увеличение уклона ледника в зоне активизации сопровождалось увеличением скорости движения льда как по абсолютным значениям, так и по площади ледникового языка. Были зафиксированы значительные сезонные колебания скорости с максимумом в весенне-летнее время и колебания от года к году [16, 24]. Неустойчивый характер движения свидетельствует о большой роли глыбового скольжения в движении ледника.

Таким образом, на протяжении всей стадии восстановления происходит активизация ледника, постепенно захватывающая всё большую часть ледникового языка. Для определения скорости активизации было введено понятие фронта активизации — границы между активизирующейся и деградирующей частями ледника [25]. Фронт активизации постепенно продвигается вниз по леднику, и продвижение это происходит неравномерно. Ускорения продвижения фронта активизации («микроподвижки») связаны с его выходом на крутые уступы ложа, а замедления — с подпруживающим влиянием подлёдных ригелей и сужений долины. Наиболее яркая микроподвижка произошла в 1966–1967 гг., когда фронт активизации вышел на ригель над устьем притока и продвинулся менее чем за год почти на 1300 м [15].

К концу стадии восстановления поверхность ледника в верховьях повысилась до уровня, который она занимала перед подвижкой 1963 г. (критический уровень). При интенсивном таянии и разрушении нижней части языка продольный профиль становился всё более крутым. Таким образом, ледник приближался к критическому состоянию, при котором малейшее ослабление подпора в концевой части или увеличение продольного напряжения за счёт возрастания нагрузки в верховьях приводит к образованию разрывов и сколов и очередной подвижке ледника. Подобный закономерный характер режима пульсирующего ледника открывает возможность прогноза его подвижек.

По результатам исследований режима ледника Медвежьего в стадию восстановления была

разработана качественная модель прогноза подвижки пульсирующего ледника по скорости его активизации. Это — комплексный принцип прогноза, при котором необходимо учитывать скорость повышения поверхности ледника и увеличения его уклона, характер изменения по продольному профилю скорости движения льда, скорость продвижения по леднику фронта активизации, скорость накопления критической массы льда и др. Попытка прогноза подвижки ледника Медвежьего по указанным выше параметрам была предпринята в 1970–1971 гг. Предполагалось, что следующая подвижка ледника произойдет в 1973–1974 гг. [15, 31], о чём были оповещены местные организации. Прогноз оправдался — следующая подвижка ледника началась весной 1973 г.

Подвижка ледника 1973 г.

Уже осенью 1972 г. ледник достиг критического состояния. Поверхность льда в верховьях пульсирующей части поднялась до критического уровня. Скорость движения льда на всём протяжении зоны активизации летом 1972 г. была максимальной за всё время наблюдений (от 150–200 см/сут в средней части языка до 300 см/сут и более выше притока), а фронт активизации почти достиг концевого обрыва. Кроме того, в 1972 г., в отличие от предыдущих лет, не произошло уменьшения скорости движения льда к осени. Вероятно, высокая скорость движения сохранялась и зимой, вслед за чем она резко увеличилась и началась подвижка [17]. Сообщение о подвижке поступило от местных жителей в середине апреля 1973 г, а 9 мая отряд Института географии АН СССР прибыл на ледник и начал наблюдения (рис. 5). К этому времени язык ледника уже перегородил реки Дустироз и Абдукагор и в долине последней образовалось озеро, максимальный объём которого составлял 16,4 млн м³. Прорывы озера происходили, как и в 1963 г., поперёк ледника с расходами до 1400 м³/с. Однако, благодаря заблаговременному предупреждению, были приняты меры по защите сооружений в Ванчской долине и больших разрушений удалось избежать.

Несмотря на некоторые различия в продолжительности и масштабах, подвижки 1963 и 1973 гг. были схожи по своим внешним про-



Рис. 5. Продвигающийся ледник Медвежий в июне 1973 г. Фото Г.Б. Осиповой

Fig. 5. Advancing Medvezhiy Glacier in June 1973. Photo by G.B. Osipova

явлениям и результатам. Очевидно, схож был и их механизм. В результате подвижки в верхней части языка (зона выноса) поверхность ледника понизилась в среднем на 61 м (максимум 110 м), а в нижней части (зона привноса и продвижения) — повысилась в среднем на 86,6 м (максимум 150–180 м) (см. рис. 5). Масса льда, перемещённого в 1972–1973 гг., составила 187,6 млн т — величина, примерно равная избытку льда в зоне активизации, накопившемуся за предшествовавшую стадию восстановления [18].

На заключительном этапе подвижки в разных частях ледника неоднократно измерялись скорости движения льда — фиксировалось их уменьшение от 10–12 до 0,05–0,1 м/сут. В конце июля — начале августа скорость движения льда на всём протяжении ледникового языка резко упала и подвижка завершилась. Общее продвижение конца языка составило 1925 м. Во время подвижки в прибортовых частях ледникового языка образовались краевые разломы, которые прослеживались на несколько километров. В 2 км от конца языка за 20 суток (10 мая — 1 июня) скорость движения льда на обрыве такого разлома и в осевой зоне ледникового потока была практически одинакова (9–10 м/сут), что указывает на скольжение отсечённой этими разломами части ледника вдоль склонов долины и по ложу или по глубинным сколам внутри ледника. Об этом же свидетельствует сохранившееся взаимное расположение 14 вех, которые были забурены в сентябре

1972 г. и найдены по завершении подвижки. Эти вехи за время подвижки переместились на расстояние от 2000 м (нижняя по течению группа) до 2960 м (верхняя) при общем продвижении конца на 1925 м. Это наглядно свидетельствует о преобладании в стадии подвижки напряжений растяжения в верховьях пульсирующей части ледника и сжатия — в низовьях [17].

Наземные исследования ледника Медвежьего после подвижки 1973 г.

После подвижки 1973 г. наземные наблюдения заключались главным образом в исследованиях изменения высоты поверхности, пространственно-временных колебаний скорости движения льда и скорости активизации ледника. При этом число скоростных вех было значительно увеличено и наблюдениями была охвачена вся пульсирующая часть ледника до подножия ледопада. Расширился и временной диапазон (наблюдения вели с ранней весны до осени и в течение суток). Решались методические задачи усовершенствования программы наблюдений за движением льда, проводились упрощенные метеонаблюдения, измерения абляции, сделана попытка связать с ними и с водным режимом ледника колебания скорости движения льда [30]. Установлено, что в результате роста средней летней температуры воздуха за последнее десятилетие на 1 °С приход льда с ле-

допада значительно уменьшился, а таяние льда возросло. Это привело к уменьшению скорости накопления критической массы льда и увеличению продолжительности стадии восстановления. Сделан вывод, что ожидать следующую подвижку следует не ранее чем в 1987 г. [6].

По измерениям и расчётам М.Б. Дюргерова и др. [19], в фирновой области ледника за 1973–1983 гг. накопление массы составило 27,7 млн т в год, что меньше, чем за 1963–1973 гг. (30,2 млн т в год). На этом основании авторы также делают вывод, что подвижка произойдёт не ранее 1985–1986 гг. Обобщая все имеющиеся данные наблюдений за скоростями движения льда после подвижки 1973 г., А.Б. Буйницкий [5] выделяет «микропульсации» в 1976, 1978, 1981–1982 и 1986 гг., причём во время последней фронт активизации продвинулся на 1,7 км и почти достиг конца ледника, однако не вышел за пределы омертвевшего языка. В 1985 г. поверхность ледника в зоне активизации ещё была почти на 30 м ниже критического уровня. Таким образом, все исследователи, проводившие наблюдения в стадию восстановления после подвижки 1973 г., отмечали, что активизация ледника происходит по той же схеме, что и в предыдущую стадию восстановления, хотя и со значительным отставанием во времени. Причины этого — повышение температуры воздуха и ухудшение условий питания.

Однако в 1987 г. фронт активизации уже достиг положения 1972 г., а поверхность ледника в верховьях пульсирующей части была выше критического уровня [7], что свидетельствовало о приближении очередной подвижки. В связи с этим возникла необходимость организации наблюдений, которые позволили бы при относительно небольших затратах получать оперативную информацию об эволюции ледника, базирующуюся на точных количественных данных, в первую очередь об изменениях высоты его поверхности.

Аэротопографический мониторинг ледника Медвежьего

Подвижка 1988–1989 г. В Институте географии РАН была разработана и успешно выполнена программа аэротопографического мониторинга, которая предусматривала повторные аэрофотосъёмки ледника, их оперативную об-

работку и анализ [26]. Всего с 21 июня 1988 г. по 10 сентября 1991 г. было выполнено 18 аэрофотосъёмок в масштабе около 1:35 000. Оперативная обработка стереопар выполнялась совместно с Киргизским АГП ГУГК СССР. Таким образом, всего через несколько дней после аэрофотосъёмки становилась доступной информация о динамике ледника за интервалы между съёмками: изменения высоты поверхности по продольному профилю ледника с точностью 1–2 м, изменения планового положения границ ледника и подпрудного озера с точностью 2–3 м, а также скорость движения льда и продвижения языка (см. рис. 4 в работе [33]). В результате анализа этих материалов были прослежены: формирование наступающего конца ледника и постепенное возрастание скорости его продвижения от 0,2 до 2 м/сут на начальном этапе подвижки (лето 1988 г. — март 1989 г.); начало заметного ускорения движения от 2 до 5 м/сут в марте — первой половине мая 1989 г.; стремительное нарастание скорости от 5–15 до 30–50 м/сут во второй половине мая — июня; снижение скорости и завершение подвижки в июле — октябре 1989 г. Характер этой подвижки был подобен двум предыдущим, но масштабы её были меньше. Ледник продвинулся всего на 1,1 км, а озеро в долине р. Абдукагор имело незначительный объём. Оно просуществовало всего около месяца и было спущено вдоль левого борта ледника без катастрофических последствий. Менее значительным был и вынос льда из верховьев пульсирующей части ледника — максимальное понижение поверхности там составило всего 50 м, в то время как в 1963 г. оно было 80 м, а в 1973 г. достигало 100 м и более [21, 33] (рис. 6).

В ходе мониторинга в сотрудничестве с лабораторией космических методов МГУ был проведён специальный эксперимент по определению методом аэропсевдопараллакса скорости движения льда на всём протяжении языка, включая его подледопадную и ледопадную зоны [33]. Полученная в 1988–1991 гг. серия аэрофотоснимков и результаты их обработки уникальны. Это — первый случай в мировой гляциологии, когда была количественно охарактеризована динамика ледника за весь период подвижки — от подготовки до завершения. До сих пор все наблюдения подвижек проводились «постфактум», в лучшем случае на их завершающем этапе. Кроме



Рис. 6. Продвинувшийся язык ледника Медвежьего летом 1989 г. Фото К.П. Рототаева

Fig. 6. Advanced tongue of the Medvezhiy Glacier in summer 1989. Photo by K.P. Rototaev

того, эти исследования показали возможность достаточно точных измерений изменений высоты поверхности и скорости движения льда на всей площади ледника дистанционными методами, не прибегая к трудоёмким и опасным наземным наблюдениям.

Космический мониторинг

В последующие годы эстафету исследований ледника приняли космонавты. Ледник Медвежий стал учебно-демонстрационным объектом, который служил эталоном для обучения космонавтов основным признакам пульсирующего ледника на разных стадиях пульсации для выявления пульсирующих ледников и их мониторинга. Сам же ледник Медвежий с 1996 г. вошёл в число объектов периодических наблюдений российских космонавтов. Координация этих работ и обучение космонавтов проводятся в лаборатории Института географии РАН под руководством Л.В. Десинова. Ему же поступают материалы съёмок для последующего анализа.

В феврале 2001 г. российскими космонавтами с борта орбитальной станции «Мир» на леднике Медвежьем были обнаружены признаки увеличения скорости движения льда — чёрные

прибортовые разломы, окаймляющие заснеженный язык. А в 20-х числах мая в средствах массовой информации появились сведения о продвижении конца ледника. Снимки космонавтов были переданы в Главтаджикгидромет, и в конце июня ледник был обследован сотрудниками этой организации. К этому времени продвижение языка практически завершилось. По сравнению с 2000 г. он продвинулся всего на 450–500 м, не дойдя 200–250 м до русла р. Абдукагор. Отличительные черты этой подвижки — сравнительно небольшое продвижение конца ледника и незначительное опускание поверхности в верховьях пульсирующей части (вспомним, что в 1973 г. поверхность здесь понизилась на 70–100 м) [12].

С 2001 г. космические исследования ледника проводились в рамках программы «Ураган». Эта программа предусматривала визуально-инструментальные наблюдения и съёмки на МКС и выполнялась совместно Институтом географии РАН и ракетно-космической корпорацией «Энергия». Научное руководство программой, включая постановку задач, обучение космонавтов, оперативное сопровождение визуальных наблюдений, анализ поступающей информации, были возложены на Институт географии РАН. После подвижки 2001 г. фронт активизации про-

Подвижки ледника Медвежьего, исследованные на протяжении 50 лет (1963–2011 гг.)

Год	Продвижение конца, м	Объём подпрудного озера	Вид наблюдений	Информация
1963	1750	14,5 млн м ³ , с катастрофическими прорывами поперёк ледника	Наземные рекогносцировочные	[13, 28]
1973	1925	16,4 млн м ³ , с катастрофическими прорывами поперёк ледника	Наземные наблюдения, фототеодолитные съёмки	[16, 17]
1988–1989	1100	Объём незначителен, спуск вдоль левого края ледника	Аэрофотограмметрический мониторинг, наземные измерения сотрудников Таджикгидромета	[22, 26, 32]
2001	450	Озеро не образовалось	Наблюдения космонавтов, полевое обследование сотрудниками Таджикгидромета	[12, 23]
2011	Более 800 м			

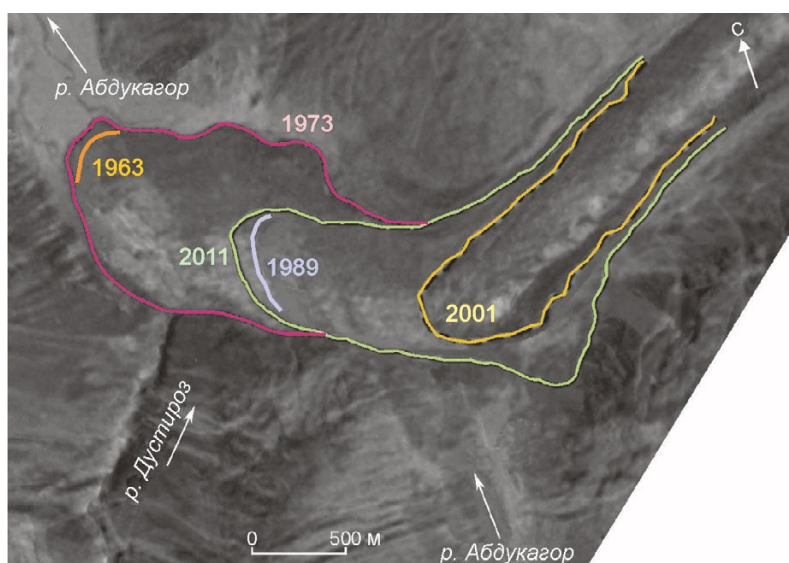


Рис. 7. Схема положения фронтальной части ледника Медвежьего после завершения подвижек (годы подвижек даны на схеме) [23]

Fig. 7. Map of the Medvezhiy Glacier front at the end of surges (years of surges are at the map) [23]

двигался вниз по языку со скоростью около 250 м в год. В августе 2010 г. облик ледника указывал на приближающуюся подвижку, а в марте 2011 г. с МКС поступило сообщение о начале быстрого движения — вдоль бортов появились тёмные полосы продольных разрывов, хотя продвижение языка зафиксировано ещё не было. В конце мая МЧС Республики Таджикистан сообщило о быстром наступании языка, в результате которого его фронт уже приблизился к р. Абдукагор. Завершилась подвижка в июле. На снимке с МКС от 22 августа видно, что язык продвинулся более чем на 800 м, на 50–100 м далее его продвижения в 1989 г., и перегородил долину р. Абдукагор. Однако следов озера обнаружено не было, вероятно, сток р. Абдукагор происходил между левым бортом ледника и склоном долины. По космиче-

ским снимкам отмечена также синхронная с ледником Медвежьим подвижка его единственного левого притока [23].

Таким образом, за 50 последних лет было пять подвижек ледника Медвежьего (таблица, рис. 7). А всего есть сведения, по крайней мере, о восьми его подвижках: 1913–1915, 1937, 1951, 1963, 1973, 1989, 2001 и 2011 гг. Возможно, ещё одна подвижка, между 1915 и 1937 гг., осталась незамеченной. Период между подвижками составляет 10–14 лет. Поскольку при подвижках ледника образуются подпрудные озёра с катастрофическими прорывами, за ледником необходимо вести постоянное наблюдение. Возможно, в ближайшем будущем космический мониторинг станет наиболее действенным способом слежения за режимом этого ледника.

Заключение

На леднике Медвежьем в течение 50 лет проводились исследования кинематики поверхности наземными, воздушными и космическими методами. С помощью наземных наблюдений была детально исследована и количественно охарактеризована динамика пульсирующего ледника на протяжении полного цикла пульсации, определены особенности его режима в стадии подвижки и восстановления, предложены основные понятия и термины. Разработана методика прогноза быстрых подвижек пульсирующих ледников на основе наблюдений за их режимом и вещественным балансом в стадии восстановления и доказана возможность такого прогноза. Впервые в мировой практике на нём был применён аэрофотографический метод для исследования кинематики поверхности пульсирующего ледника в преддверии, во время и после подвижки.

Система признаков пульсирующего ледника на разных стадиях пульсации была использована для выявления пульсирующих ледников и их каталогизации [27], а также для разработки системы мониторинга нестабильных ледников [22]. Материалы исследований послужили основой для ряда теоретических разработок [2, 8, 9 и др.]; карты и графики, характеризующие морфологию и режим ледника, помещены в Атласе [1 с. 353]. В результате выполненных исследований ледник Медвежий стал одним из наиболее изученных пульсирующих ледников мира.

Литература

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. РАН, 1997. 392 с.
2. Бадд У.Ф., Макиннес Б.Дж. Периодические подвижки ледника Медвежий и модель течения льда // МГИ. 1978. Вып. 32. С. 143–161.
3. Бажев А.Б. Методы определения внутреннего инфльтрационного питания ледников // МГИ. 1980. Вып. 39. С. 73–81.
4. Берикашвили В.Ш., Мачерет Ю.Я. Определение мощности льда и рельефа подледного ложа горных ледников методом подбора с помощью ЭВМ // МГИ. 1974. Вып. 24. С. 146–155.
5. Буйницкий А.Б. Колебания активности ледника Медвежьего на заключительном этапе стадии восстановления // МГИ. 1988. Вып. 63. С. 63–70.
6. Буйницкий А.Б., Соротокин М.М. Определение рельефа дна активной части ледника Медвежьего расчётным методом // МГИ. 1985. Вып. 55. С. 195–201.
7. Буйницкий А.Б., Соротокин М.М. Поведение ледника Медвежьего в 1982–1984 гг. // МГИ. 1986. Вып. 56. С. 99–106.
8. Войтковский К.Ф. О механизме подвижки ледника Медвежьего // МГИ. 1974. Вып. 24. С. 68–77.
9. Волошина А.П. Внешний энергообмен ледника Медвежий на Памире // МГИ. 1976. Вып. 26. С. 131–135.
10. Гарелик И.С., Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Создание гляциологической информационной системы пульсирующего ледника // Изв. РАН. Сер. геогр. 1994. № 3. С. 125–137.
11. Гарелик И.С., Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Компьютерный анализ динамики пульсирующих ледников // Изв. РАН. Сер. геогр. 1996. № 4. С. 55–63.
12. Десинов Л.В., Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Снова дал знать о себе ледник Медвежий // МГИ. 2001. Вып. 91. С. 249–253.
13. Долгушин Л.Д. Пульсирующие ледники // МГИ. 1968. Вып. 14. С. 298–300.
14. Долгушин Л.Д., Евтеев С.А., Кренке А.Н., Ротоматов К.П., Сватков Н.М. О периодических быстрых подвижках ледников и внезапном продвижении ледника Медвежьего на Памире // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 5. С. 30–39.
15. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсации ледников и проблема их прогнозирования на примере ледника Медвежьего (Западный Памир) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1972. № 2. С. 89–98.
16. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б., Стулов В.В. Подвижка ледника Медвежьего в 1973 г. и основные черты предшествовавшей ей эволюции ледника // МГИ. 1974. Вып. 24. С. 77–86.
17. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Баланс пульсирующего ледника Медвежьего как основа прогнозирования его периодических подвижек // МГИ. 1978. Вып. 32. С. 161–170.
18. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
19. Дюргеров М.Б., Айзин В.Б., Буйницкий А.Б. Накопление массы в области питания ледника Медвежьего за периоды между его подвижками // МГИ. 1985. Вып. 54. С. 131–135.
20. Забиров Р.Д. Оледенение Памира М.: Географгиз, 1955. 372 с.
21. Казанский А.Б. Результаты обследования области питания ледника Медвежьего // Геофизический бюллетень. 1965. № 15. С. 52–60.
22. Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. Особенности мониторинга динамически нестабильных ледников // МГИ. 2006. Вып. 100. С. 38–48.

23. Котляков В.М., Десинов Л.В. Подвижка ледника Медвежьего в 2011 году // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 128–131.
24. Осипова Г.Б. Скорость движения льда пульсирующего ледника Медвежий // Тр. САРНИГМИ. 1974. Вып. 14 (95). С. 15–26.
25. Осипова Г.Б. Определение положения фронта активизации на пульсирующих ледниках по морфологическим признакам и наземным наблюдениям // МГИ. 1983. Вып. 47. С. 121–126.
26. Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Бондарева О.А., Морозов В.Ю. Возможности аэрофотографического мониторинга пульсирующих ледников (на примере ледника Медвежьего, Западный Памир) // МГИ. 1990. Вып. 68. С. 149–156.
27. Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Шетинников А.С., Рудак М.С. Каталог пульсирующих ледников Памира // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 3–136.
28. Рототаев К.П. Ледник Медвежий бунтует // Побежденные вершины. Годы 1961–1964. М.: Мысль, 1966. С. 165–183.
29. Соколов Л.Н., Ямбулат А.А. Наступание ледника Медвежьего и прорывы подпрудного озера в 1973 году // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1974. № 3. С. 102–109.
30. Цветков Д.Г., Соротокин М.М. Колебания скорости движения ледника Медвежьего в период его восстановления // МГИ. 1981. Вып. 41. С. 133–142.
31. Dolgoushin L.D., Osipova G.B. Glacier surges and the problem of their forecasting // IAHS Publ. 1975. № 104. P. 292–304.
32. Knizhnikov Yu.F., Osipova G.B., Tsvetkov D.G., Kharkovets E.G. Measurements of the movement of surging glaciers by the method of aeropseudoparallaxes (using the Medvezhiy Glacier as an example) // МГИ. 1997. Вып. 81. С. 55–60.
33. Kotlyakov V.M., Osipova G.B., Tsvetkov D.G. Fluctuations of unstable glaciers: scale and character // Annals of Glaciology. 1997. V. 24. P. 338–343.
34. McInnes B, Radok U., Budd W.F., Smith I.N. On the surging potential of polar ice streams. Pt. 1. Sliding and surging of large ice masses. University of Colorado at Boulder, USA, University of Melbourne. 1985. 53 p.

Summary

Overview of researches conducted over 50 years (1963–2012) by Institute of Geography RAS on the surging glacier Medvezhiy, the West Pamirs is given. Ground investigations (changes of its surface altitude, ice movement velocity, ablation, ice thickness, temperature and others) made after surge 1963 allowed finding the basic features of this glacier regime and calculating the mass balance of its surging part for the whole cycle from the recovery phase up to a surge. Using the results a quality model for prediction of rapid motions of surging glaciers had been developed. Forecast of the next surge of the Medvezhiy Glacier made for 1973 on the basis of this model had been justified. As a result of the aerial and topographic monitoring (1989–1991) the glacier surge was quantitatively followed for the first time over its whole cycle, i.e. from a surge up to a next stage of its recovery. Results of our researches allowed formulating the foundations of the space monitoring of surging glaciers. In 2001 and 2011 surges of the glacier were detected and traced using the satellite imagery (MIR, ISS). In total for 50 years, five surges of this glacier and two full cycles of its life were investigated by various methods in different details.

Обзоры и хроника

Конференция «Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований»

6–8 октября 2014 г. в Сочи прошла конференция «Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований», собравшая более 80 участников из разных городов России. Заслушано 52 доклада, в которых были изложены результаты работ по федеральным целевым программам, связанным с обеими полярными областями, и соответствующим программам фундаментальных исследований Российской академии наук. На конференции обсуждались разные направления полярной науки. В настоящем обзоре приведены результаты, наиболее тесно связанные с гляциологической тематикой.

Климат. Отмечено, что в последнем десятилетии климат Арктики изменялся беспрецедентно быстрыми темпами. Произошли изменения в циркуляции атмосферы, сопровождавшиеся усилением притока тепла и влаги в Арктику и выноса льда из Арктического бассейна, повлиявшие на климат прилегающих к Арктике областей и окружающую среду самой Арктики. В результате повторяемость опасных гидрометеорологических явлений может измениться. Актуальная задача в настоящее время – оценка изменений погодных и климатических условий в арктических морях и на побережье, а также их влияния на прилегающую территорию (*Г.В. Алексеев, ААНИИ*).

Исследования атмосферы Антарктики базируются на данных редкой и крайне неравномерно расположенной сети станций. Абсолютный максимум аномалии среднегодовой температуры воздуха в Южном полушарии отмечен над Антарктическим полуостровом. В средней тропосфере над Антарктидой зафиксировано сильное потепление, а в нижней стратосфере – похолодание. Климатические изменения в Антарктике не имеют столь однонаправленного характера, как в Арктике (*А.В. Клепиков, ААНИИ*).

В полярных регионах принципиальные сложности, с точки зрения моделирования кли-

мата, связаны с наличием криосферы. От изменений пресноводного баланса в полярных областях, в частности изменений количества осадков и испарения, стока рек, таяния льдов и распреснения морской воды, существенно зависит режим глобального океанического конвейера, в том числе и режим течений в Северной Атлантике, приносящих тепло в Арктический бассейн (*И.И. Мохов, Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН*).

Установлено, что во второй половине XX – начале XXI вв. положение ветвей арктического фронта было квазистационарным. На фоне этой квазистационарности прогнозируются разнонаправленные изменения интенсивности фронтальных процессов. Летом в зоне прохождения главной ветви арктического фронта будет возрастать интенсивность фронтальных процессов, что может отразиться в структуре растительного покрова субарктического пояса Севера России (*Е.А. Черенкова, Институт географии РАН*).

Полярные океаны, морские льды и воды суши. Обсуждался опыт работы с совместной численной моделью Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана ИВМиМГ СО РАН в рамках проекта FAMOS/AOMIP. Проанализирована изменчивость состояния вод и ледяного покрова с 1948 г. по настоящее время, восстанавливаемая численной моделью, и проведено сравнение с данными наблюдений. На основе анализа данных модельных расчётов выяснены возможные причины изменчивости состояния Северного Ледовитого океана (*Е.Н. Голубева, Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН*).

Один из основных инструментов для расчёта вертикальных потоков влаги и тепла над морской поверхностью по данным спутникового зондирования – разработанные с разной степенью детальности модели вертикального тепло- и влагопереноса в системе «океан–атмосфера». На примере данных реанализов анализируются

ошибки стандартных моделей расчёта тепловых потоков в зонах с неоднородным ледяным покровом, связанные с неопределённостью задания характеристик поверхности (*И.А. Репина, Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН*).

Изменения притока речных вод, формируемых на территориях, покрытых преимущественно многолетнемерзлыми грунтами, его межгодовые и многолетние колебания заметно влияют на окружающие моря, воздействуя на циркуляцию водных масс, формирование морского льда и баланс химических веществ. Дан обзор основных результатов, полученных в последние 10–15 лет в рамках выполнения международных и двусторонних программ, связанных с гидрологическими исследованиями в арктическом регионе (*А.Г. Гергади, Институт географии РАН*).

Ледники, снежный покров, вечная мерзлота. По последним оценкам, ледники и ледниковые купола в высокоширотной Евразийской Арктике занимают 85 428 км². В целом, в последние десятилетия площадь, объём и масса ледников на архипелагах уменьшились. Это — не только эффект вариаций климата, но и проявление различной морфологии ледников и формы вмещающих их фьордов, а также разной интенсивности взаимодействия ледников и моря. Темпы отступания ледников, заканчивающихся в море, были на порядок выше, чем у наземных ледников, языки которых заканчиваются на суше. Долгопериодные изменения климата приводят к перестройке гидротермической структуры ледников (*А.Ф. Глазовский, Институт географии РАН*).

Обнаружен 6–7-летний цикл в атмосферных осадках в Антарктиде. На основе космических лазерных измерений ICESat на поверхности ледникового покрова обнаружены признаки каскадов подледниковых озёр. Намечены перспективы дальнейших исследований: оценка динамики снегонакопления в пределах основных ледосборных бассейнов и влияния подледникового стока на сток материкового льда Антарктиды в океан на основе анализа особенностей гидрологического режима на ледниковом ложе, включая системы подледниковых озёр (*Л.Н. Васильев, Институт географии РАН*).

В 1999–2013 гг. исследования палеоклимата и подледникового озера Восток занимали ведущее место в научных проектах подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП

«Мировой океан». В дальнейшем планируется продолжить разработку новых и совершенствование существующих методов получения количественной информации о прошлых изменениях климата, которая заключена в ледниковом льду. На новом этапе изучения озера Восток прямые исследования его водной толщи будут проводиться с помощью зондирующих и пробоотборных устройств, которые предполагается опускать в озеро через скважину на станции Восток (*А.А. Екайкин, ААНИИ*).

Показано, что в районе линии тока, проходящей через станцию Восток, на протяжении как минимум 40 км наблюдается тенденция к снижению скорости накопления и изотопного состава снега. Дальнейшие наземные гляциологические исследования будут проводиться в районах, расположенных к югу и юго-западу от станции Восток с целью поиска области минимальных значений скорости накопления и изотопного состава снега (*Ю.А. Шибеев, ААНИИ*).

В рамках программы ААНИИ «Комплексные исследования окружающей среды архипелага Северная Земля и прилегающих районов акватории Северного морского пути» появилась возможность для организации и проведения гляциологических работ в этом регионе. Планируется изучение расходной части баланса ледников в виде айсбергов, количество, место, механизм образования и направление дрейфа которых приобретают важное значение в связи с освоением шельфа Российской Арктики (*Д.Ю. Большаков, ААНИИ*).

Разработана система, объединяющая физически обоснованную модель формирования снежного покрова и стохастический генератор пространственных полей метеорологических величин, с помощью которой оценена повторяемость экстремальных снегозапасов и толщина снежного покрова. Оценка параметров моделей выполнена на основе данных наблюдений за метеорологическими характеристиками и снежным покровом на 35 метеостанциях в Европейской части России (*В.М. Морейдо, Институт водных проблем РАН*).

Для оценки пространственной и временной изменчивости термического сопротивления снежного покрова использовались данные ВНИИГМИ-МЦД. Анализ показал, что наибольшее значение термического сопротивления снежного покрова приурочено к бассейну сред-

него течения р. Енисей, а наименьшие значения относятся к районам Забайкалья и южным частям Европейской территории России (*Н.И. Осокин, Институт географии РАН*).

Основные направления, связанные с мерзлотными исследованиями, относятся к области мониторинга и к всесторонней оценке особенностей мёрзлого, промерзающего и оттаивающего материала, определяющих процессы в мёрзлой толще и возможности разработки специфических криогенных технологий: мелиорации мёрзлых толщ, укрепления оснований, использования газовых гидратов и воды/льда в разных фазовых состояниях, создания новых материалов на основе криотехнологий (*Д.С. Дроздов, Институт криосферы Земли СО РАН*).

Выполнен анализ возможных климатических изменений и динамики криолитозоны суши Северного полушария в XX–XXI вв. на основе результатов расчётов с глобальными климатическими моделями и разработанной в ИФА РАН динамической моделью процессов тепло- и влагопереноса в грунте. Оценки современных температурных трендов в многолетнемёрзлых грунтах Северного полушария по модельным расчётам сопоставлены с данными наблюдений для последних десятилетий. На основе результатов моделирования термического режима криолитозоны и данных о запасах и вертикальном распределении углерода в почве сделаны оценки количества углерода, которое может освободиться из приповерхностных многолетнемёрзлых грунтов в результате их деградации к концу XXI в. при разных сценариях антропогенного воздействия (*М.М. Аржанов, Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН*).

Представлены результаты экспериментальных исследований на гидравлической модели объёмов деформаций берегов, сложенных замороженными породами разного состава с ледяными включениями. Исследовались разные условия внешнего воздействия: дождь, УФ- и УК-излучение, наличие и отсутствие снежного покрова, постоянное течение и прохождение волны половодья. На основе полученных результатов сформулирована физико-математическая модель процессов береговых деформаций с параметрами свойств грунтов, течений и различных внешних воздействий (*В.К. Дебольский, Институт водных проблем РАН*).

Представлено математическое моделирование динамики толщи субаквальной мерзлоты и зоны стабильности газогидратов на Арктическом шельфе с 1948 по 2012 г. и далее до 2100 г. Для моделирования использовался палеогеографический сценарий, связанный с осушением шельфа в периоды регрессии моря и его затоплением в период трансгрессий, а также модель теплопереноса в грунте ИФА РАН. Возможные будущие изменения в состоянии водных масс рассчитаны с атмосферным форсингом, соответствующим сценарию потепления RCP8.5 (*В.В. Малахова, Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН*).

Прослежена динамика северотаёжных экосистем с 1970 г. в Надымском районе Западной Сибири и установлено влияние многолетнемёрзлых пород и растительного покрова на их природное равновесие. Показано, что катастрофического разрушения ни одной экосистемы не произошло, но некоторые экосистемы находятся вблизи черты, после перехода через которую начнётся их разрушение при сохранении тех же темпов потепления климата (*Н.Г. Москаленко, Институт криосферы Земли СО РАН*).

Исследованы геотемпературное поле и мощность многолетнемёрзлой толщи Енисей-Хатанского прогиба, расположенного на севере Сибири и представляющего собой слабовсхолмлённую равнину с абсолютными отметками 80–150 м. По данным геотеплофизических исследований построены карта современной мощности многолетнемёрзлой толщи и мерзлотно-геотермические разрезы до глубины 2000 м, характеризующие геотемпературное поле и положение подошвы мёрзлой толщи (*М.Н. Железняк, Институт мерзлотоведения СО РАН*).

Установлено, что мощность многолетнемёрзлых пород в районе дельты р. Лена составляет около 500 м. Весной 2014 г. стартовал инициативный проект Института мерзлотоведения СО РАН «Исследования эволюции подрусловых таликов и транзита терригенных наносов и органического углерода». Первые результаты показали, что многолетняя мерзлота под руслом распространена чрезвычайно широко, занимая до 80–90% протяжённости профиля; всесезонный подрусловой талик формируется лишь в пределах относительно узкого фарватера (*М.Н. Григорьев, Институт мерзлотоведения СО РАН*).

Информационные системы и управление данными. Закончена разработка полнофункциональной версии Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО, <http://portal.esimo.ru>), содержащей региональный сегмент ЕСИМО по Арктике в виде портала по Северо-Западному округу и Арктике (СЗА). Возможности портала СЗА позволяют найти необходимые данные и визуализировать их с помощью имеющихся сервисов. Широко используются геоинформационные средства отображения информации, а также возможности построения графиков и карт. К основным задачам на этапе эксплуатации системы относятся повышение уровня надёжности работы системы, а также расширение состава сервисов для информационного обслуживания пользователей. Созданный портал СЗА на технологической платформе ЕСИМО должен стать единым инструментом для исследования природных процессов в полярных областях Земли

(Н.Н. Михайлов, ВНИИГМИ–МЦД – Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных Росгидромета).

Помимо сессий, участники конференции провели специальные заседания в форме тематических «круглых столов»: 1) проблемы исследований атмосферы, океана, вод суши, объектов криосферы в условиях изменения климата; 2) проблемы исследований экосистем, загрязнения окружающей среды, здоровья человека, социальные вопросы, проблемы образования; 3) проблемы инфраструктуры наблюдений, мониторинга и информационного обеспечения работ в полярных регионах, включая климатическое обслуживание. Рассмотрены также перспективы российских полярных исследований и концепция Программы участия Российской Федерации в Международном полярном десятилетии (Международной полярной партнерской инициативе).

М.Ю. Москалевский

Подписано в печать 02.03.2015 г. Выход в свет 30.03.2015 г. Формат 60 × 88^{1/8}
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 11 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
Тираж 300 экз. Зак. 961 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук. Издательство «Наука», 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

Журнал публикует статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хронику научной жизни. Статьи нашего журнала могут иметь цветные иллюстрации.

Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей не должен превышать 40 тыс. знаков, включая таблицы, рисунки и список литературы. Статьи оформляются следующим образом: УДК; далее *на русском и английском языках* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов, название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Перед статьёй помещаются ключевые слова (около 10) и анотация на русском и английском языках (5–7 строк каждая). Основной текст разбивается на рубрики: введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в её подготовке. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Для статьи, представленной *на английском языке*, требуются расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), перевод на русский язык подписей к рисункам и ключевых слов.

В списке литературы (под заголовком «Литература») приводятся только опубликованные работы, на все работы обязательно должны быть ссылки в тексте. Ссылки даются в квадратных скобках на номера списка. Литература даётся в алфавитном порядке – сначала русская, а затем иностранная. В книгах указываются фамилия и инициалы всех авторов, полное название источника, город, издательство, год издания, общее число страниц. При ссылке на статью из книги – фамилии и инициалы всех авторов статьи, название статьи, полное название книги, страницы начала и конца статьи. Для журнальной статьи – фамилии и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, номер, страницы начала и конца статьи. В ссылках на иностранную литературу также указываются все эти сведения без сокращений. Список литературы должен быть тщательно выверен автором. Подробнее см. <http://ice-snow.igras.ru>

Для помещения материалов статьи на сайт журнала «Лёд и Снег» на английском языке авторам статей необходимо ознакомиться с правилами оформления литературы на сайте нашего журнала <http://ice-snow.igras.ru>; см. также публикацию в журнале «Лёд и Снег» за 2014 г. №4. С. 4–6.

После списка литературы помещается английское резюме статьи (Summary) объёмом около 250 слов. После Summary на английском следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. В подрисуночной подписи необходимо отделить (шрифт, новая строка) собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация). То же делается и для английского варианта.

Таблицы необходимо помещать после подрисуночных подписей. В случае больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Текст и таблицы набираются в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи. Сложные формулы необходимо набрать в MathType. Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту. Русские и греческие буквы в формулах и статьях, а также математические символы и химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi; чёрно-белых – 600 dpi. Рекомендуемые размеры: ширина 85, 120–170 мм, высота – не более 230 мм. Рисунки в основном должны быть чёрно-белые, публикация цветных иллюстраций ограничена. Число рисунков – 4–6. Они должны быть представлены отдельными файлами. Если рисунки требуют электронного объёма более 500–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 100–200 КБ), и дать в JPEG – *только для пересылки электронной почтой рецензентам*. В редакцию для работы параллельно предоставляются оригиналы большего объёма. Надписи на рисунках должны хорошо читаться. Словесные надписи на рисунке следует заменять буквенными или цифровыми условными обозначениями, пояснение которых необходимо привести в экспликации, поясняющей каждое буквенное и цифровое изображение.

В статье необходимо дать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке – рис. 1, табл. 1; при повторных ссылках – см. рис. 1, см. табл. 1. Если в тексте одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте делаются так: при первой ссылке – таблица, рисунок; при повторной ссылке – см. таблицу, см. рисунок. При необходимости файлы могут быть заархивированы, предпочтительно в ZIP- или ARJ-формате.

В конце статьи следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и адрес электронной почты. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег». Редакция просит авторов отмечать все изменения, внесённые в статью после исправления или доработки текста по замечаниям рецензента (например, цветом).

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312 Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.
Тел. 8-(499) 124-73-82. E-mail: khronika@mail.ru

Для более подробного ознакомления с правилом подачи статей просим ознакомиться с сайтом журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>