ISSN 1560-7496

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

2

МАРТ–АПРЕЛЬ

ТОМ XXII, 2018

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ КРИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ ТюмНЦ СО РАН

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в январе 1997 г.	Периодичность 6 вып. в год	Том XXII, № 2	Март-Апрель 2018

СОДЕРЖАНИЕ

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

Баранская А.В., Романенко Ф.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А., Пушина З.В. Стратиграфия, возраст и условия формирования многолетнемерзлых отложений острова Белый 3

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Липенков В.Я. Закономерности формирования системы включений воздуха в рекристаллизационном льду . 16

ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

Семерня А.А., Гагарин Л.А., Бажин К.И. Мерзлотно-гидрогеологические особенности участка распространения межмерзлотного водоносного комплекса в районе источника Ерюю (Центральная Якутия) . 29

ГИДРАТООБРАЗОВАНИЕ

Хлебников В.Н., Гущин П.А., Антонов С.В., Мишин А.С., Лян Мэн, Хамидуллина И.В., Зобов П.М., Лихачева Н.В., Винокуров В.А. Исследование ингибиторно-заместительного метода добычи метана из газовых гидратов..... 39

НАДЕЖНОСТЬ ОСНОВАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Горелик Я.Б., Солдатов П.В. Метод расчета вертикальной нагрузки на крепь скважины при оттаивании вмещающих мерзлых пород 50

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

Тентюков М.П. Особенности послойной изменчивости интегральных физико-химических параметров снежного покрова в среднетаежной зоне на северо-востоке Европейской равнины 61

Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года 70

АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КЛИМАТ

Китаев Л.М. Вклад аномальных значений метеорологических характеристик в изменчивость климата зимнего периода на севере Евразии 81

Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века 91

ХРОНИКА

Лейбман М.О., Суходольский С.Е. Памяти Сергея Михайловича Фотиева (28.11.1927–23.12.2017) 101

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 3–15 **http://www.izdatgeo.ru**

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.79, 551.89, 551.34, 551.35 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(3-15)

СТРАТИГРАФИЯ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА БЕЛЫЙ

А.В. Баранская[1], Ф.А. Романенко[1], Х.А. Арсланов[2], Ф.Е. Максимов[2], А.А. Старикова[2], З.В. Пушина[3]

[1] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, НИЛ геоэкологии Севера, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; alisa.baranskaya@yandex.ru*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, лаборатория "Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов и Мирового океана", 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7-9, Россия*
[3] *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1, Россия*

В береговых обрывах западной и восточной части острова Белый изучены обнажения многолетнемерзлых пород. Получены данные о строении, свойствах, особенностях залегания, происхождении и возрасте четвертичных отложений. Установлено, что разрез состоит из трех основных толщ: нижней – глинисто-суглинистой, образовавшейся в МИС 3 в морских условиях; средней – песчаной, сформировавшейся при незначительном подъеме уровня моря 9–5 тыс. лет назад; верхней, состоящей из покровных суглинков, торфа и эолового песка, накопившейся в конце голоцена в условиях суши.

Остров Белый, уровень моря, четвертичные отложения, голоцен, плейстоцен, стратиграфия, вертикальные движения земной коры

PERENNIALLY FROZEN DEPOSITS OF BELY ISLAND: STRATIGRAPHY, AGE, DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

A.V. Baranskaya[1], F.A. Romanenko[1], H.A. Arslanov[2], F.E. Maksimov[2], A.A. Starikova[2], Z.V. Pushina[3]

[1] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Geoecology of the North, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; alisa.baranskaya@yandex.ru*
[2] *Saint-Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Laboratory "Geomorphologic and Palaeogeographic Investigations of Polar regions and the World Ocean", 7-9, Universitetskaya quay, St. Petersburg, 199034, Russia*
[3] *Gramberg VNIIOkeangeologia, 1, Angliyskiy pr., St. Petersburg, 190121, Russia*

This paper is an overview of the study of perennially frozen deposits outcropping in the coastal cliffs of the western and eastern parts of Bely Island. The obtained results provide information about the composition, structure, stratigraphy, origin and age of Quaternary deposits. It has been established that the cross-section consists of three main units: the lower silts and clays formed during MIS 3 in the marine conditions; the middle sandy unit accumulated between 9 and 5 kA BP as a result of small-scale local relative sea level rise; the upper unit consisting of clays, loam, peat and aeolian sands of terrestrial origin formed in the Late Holocene.

Bely Island, sea level, Quaternary sediments, Holocene, Pleistocene, stratigraphy, vertical movements of the Earth's crust

ВВЕДЕНИЕ

Остров Белый – естественное продолжение Ямальского полуострова, со всех сторон окружен водами Карского моря. Строение, свойства и стратиграфия четвертичных толщ этой северной и мористой оконечности Западной Сибири особенно интересны в связи с проблемой колебаний относительного уровня моря в позднем неоплейстоцене–голоцене. Именно здесь можно ожидать присутствия в уступах водораздельных низменностей самых молодых морских отложений в регионе.

История изучения трансгрессий и регрессий моря на севере Западной Сибири насчитывает более 80 лет. Основные представления были заложены в 1950-х гг. при проведении государственной геологической съемки коллективом НИИГА (научно-исследовательский институт геологии Арктики) [*Сакс, 1953; Кулаков, 1959; Соколов, 1959*]. Долгое время преобладала версия, что все отложения Ямала – отложения морских террас, сформировавшихся в разное время в течение плейстоцена

© А.В. Баранская, Ф.А. Романенко, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов, А.А. Старикова, З.В. Пушина, 2018

и голоцена [*Данилов, 1970; Полуостров Ямал, 1975; Генералов и др., 2000*]. Существует и альтернативная версия, что самые молодые морские отложения водораздельных равнин Ямала сформировались не позднее МИС 5 [*Астахов, Назаров, 2010*], а затем распространялось озерное, аллювиальное или ледниковое осадконакопление без значительного подъема уровня моря выше современного [*Forman et al., 2002*].

Ситуация настолько сложная, что даже для конца позднего неоплейстоцена и голоцена реконструкции палеогеографических событий в разных исследованиях противоречивы. Часто утверждается, что в течение МИС 2 (последний криохрон, сартанское время по региональной шкале) часть шельфа осушалась и уровень моря был значительно ниже современного [*Каплин, Селиванов, 1999*], затем в голоцене он постепенно поднимался, как и в других арктических регионах, например Восточной Сибири [*Bauch et al., 2001*]. Однако присутствует также мнение, что в сартанское время (МИС 2) о. Белый находился под водой, а в начале голоцена уровень моря, наоборот, понизился [*Слагода и др., 2014а*]. Для разрешения подобных противоречий необходимо накопление большего фактического материала о четвертичных отложениях севера Ямала и о. Белый.

Изучение многолетнемерзлых пород о. Белый ведется со второй половины XX в. В 1972 и 1978 гг. здесь проводила работы Тюменская инженерно-геологическая экспедиция МГУ (отряды В.Г. Кудряшова и Ю.К. Васильчука), в ходе которых была дана характеристика свойств и температур многолетнемерзлых грунтов, криогенных процессов, состава подземных льдов [*Васильчук, Трофимов, 1984; Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2015*]. В недавних исследованиях кернов мерзлых отложений западной части острова подробно задокументированы криогенные текстуры, реконструированы условия последовательного промерзания и протаивания толщ [*Слагода и др., 2013, 2014б*]. Тем не менее до сих пор на о. Белый не были детально описаны протяженные обнажения береговых обрывов, которые могут дать более четкое представление о залегании и соотношении геологических тел. Геохронологических данных также мало: известна голоценовая датировка торфа в западной части [*Васильчук и др., 1983*], материалы датирования торфов из приповерхностной части разреза на западе и юге острова [*Артемьева и др., 2016*] и из верхней части бугров пучения вблизи Полярной станции им. Попова [*Орехов и др., 2017*], но точных сведений о возрасте основных вскрывающихся в разрезах слоев нет.

Цель настоящей работы – выявление строения, происхождения и возраста четвертичных отложений острова Белый, а также реконструкция условий их накопления.

РАЙОН И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрезы многолетнемерзлых отложений изучались авторами в береговых уступах восточной и

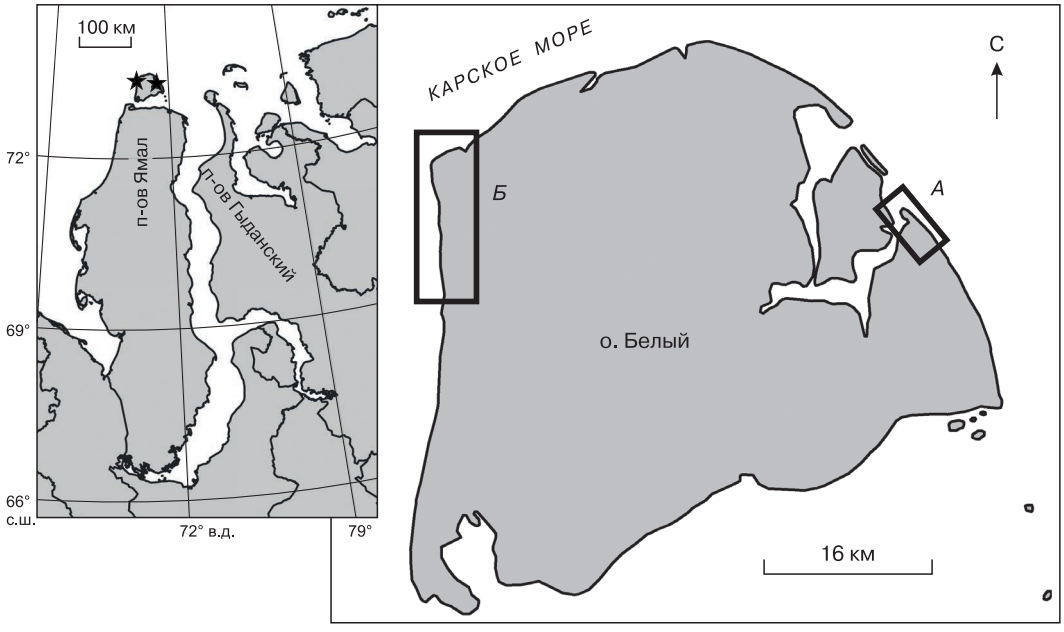

Рис. 1. Расположение районов исследований:

А – восточная часть о. Белый к юг-юго-востоку от радиолокационного знака “Футшточный” и устья р. Салялекабтамбадаяха; *Б* – западная часть о. Белый от мыса Рагозина до устья р. Салалаваяха.

западной частей о. Белый в 1994 г. (российско-шведская экспедиция "Экология тундры–94"), в 2012–2013 гг. в рамках экспедиций "Ямал–Арктика", а также в 2016 и 2017 гг. при поддержке МЭЦ "Арктика". В восточной части острова было описано обнажение, вскрывающееся в термоабразионных обрывах равнины высотой от 5–6 до 8–10 м к югу от радиолокационного знака "Футшточный" и устья р. Салялекабтамбада-яха (рис. 1, *А*; 2, *А*). Отвесный клиф здесь имеет высоту 4–5 м и плавно понижается с севера на юг. На западе изучались разрезы низких береговых уступов от мыса Рагозина на севере до устья Салалаваяхи на юге (см. рис. 1, *Б*; 2, *Б*). Абсолютные отметки водораздельной равнины здесь ниже (береговые уступы не более 3.0–3.5 м высотой). В обнажениях выделяли основные горизонты, определяли их состав, свойства и особенности залегания. Контакты между геологическими телами трассировались вдоль всего берегового уступа. В отдельных расчистках шириной не менее 2 м на всю высоту обнажения производили детальное описание состава отложений, их текстур, включений и криогенных особенностей.

Радиоуглеродное датирование проводилось в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёппена Института наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург (15 образцов); гранулометрический анализ выполнен по комбинированной методике с применением ситового анализа для крупных фракций (>1 мм) и лазерно-дифракционного анализатора размера частиц Malvern Mastersizer 3000 для фракций менее 1 мм (9 образцов) в лаборатории эволюционной географии Института географии РАН, Москва. Анализ изотопного состава жильных льдов проводили в лаборатории изменения климата и окружающей среды ААНИИ, Санкт-Петербург (10 образцов), а диатомовый анализ выполняла З.В. Пушина в ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга", Санкт-Петербург (8 образцов). Анализ содержания водорастворимых солей в водной вытяжке проводился под руководством

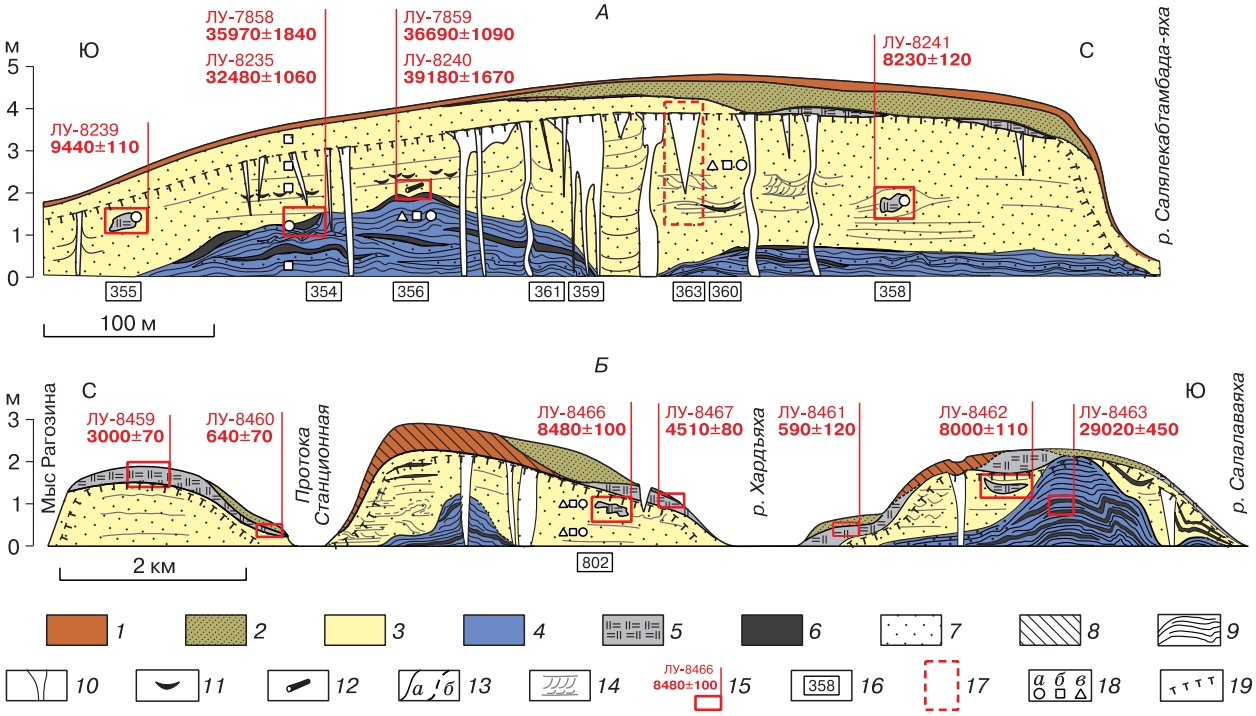

Рис. 2. Схема строения разреза четвертичных отложений:

А – восточная часть о. Белый; *Б* – западная часть о. Белый. Состав и генезис отложений: *1* – покровные отложения: опесчаненные суглинки с торфом (верхняя толща); *2* – эоловые отложения: мелкозернистые пески (верхняя толща); *3* – прибрежно-морские отложения: пески с прослоями растительного детрита, аллохтонным торфом и древесиной (средняя толща); *4* – морские отложения: глины, пески и суглинки параллельно-слоистые, со следами промерзания и протаивания, с линзами намывного мохового войлока и растительного детрита (нижняя толща). Литологический состав отложений: *5* – торф; *6* – намывной моховой войлок и растительный детрит; *7* – песок; *8* – суглинок; *9* – глина. Прочие обозначения: *10* – ледяные жилы; *11* – линзы растительного ("щепочного") детрита; *12* – древесина; *13* – геологические границы (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые); *14* – слоистость; *15* – лабораторный номер и радиоуглеродный возраст, ^{14}C лет назад; *16* – номер расчистки; *17* – место отбора образцов из ледяной жилы на изотопный состав (δ^{18}O и δD); *18* – места отбора образцов (*а* – на диатомовый анализ, *б* – на гранулометрический анализ, *в* – на анализ химического состава водной вытяжки); *19* – граница сезонноталого слоя.

И.З. Костенко в аккредитованных лабораториях НИИОСП им. Н.М. Герсеванова, Москва (5 образцов) и ОАО “Фундаментпроект”, Москва (10 образцов).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА БЕЛЫЙ

В береговых обнажениях о. Белый четко выделяются три основные толщи: нижняя – суглинисто-глинистая, средняя – песчаная и маломощная верхняя, представленная торфом, суглинком и песком (см. рис. 2).

Нижняя суглинисто-глинистая толща обнажается в основании обрывов на высоте до 2.5 м над ур. моря, ее неровная кровля иногда уходит под урез моря, подошва не вскрывается. Отложения представлены переслаиванием плохо отмытого мелкозернистого темно-серого песка, сизого суглинка и глины с растительным детритом, преимущественно из щепок и остатков мохового войлока.

Толща состоит преимущественно из частиц алевритовой (0.005–0.05 мм) и глинистой (<0.005 мм) размерности (рис. 3, образец 356-2), однако на дифференциальной кривой распределения крупности частиц присутствует и второй максимум фракции мелкозернистого песка. Для нее характерна низкая степень сортированности: присутствуют все фракции от мелкой глины до грубого песка.

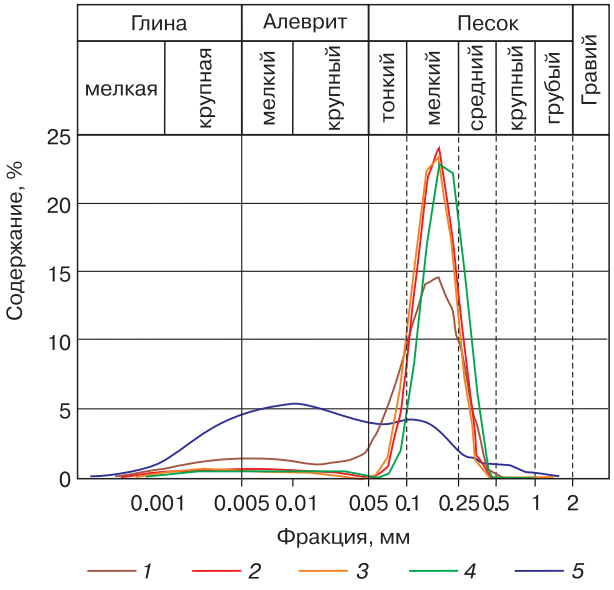

Рис. 3. Дифференциальные кривые распределения крупности частиц отложений о. Белый по результатам гранулометрического анализа.

Образцы: *1* – 802-2 (верхняя толща); *2* – 802-3 (средняя толща); *3* – 802-4 (средняя толща); *4* – 363-9 (средняя толща); *5* – 356-2 (нижняя толща).

Седиментационная слоистость значительно деформирована при протаивании и последующем вторичном промерзании: слои смяты в мелкие фестончатые складки, присутствуют псевдоморфозы по вытаявшим жилам. Тем не менее можно определить, что изначально осадки характеризовались в основном параллельной горизонтальной слоистостью и слоистостью ряби; слойки подчеркнуты обильным растительным детритом и торфяным войлоком (рис. 4, *в*).

Для отложений характерны массивные, неполносетчатые и наклонные ломаные криогенные текстуры. Толщина шлиров льда колеблется от 0.5 до 1.0 см. Из верхней части разреза проникают концы эпигенетических полигонально-жильных льдов (ПЖЛ), на контакте с ними наблюдается охристая кайма.

По данным химического анализа водной вытяжки, глины, суглинки и пески нижней толщи в восточной части острова характеризуются высокой засоленностью (сумма водорастворимых солей D_{sal} составляет 1.33 %) и хлоридно-натриевым типом засоления (табл. 1). В них были обнаружены единичные обломки вымерших палеогеновых диатомей *Paralia grunowii* и неопределимые обломки створок морских центрических диатомей, спикулы губок. В прослоях намывного мохового войлока кроме них были отмечены единичные пресноводные болотные диатомеи *Eunotia parallela* Ehr. и *Pinnularia* sp.

Верхняя граница толщи неровная; верхние слойки глин и суглинков с наиболее мощным (5–10 см) прослоем растительного детрита повторяют ее неровности (см. рис. 2). Вероятно, это результат протаивания и проседания пород в прошлом, благодаря которому отдельные слойки деформировались вместе со всей толщей и, соответственно, ее кровлей.

Радиоуглеродное датирование таких прослоев намытого торфяного войлока показало возраст 35 970 ± 1840 (ЛУ-7858) и 32 480 ± 1060 (ЛУ-8235) р.л. (радиоуглеродных лет) в восточной и 29 020 ± 450 (ЛУ-8463) р.л. в западной части острова (табл. 2). Таким образом, даже учитывая то, что растительный детрит, вероятно, имел более древний возраст, чем сама толща, поскольку органические остатки образовались раньше их последующего переотложения, время образования нижней толщи можно оценить как МИС 3 (каргинское время по региональной шкале).

Средняя песчаная толща, лежащая выше, слагает большую часть видимого разреза четвертичных отложений. Она представлена светло-серыми и серо-желтыми мелкозернистыми, хорошо отмытыми и окатанными песками с прослоями растительного детрита.

Непосредственно выше границы с цокольной глинистой толщей слоистость параллельная, гори-

Таблица 1. **Содержание водорастворимых солей в отложениях береговых обрывов острова Белый**

Номер обнажения и образца	Состав отложений	Высота над ур. моря, м	pH	Анионы, мг-экв./%			Катионы, мг-экв./%			Сумма солей, %	Тип грунта [*ГОСТ 25100-2011*]
				HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$		
Отложения береговых обрывов											
356-2	Глинистый алеврит с песком	1.0	7.29	1.20	1.12	21.20	2.06	4.00	17.46	1.33	Сильнозасоленные
363-9	Песок	2.5	7.68	0.33	0.22	0.30	0.28	0.33	0.25	0.06	Слабозасоленные
802-2	Песок	1.2	7.70	0.73	0.20	0.10	0.30	0.33	0.40	0.08	»
802-3	Песок	0.8	7.60	0.28	0.24	0.09	0.15	0.23	0.22	0.04	Незасоленные
802-4	Песок	0.2	7.55	0.30	0.18	0.13	0.20	0.30	0.10	0.04	»
Отложения современного пляжа											
1/16	Песок	–0.5...–1.5	6.71	0.20	0.55	3.33	0.35	0.54	3.19	0.237	Среднезасоленные
2/16	Песок	–0...–0.1	6.73	0.28	0.59	4.03	0.34	0.79	3.78	0.283	»
3/16	Песок	–0.1...–0.2	6.51	0.24	1.49	5.42	0.53	1.35	5.27	0.419	Сильнозасоленные
4/16	Песок	–0.30...–0.36	7.36	0.34	0.63	4.81	0.33	0.78	4.68	0.335	»
8/16	Песок	–0.04...–0.07	6.06	0.24	0.29	0.13	0.11	0.08	0.47	0.040	Незасоленные
9/16	Песок	–0.15...–0.18	6.44	0.26	0.15	0.10	0.10	0.08	0.34	0.030	»
10/16	Пляжевые отложения	–0.28...–0.38	6.91	0.37	0.30	0.10	0.13	0.26	0.39	0.044	»
11/16	Пляжевые отложения	–0.50...–0.55	7.08	0.40	0.31	0.14	0.11	0.28	0.45	0.048	»
12/16	Пляжевые отложения	–0.7...–0.8	8.20	1.26	0.85	0.22	0.16	0.38	1.79	0.136	Слабозасоленные
13/16	Песок	–0.5...–0.6	6.41	0.20	0.92	0.89	0.34	0.45	1.21	0.122	»

Таблица 2. **Результаты радиоуглеродного датирования отложений острова Белый**

Лаб. номер	Описание	Широта, град с.ш.	Долгота, град в.д.	Высота над ур. моря, м	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), кал. лет
ЛУ-7858	354-1, растительный детрит	73.27	71.55	1.5	35 970 ± 1840	40 260 ± 1840
ЛУ-8235	354-1, растительный детрит	73.27	71.55	1.5	32 480 ± 1060	36 900 ± 1270
ЛУ-8239	355-1, торф	73.27	71.55	2.0	9440 ± 110	10 740 ± 200
ЛУ-7859	356-1, древесина	73.27	71.55	2.1	36 690 ± 1090	41 180 ± 1130
ЛУ-8240	356-1, древесина	73.27	71.55	2.1	39 180 ± 1670	43 720 ± 1610
ЛУ-8241	358-1, торф	73.27	71.54	1.8	8230 ± 120	9200 ± 160
ЛУ-8459	Переслаивание песка и плохо разложившегося торфа	73.37	70.02	1.8	3000 ± 70	3180 ± 100
ЛУ-8460	Торф	73.34	70.04	0.5	640 ± 70	610 ± 50
ЛУ-8461	Песок с торфяной дерниной	73.26	70.04	0.3	590 ± 120	590 ± 90
ЛУ-8462	Изогнутая линза торфа	73.24	70.04	2.0	8000 ± 110	8860 ± 160
ЛУ-8463	Прослои детрита (до 2 см) в толще слоистых глин	73.24	70.04	1.0	29 020 ± 450	33 060 ± 550
ЛУ-8464	Темно-серый торф	73.32	70.04	1.2	Современный ($\delta^{14}C = 13.34 \pm 1.6$ %)	1957–1958 гг. (7.0 %); 1989–1999 гг. (88.5 %)
ЛУ-8465	Торф бурый, дислоцированный, плотный	73.31	70.04	1.8	Современный ($\delta^{14}C = 3.07 \pm 0.9$ %)	1955–1957 гг. (87.4 %); 2008–2009 гг. (8.0 %)
ЛУ-8466	Линза хорошо разложившегося торфа	73.30	70.04	0.6	8480 ± 100	9460 ± 110
ЛУ-8467	Торф	73.30	70.04	0.5	4510 ± 80	5150 ± 130

Примечание. Радиоуглеродное датирование проводилось в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёппена, Институт наук о Земле, СПбГУ (Санкт-Петербург). Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы OxCal 4.2 (калибровочная кривая IntCal 13), Christopher Bronk Ramsey (https://c14.arch.ox.ac.uk).

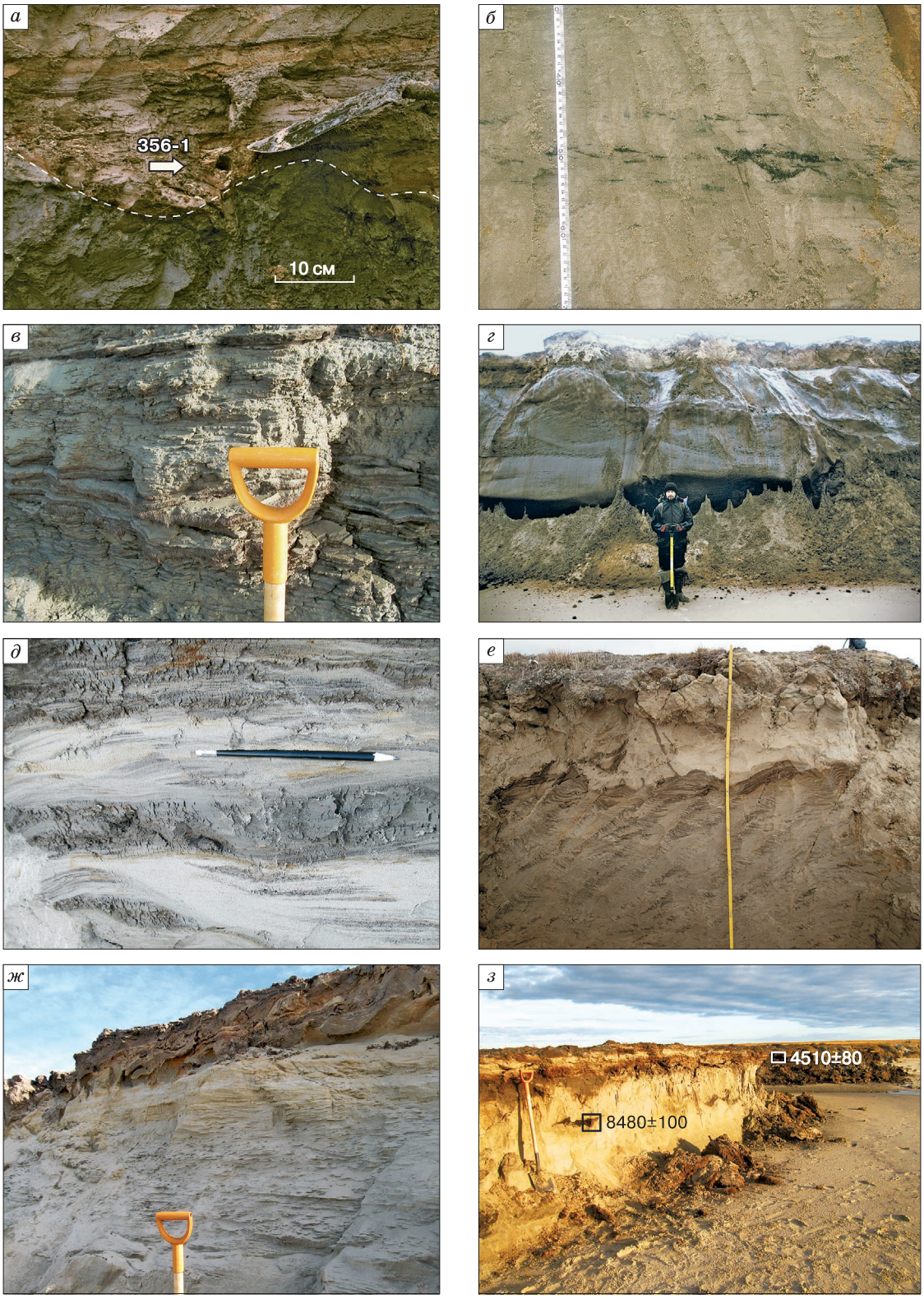

Рис. 4. Фрагменты строения разрезов рыхлых отложений острова Белый.

а – место отбора древесины (обр. 356-1) над контактом двух толщ (показано стрелкой); *б* – слоистость ряби, подчеркнутая темными прослоями детрита с высоким содержанием органики в верхних серовато-желтых песках на высоте 1.7–2.3 м над ур. моря (т. 354); *в* – слоистость глин с намывным моховым войлоком в нижней толще; *г* – общий вид разреза с ПЖЛ (за-

метна косая слоистость с мелкими S-образными слойками и срезающие ее серии мульдоподобных врезов, в верхней части в деятельном слое – прослои автохтонного торфа); *д* – прослои суглинков и слоистость восходящей ряби в средней толще в западной части о. Белый вблизи Полярной станции им. Попова; *е* – слоистость восходящей ряби в средней толще светлых песков, там же; *ж* – параллельная слоистость и слоистость ряби в средней толще к югу от устья р. Хардъяха на западном побережье о. Белый; разрез венчают слои автохтонного торфа; *з* – линза переотложенного (аллохтонного) торфа в светло-серых и светло-желтых песках средней толщи к югу от Полярной станции им. Попова (т. 802); разрез венчает переслаивание супесей и позднеголоценового автохтонного торфа. *а*, *б*, *г*, *е* – фото А.В. Баранской; *в*, *д*, *ж*, *з* – фото Ф.А. Романенко.

зонтальная. Параллельные серии прослоев песка, подчеркнутые темным детритом, начинаются непосредственно над контактом, причем ровные горизонтальные слои не облекают неровности кровли нижележащих глин и суглинков, а выполняют их (см. рис. 2). Параллельные слойки выдержаны по простиранию и прослеживаются на несколько метров.

Здесь же, над самой границей, но уже в песках средней толщи с пологой слоистостью ряби, обнаружены обломки древесины (см. рис. 4, *а*, обр. 356-1). Датирование древесины показало возраст 36 690 ± 1090 (ЛУ-7859) и 39 180 ± 1670 (ЛУ-8240) р.л. По характеру ее залегания (непосредственно у контакта, в локальном понижении), слоистости вмещающих отложений, а также учитывая то, что выше по разрезу подобные фрагменты стволиков не встречаются, можно предположить, что древесина была переотложена из нижней, цокольной толщи и характеризует именно ее возраст.

На высоте 1.7–2.3 м над ур. моря появляются серии со слоистостью ряби. Знаки ряби срезают друг друга, крутой склон слойков обращен на север. “Подветренные” склоны и ложбинки подчеркнуты прослоями черного разлагающегося растительного детрита (см. рис. 4, *б*). Серии таких слойков имеют мощность не более 0.3–0.4 м и разделены горизонтальными ровными прослоями. Присутствует перистая слоистость. Реже встречается косая слоистость с S-образными сериями (слойки образуют выпукло-вогнутый рисунок в разрезе). Для средней части толщи характерны и мульдообразные каналы врезания, драпированные растительным и моховым войлоком (см. рис. 4, *г*).

Выше 2.3 м над ур. моря слоистость в песках вновь становится параллельной; она заметна за счет повышенной концентрации растительного детрита (моховой войлок) в отдельных прослоях.

Отличительная особенность средней толщи восточной части острова – очень хорошая сортированность: доля мелкого песка (125–250 мкм) превышает 97 %. На дифференциальных кривых распределения крупности частиц заметен единственный резкий пик фракции мелкого песка (см. рис. 3, образцы 802-3, 802-4, 363-9).

В западной части о. Белый, в отличие от восточной, сортированность песков хуже, иногда присутствуют прослои суглинков (см. рис. 4, *д*). Здесь, в отличие от восточного берега, встречается слоистость смещенной восходящей ряби со срезанными склонами дюнок, обращенными против течения и малым наклоном ложных слоев (см. рис. 4, *е*). Отмечена и флазерная слоистость – волнисто-линзовидная слоистость ряби с многочисленными ленточными прослойками ила. Присутствуют мощные (до 1–2 м) параллельные серии с чередующимися горизонтальной параллельной слоистостью и слоистостью ряби (см. рис. 4, *ж*).

Криогенная текстура песков массивная; пески рассечены многочисленными ледяными жилами, различающимися по форме и мощности. Выделяются, по-видимому, несколько генераций ледяных жил. Более древние из них – мощные (шириной до 2–4 м) ПЖЛ сложной формы с мутным белесоватым льдом – рассечены более тонкими жилами. Молодые ПЖЛ по морфологии различны: встречаются тонкие (до 0.5 м), практически не сужающиеся книзу жилы мутного льда и клиновидные жилы прозрачного льда шириной до 1.5–2.0 м. Из такой одиночной жилы в восточной части острова были отобраны образцы на содержание стабильных изотопов кислорода и водорода (рис. 5). По значениям $\delta^{18}O$ реконструированы средние температуры воздуха самого холодного месяца во время формирования жилы. При реконструкции с использованием формул Ю.К. Васильчука [*1990*]

$$t = 1.5\ \delta^{18}O\ (\pm 3\ ^\circ C)$$

и И.Д. Стрелецкой с соавт. [*2015*]

$$t = 1.12\ \delta^{18}O - 6.43\ (\pm 3.8\ ^\circ C)$$

получаются сходные значения: во время образования жилы средняя температура самого холодного месяца постепенно повышалась от –28...–29 до –25...–26 °С. На западе острова по льду похожей жилы клиновидной формы было получено близкое значение $\delta^{18}O$ = –17.3 ‰ [*Романенко и др., 2015*], которое соответствует средней температуре –26...–27 °С. Реконструированные температуры близки к современным, хотя и ниже их (–25.5 °С – средняя температура самого холодного месяца, февраля, за период 1967–1990 гг., по данным архива ВНИИГМИ–МЦД).

Пески восточного побережья деформированы слабо, встречается лишь подворот слоев на контакте с некоторыми ледяными жилами. На западе, наоборот, в верхней части песчаной толщи были обнаружены единичные небольшие (до 1.0–1.5 м в поперечнике) складки с мелко изгибающимися

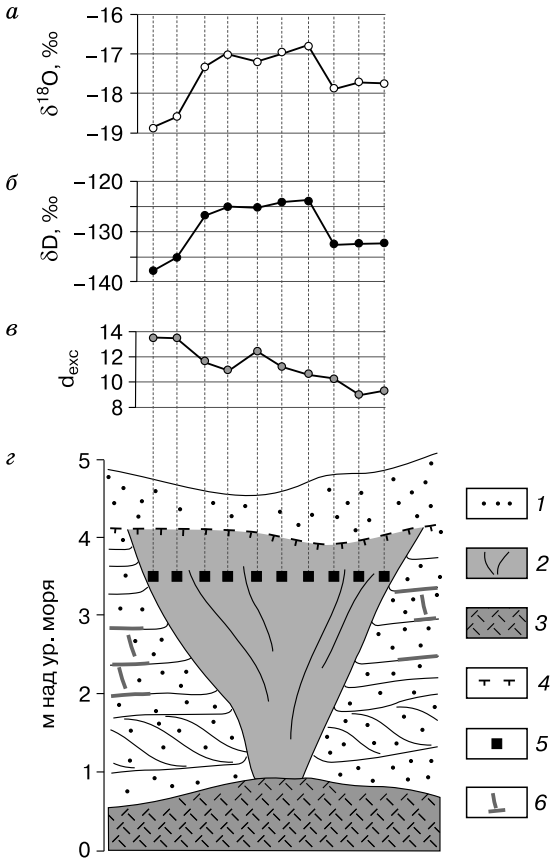

Рис. 5. Содержание стабильных изотопов:

а – кислорода, *б* – водорода; *в* – дейтериевый эксцесс в ледяной жиле (расчистка 363 на рис. 2); *г* – схема отбора образцов. *1* – песок; *2* – ледяная жила; *3* – осыпь; *4* – подошва сезонноталого слоя; *5* – место отбора образцов; *6* – ледяные шлиры. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

фестончатыми краями, свидетельствующие о том, что некоторая часть песчаной толщи там подвергалась протаиванию и вторичному промерзанию.

По данным химического анализа водной вытяжки, отложения относятся к незасоленным или слабозасоленным; значение суммы водорастворимых солей колеблется от 0.04 до 0.06 % (см. табл. 1).

Содержание и сохранность микрофоссилий в песках средней толщи низкое: на восточном берегу в них были обнаружены лишь обломки пресноводного вида *Pinnularia brevicostata* и вымерших палеогеновых диатомей *Paralia grunowii* Gles., неопределимые обломки створок морских центрических диатомей, спикулы губок. В образцах с западного побережья (т. 802) микрофоссилии обнаружены не были.

Помимо намытого растительного детрита, подчеркивающего слоистость, в толще песков встречаются единичные линзы торфа (точки 355 и 358 на рис. 2, *А*, линзы к северу и к югу от устья Хардъяхи на рис. 2, *Б*). Они – маломощные (длиной до 0.5–1.0 м и мощностью до 0.2–0.5 м), отличаются неправильной формой и рваными краями (см. рис. 4, *з*), что позволяет сделать вывод об их аллохтонном, переотложенном, положении. Пески вокруг торфа образуют структуры облекания. Радиоуглеродное датирование таких линз в восточной части острова показало абсолютный возраст 9440 ± 110 (ЛУ-8239) и 8230 ± 120 (ЛУ-8241) р.л., в западной – 8480 ± 100 (ЛУ-8466) и 8000 ± 110 (ЛУ-8462) р.л. (см. табл. 2, рис. 2).

В линзах торфа, в отличие от облекающих песков, обнаружены богатые комплексы пресноводных диатомей. В торфе, отобранном в т. 355 (см. рис. 2, *А*, возраст 9440 ± 110 (ЛУ-8239) р.л.) пресноводный комплекс диатомей состоит из 32 видов, встречены цисты золотистых водорослей *Chrysophytes*. Преобладают типичные для торфяных болот *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz. (35 %) с сопутствующими болотными видами рода *Eunotia* (7 видов – 13.9 %), бентосными алкалифильными видами *Staurosira venter* (Ehr.) Cleve et Möller (10 %), *S. construens* Ehr. (7 %), *S. pinnata* (Ehr.) Will. et Round (4 %), планктонными видами рода *Aulacoseira* (5 видов – 11.3 %). Обрастатели представлены алкалифильными диатомеями *Gomphonema parvulum* Grun/*angustum* (Kütz.) Rabenh., *G. gracile* Ehr., *G. lagerheimii* A. Cl. (6.2 %).

В торфе возрастом 8230 ± 120 (ЛУ-8241) р.л. (т. 358, см. рис. 2, *А*) комплекс диатомей состоит из 17 видов. Преобладают болотные виды рода *Eunotia* (3 вида – 57 %), им сопутствуют типичные для торфяных болот *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz. (10 %), алкалифильный вид *Fragilaria constricta* Ehr. (7 %), *Staurosira* sp. (7 %). Присутствуют цисты золотистых водорослей *Chrysophytes* (5 %).

В обоих случаях (торф из т. 355 и 358, см. рис. 2, *А*) осадконакопление происходило в заболачиваемых условиях литоральной зоны пресного водоема со слабокислой реакцией среды, о чем свидетельствует значительное количество болотных видов. Планктонные стенотермные виды *Aulacoseira alpigena* (Grun.) Krammer, холодолюбивые *Eunotia praerupta* Ehr., *Pinnularia brevicostata* Cl. свидетельствуют о холодноводных условиях во время формирования отложений. Низкая минерализация воды отражена в доминировании олигогалобов.

Верхнюю толщу слагают выдержанные по простиранию прослои торфа и оторфованного суглинка, перекрытые или фациально замещаемые плохо отмытыми мелкозернистыми буро-палевыми песками. В восточной части они встречаются лишь на севере обнажения, где имеют мощность до 0.3–0.4 м, а на западном берегу распространены повсеместно (мощность их достигает 0.5–1.0 м).

Пески отличаются параллельной и косой слоистостью и слабой засоленностью (сумма солей

0.08 %, см. табл. 1). Микрофоссилий в них мало, как и в песках средней толщи: единичные обломки вымерших палеогеновых диатомей *Paralia grunowii* и неопределимые обломки створок морских центрических диатомей, спикулы губок. По данным гранулометрического анализа (см. рис. 3, обр. 802-2), буро-палевые пески отличаются худшей степенью сортированности по сравнению со средней песчаной толщей, доля алевритовых и глинистых частиц больше.

Торф и оторфованные суглинки верхней толщи образуют протяженные прослои на значительной площади. Их плащеобразное ненарушенное залегание свидетельствует об автохтонном происхождении, а радиоуглеродный возраст меняется от 4510 ± 80 (ЛУ-8467) и 3000 ± 70 (ЛУ-8459) р.л. (см. табл. 2, рис. 2) до нескольких сотен лет [*Орехов и др., 2017*]. На низких лайдовых поверхностях высотой до 2 м продолжается накопление торфа и сегодня, о чем свидетельствуют современные датировки (ЛУ-8464, ЛУ-8465, см. табл. 2).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ИСТОРИЯ НАКОПЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА БЕЛЫЙ

Интерпретация происхождения **нижней толщи** несколько затруднена тем, что значительная ее часть уходит под урез моря, а в видимой части первичная седиментационная текстура сильно деформирована процессами протаивания и промерзания. Однако преобладающая параллельная слоистость, прослои намытого мохового войлока и чередование глинистых и песчаных слоев позволяют говорить о том, что отложения накапливались в водной обстановке, практически без или с очень слабым воздействием волнения и течения, но в условиях меняющегося притока взвешенного материала.

Высокая засоленность нижней толщи и хлоридно-натриевый тип засоления, по данным бурения скважин в западной части острова [*Васильчук, Трофимов, 1984; Слагода и др., 2013; Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2015*] и по данным авторов (см. табл. 1), позволяют предположить ее морское происхождение. Это могут быть отложения самой верхней части приливно-отливной зоны, где практически отсутствуют волновые процессы и формируется илистая ровная осушка с тонкими прослоями песков. Второй вариант возможной обстановки осадконакопления – донные отложения ниже области волнового воздействия, где в спокойных гидродинамических условиях без сильных течений накапливались глины и алевриты. Тем не менее для глубоководных отложений в толще слишком велико количество мохового войлока, источник сноса которого не мог быть расположен далеко от места переотложения.

По данным изучения криогенного микростроения нижней толщи [*Слагода и др., 2014б*], отложения в процессе накопления испытывали сингенетическое промерзание, что скорее свидетельствует в пользу гипотезы о накоплении их на приливной осушке. Затем они протаяли, в результате чего образовались неровности кровли, повторяемые нижележащими слоями, и вновь промерзли эпигенетически.

По данным датирования растительного детрита и древесины возраст нижней толщи (по крайней мере ее верхних горизонтов) можно оценить как МИС 3. По-видимому, она сформировалась в результате небольшого (3–4 м) подъема уровня моря, который благодаря малой высоте охватил лишь самую северную и низменную часть Ямала и Гыдана. Если в средней и южной части Ямала и Тазовского полуострова отложения МИС 3 представлены аллювиальными, озерно-болотными, склоновыми и другими континентальными фациями [*Назаров, 2011*], то, к примеру, в районе острова Сибирякова, расположенного примерно на той же широте, что и о. Белый, отмечены очень похожие морские отложения с аллохтонными торфами и намытым растительным войлоком, сформировавшиеся в МИС 3 [*Гусев и др., 2013*]. Существование в течение МИС 3 мелкого моря предполагают и исследователи, изучавшие криогенное строение отложений западного берега Гыданской губы в основании п-ова Явай близ устья р. Еры-Маретаяха [*Облогов и др., 2012*].

Однако в северной части п-ова Явай в прослоях параллельно-слоистых супесей континентального происхождения был обнаружен уже автохтонный торф возрастом, оцененным как конец МИС 3 [*Баранская и др., 2015*]. Он залегает в разрезе более высокой равнины (до 12–15 м) на высоте до 3–4 м над ур. моря. Видимо, она не была затоплена, поскольку, как было показано, предполагается небольшая высота трансгрессии (3–4 м). Возможно, равнины п-ова Явай, как и северной части п-ова Ямал, могли быть источником сноса в морские отложения обломочного материала и намытого мохового войлока.

Происхождение **средней песчаной толщи** вызывает больше вопросов. Общая последовательность осадочных текстур позволяет предположить формирование ее в водной среде. На контакте следы размыва незначительны; выполнение, а не облекание неровностей характерно для водной седиментации. Мелкозернистые параллельно-слоистые пески с намывным растительным войлоком нижних слоев непосредственно над подошвой накапливались при больших скоростях воды без действия волнения. Такая обстановка, в частности, характерна для сублиторальной зоны моря ниже глубины волнового воздействия при постоянных

вдольбереговых течениях. Вверх по разрезу параллельная слоистость, типичная для значительной скорости потока, переходит в слоистость ряби, характеризуя снижение скорости течения.

Мульдообразные промоины, прорезающие косослоистые серии и серии со знаками ряби в средней части толщи, характерны для приливно-отливной зоны. Приливные течения образуют врезы, которые различаются по размерам в зависимости от высоты и скорости прилива. Слоистость восходящей ряби, отмеченная в некоторых обнажениях на западе острова, образовалась в условиях периодического быстрого накопления осадков в водной обстановке. Присутствующая там же флазерная слоистость также указывает на менявшиеся гидродинамические условия: для ее формирования необходимо одновременное присутствие во взвеси ила и песка и чередование относительно спокойных периодов с периодами активного течения.

Исходя из изложенного, совокупность осадочных текстур свидетельствует о накоплении средней толщи в обширном водоеме – озере или море. Повсеместное распространение толщи на всей площади острова и наличие некоторых признаков, свойственных приливно-отливным фациям (мульдообразные каналы врезания), ставят под сомнение озерный генезис. Тем не менее отложения относятся к незасоленным и слабозасоленным. Судя по данным анализа колонок по результатам бурения [*Слагода и др., 2013*], в средней толще по сравнению с нижней повышается содержание бикарбонатов и уменьшается хлоридов, что говорит о пресной обстановке накопления.

Для морского генезиса также необычна очень высокая степень сортированности параллельнослоистого песка, свойственная в основном эоловым отложениям (до 97 % преобладающей фракции мелкого песка). Причем слоистость заметна не из-за разной крупности зерен, а исключительно за счет темного растительного детрита.

Причины отсутствия засоленности или очень низких значений D_{sal} остаются не до конца ясны. Из результатов анализа состава водной вытяжки пляжевых отложений западной части острова (см. табл. 1) следует, что засоленность в современных прибрежно-морских отложениях может существенно колебаться. В пределах одного и того же пляжа в разных шурфах на различной глубине присутствуют как сильнозасоленные, так и незасоленные и слабозасоленные отложения. Они, как и средняя толща береговых обрывов, отличаются хорошей сортированностью (содержание фракции мелкого песка более 80 %). Это подобие, наряду с наличием слабозасоленных и незасоленных песков в современных пляжах, позволяет предположить, что средняя толща сформировалась именно в прибрежно-морской обстановке.

Время ее формирования можно установить по данным датирования торфа. Линзы торфа ^{14}C-возрастом от 8.0 до 9.5 тыс. лет, встречающиеся в песчаной толще, судя по их небольшому размеру и неровному “рваному” характеру контактов, а также облеканию их вышележащими песками, – аллохтонные. Это доказывает и то, что они встречаются в виде отдельных линз, а не протяженных прослоев (см. рис. 4, *з*; рис. 2, т. 355, 358). Пресноводный состав диатомовой фауны в торфе свидетельствует о том, что он формировался не на низких лайдах, а в континентальных условиях, и уже впоследствии был размыт и переотложен, возможно, при подъеме уровня или разрушении берегов моря или другого водоема. В юго-западной части острова описаны прослои торфа очень близкого ^{14}C-возраста: 8580 ± 100 (ИГАН 5009) и 8950 ± 90 (ИГАН 5010) лет [*Артемьева и др., 2016*]. Тем не менее там они перекрывают светлые пески и образуют относительно выдержанный горизонт. Очень близкая датировка (8500 ± 120 лет, ЛУ-1139) получена Ю.К. Васильчуком с соавт. [*1983*]. На о. Сибирякова также описан торф с радиоуглеродным возрастом 8070 ± 130 лет (ЛУ-6152) и 8920 ± 360 лет (ЛУ-6408) [*Гусев и др., 2013*]. Все это свидетельствует о том, что во время климатического оптимума голоцена на о. Белый и севере Гыданского полуострова происходило торфонакопление, а затем торф был размыт и переотложен в виде встреченных в разрезах линз.

Таким образом, нижний предел возможного ^{14}C-возраста средней песчаной толщи – около 8000 лет. Верхняя временная граница ее накопления определяется возрастом перекрывающего автохтонного торфа, образующего выдержанные по простиранию горизонты. Самый древний из них начал формироваться 4510 ± 80 лет назад (ЛУ-8467), причем он встречен практически в одной расчистке с нижележащей линзой торфа ^{14}C-возрастом 8480 ± 100 лет, к югу от т. 802 (см. рис. 2, *Б*; 4, *з*). Соответственно, удается установить временные пределы формирования песчаной толщи, которые охватывают середину голоцена: атлантический период и самое начало суббореального.

Венчающая разрез гетерогенная толща сформировалась в период с 5 тыс. лет назад по настоящее время в условиях суши. Торф и оторфованные суглинки сформировались на увлажненной поверхности низменной равнины. Пески, перекрывающие или фациально замещающие их, имеют эоловый генезис, что подтверждается современными надувами песка на моховом покрове: процесс ветрового переноса песка с широких пляжей на низкую равнину продолжается и сегодня.

Таким образом, *наиболее вероятная последовательность палеогеографических событий*, при-

ведших к формированию новейших отложений о. Белый, выглядит следующим образом.

– *В течение МИС 3* (с которой соотносится каргинское время по региональной шкале) в условиях небольшой (до 3–4 м) локальной трансгрессии, охватывавшей лишь север Ямала и Гыдана в верхней части приливно-отливной зоны накапливались глины, пески и суглинки нижней толщи с растительным детритом.

– В конце МИС 3 уровень моря понизился, и *в течение всей МИС 2* (сартанское время по региональной шкале) предположительно господствовала континентальная обстановка; толща была в мерзлом состоянии, происходило морозобойное растрескивание, формирование ПЖЛ, возможно, эрозия и снос отложений с вершинной поверхности острова.

– *В начале голоцена* произошло потепление и увеличение количества атмосферных осадков, в результате чего накапливался торф возрастом около 8 тыс. радиоуглеродных лет (9–10 тыс. календарных лет). Происходило почвообразование и развитие термокарста по ПЖЛ, большую роль могли играть и эоловые процессы. Уровень моря в это время был еще значительно ниже современного. Отсутствие морских отложений МИС 2 противоречит предположениям о трансгрессии в конце сартанского (МИС 2) времени и последующей регрессии в начале голоцена [*Слагода и др., 2014а*]. Такой ход уровня моря был бы не синхронен с общим послеледниковым подъемом уровня Мирового океана в начале голоцена [*Johnston, Lambeck, 1999*], колебаниями уровня остальных арктических морей и даже Карского моря. Например, по данным анализа колонок донных отложений к западу от Таймыра, около 9300 калиброванных (календарных) лет назад уровень Карского моря достиг палео-изобаты 38–40 м [*Polyakova, Stein, 2004*], т. е. находился значительно ниже современного. На самом острове Белый остались неразмытые автохтонные торфа ^{14}C-возрастом 8580 ± 100 (ИГАН 5009) и 8950 ± 90 (ИГАН 5010) лет [*Артемьева и др., 2016*], что противоречит предположениям о морских обстановках в раннем голоцене.

– Подъем уровня моря, сформировавший среднюю толщу светлых песков, произошел в течение *атлантического или самого начала суббореального времени* (позже 8000 ± 110 и раньше 5150 ± 130 календарных лет, по датировкам торфа). По общим закономерностям изменения уровня моря в Арктике в голоцене можно предположить, что уровень поднялся выше современного именно в конце этого интервала, ближе к 5–6 тыс. лет назад, когда эвстатический подъем уровня Мирового океана замедлился и во многих регионах мира стали проявляться небольшие локальные трансгрессии. Следы подъема уровня моря около 5 тыс. лет назад отмечены и на побережьях южной и центральной части Ямала, где в это время формировались низкие аккумулятивные участки берегов, и в других районах Арктики [*Романенко и др., 2015*]. Причем это не были следы масштабной трансгрессии. Даже в настоящее время благодаря ровной поверхности и малым абсолютным отметкам штормовые нагоны заходят в самый центр острова, о чем говорит обнаружение на вершинных поверхностях свежих бревен плавника. Соответственно, для накопления морских отложений было достаточно подъема уровня моря всего на 2–3 м выше современного.

Проявление подобного небольшого подъема относительного уровня моря могло быть обусловлено и вертикальными движениями земной коры. При отсутствии значительных по своим темпам тектонических движений, суша полуостровов Ямал и Гыданский все же испытывала в течение голоцена общее слабое поднятие со средней скоростью до 1–2 мм/год [*Баранская, 2015*]. В условиях послеледниковой трансгрессии в начале голоцена эвстатический рост уровня моря значительно обгонял эти вертикальные движения и делал их незаметными. Однако около 5 тыс. лет назад рост абсолютного уровня моря стабилизировался, и восходящие перемещения земной коры уже могли оказывать видимое влияние на относительный уровень моря. Гипсометрическое положение о. Белый в осевой, поднятой, части Ямала, а также то, что он и сегодня остается сушей, окруженной со всех сторон морем, несомненно, свидетельствует о наличии некоторого поднятия этого крупного блока по сравнению с соседними. Такое медленное воздымание и могло привести к тому, что голоценовые прибрежно-морские осадки оказались поднятыми над современным уровнем моря.

– После того, как остров Белый стал сушей, в понижениях на равнинной поверхности формировался молодой торф возрастом от 5150 ± 130 календарных лет до современного; основными геоморфологическими и криогенными процессами стали морозобойное растрескивание, рост ПЖЛ, термоабразия, термокарст по ПЖЛ и эоловые процессы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе изучения береговых обнажений восточной и западной части острова Белый установлено, что разрез четвертичных отложений повсеместно состоит из трех толщ. Нижняя из них, песчано-суглинисто-глинистого состава с намытым моховым войлоком, сформировалась в МИС 3 верхней части приливно-отливной зоны мелкого моря. Происхождение средней толщи, представленной светло-серыми и светло-желтыми песками с параллельной слоистостью и слоистостью ряби, спорно, однако несомненно ее накопление в водной обстановке. Наиболее вероятен мор-

ской генезис. Толща сформировалась в голоцене, в промежутке от 9 до 5 тыс. лет назад. Верхняя маломощная толща оторфованных суглинков, торфа и эоловых песков начала накапливаться в континентальных условиях около 5 тыс. календарных лет назад и продолжает формироваться по сей день.

Авторы выражают благодарность начальнику экспедиций "Ямал–Арктика" В.А. Оношко и коллективу экспедиций, а также К.Г. Филипповой и Е.А. Константинову, выполнявшим гранулометрический анализ.

Работы выполнены в рамках госбюджетной темы АААА-А16-116032810055-0 "Геоэкологический анализ и прогноз динамики криолитозоны Российской Арктики", РФФИ (проекты № 16-35-60118 мол_а_дк, 16-45-890076 р_а). Транспорт при полевых работах в 2017 г. обеспечен МЭЦ "Арктика". Лабораторные аналитические работы по датированию частично осуществлялись при финансовой поддержке МЭЦ "Арктика" в рамках лабораторных исследований по результатам экспедиций "Ямал–Арктика–2012, 2013" и частичной поддержке гранта СПбГУ (№ 18.40.68.2017).

Литература

Артемьева З.С., Юртаев А.А., Александровский А.Л., Зазовская Э.П. Органическое вещество погребенной торфяной почвы на острове Белый (Карское море) // Бюл. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева, 2016, вып. 85, с. 36–56.

Artemieva, Z.S., Yurtaev, A.A., Aleksandrovskii, A.L., Zazovskaya, E.P., 2016. The organic matter of the buried peat soils on Bely island (Kara Sea). Bulletin of the V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Iss. 85, pp. 36–56.

Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Регион. геология и металлогения, 2010, № 43, с. 36–47.

Astakhov, V.I., Nazarov, D.V., 2010. The upper Neo-Pleistocene stratigraphy of Western Siberia and its geochronomentric substantiation. Regionalnaya Geologia i Metallogenia, No. 43, 36–47.

Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2015, 24 с.

Baranskaya, A.V., 2015. The role of the latest vertical tectonic movements in the relief formation of the Russian Arctic coasts. Extended abstract of Cand. Sci. (Geogr.) dissertaion. St. Petersburg, 24 pp. (in Russian)

Васильчук Ю.К. Реконструкции палеоклимата позднего плейстоцена и голоцена на основе изотопных исследований подземных льдов и вод криолитозоны // Вод. ресурсы, 1990, № 6, с. 162–170.

Vasil'chuk, Yu.K., 1990. Reconstructions of the late Pleistocene and Holocene paleoclimate on the basis of isotope studies of ground ice and waters of the permafrost zone. Vodnye Resursy, No. 6, 162–170.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // Инж. геология, 2015, вып. 1, с. 50–72.

Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C., 2015. Engineering-geological and geochemical conditions of polygonal landscapes of Bely island (Kara Sea). Inzhenernaya Geologia, Iss. 1, 50–72.

Васильчук Ю.К., Петрова Е.А., Васильчук А.К. Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1983, вып. 52, с. 73–89.

Vasil'chuk, Yu.K., Petrova, E.A., Vasil'chuk, A.C., 1983. Some paleogeographic features of the Holocene of Yamal. Byulleten Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda (Bulletin of the Commission on Quaternary Period Research), Iss. 52, 73–89.

Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. О находках сильноминерализованных повторно-жильных льдов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 8, с. 129–134.

Vasil'chuk, Yu.K., Trofimov, V.T., 1984. On the findings of strongly saline ice wedges. Izvestia AN SSSR, Ser. Geol., No. 8, 129–134.

Генералов П.П., Файбусович Я.Э., Кортосова В.П., Зархидзе В.С., Красножен А.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации (нов. сер.). М-б 1:1 000 000. Лист R-(40)-42 о. Вайгач–п-ов Ямал. Карта плиоцен-четвертичных образований. СПб., Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2000.

Generalov, P.P., Faibusovich, Ya.E., Kortosova, V.P., Zarkhidze, V.S., Krasnozhen, A.S., 2000. The state geological map of the Russian Federation (new series), Scale 1:1,000,000. Sheet R-(40)-42 Vaigach island – Yamal peninsula. Map of Pliocene – Quaternary formations. VSEGEI kartigraficheskaya fabrika, St. Petersburg.

ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М., МНТКС, 2011, 38 с.

GOST 25100-2011 (State Standards). Soils. Classification. MNTKS, Moscow, 2011, 38 pp.

Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Молодьков А.Н., Пушина З.В., Рекант П.В., Степанова Г.В. Четвертичные отложения и палеогеография острова Сибирякова за последние 50 000 лет // Изв. Рус. геогр. о-ва, 2013, т. 145, № 4, с. 65–79.

Gusev, E.A., Anikina, N.Yu., Arslanov, Kh.A., Bondarenko, S.A., Derevyanko, L.G., Molodkov, A.N., Pushina, Z.V., Rekant, P.V., Stepanova, G.V., 2013. Quaternary deposits and paleogeography of Sibiryakov island during the last 50,000 years. Izvestia Russkogo geograficheskogo obshchestva (The Russian Geographical Society Herald), Vol. 145 (4), pp. 65–79.

Данилов И.Д. Плейстоценовые трансгрессии на севере Западной Сибири и в Печорской низменности // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеоиздат, 1970, с. 368–373.

Danilov, I.D., 1970. Pleistocene transgressions in the north of Western Siberia and in the Pechora lowland, in: The Arctic Ocean and its Coast in nthe Cenozoic. Gidrometeoizdat, Leningrad, pp. 368–373. (in Russian)

Каплин П.А. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее / П.А. Каплин, А.О. Селиванов. М., ГЕОС, 1999, 289 с.

Kaplin, P.A., Selivanov, A.O., 1999. Sea-level Changes and Coastal Evolution in Russia: Past, Present, Future. GEOS, Moscow, 289 pp. (in Russian)

Кулаков Ю.Н. Основные черты геоморфологии северной части Западно-Сибирской низменности // Тр. НИИГА, 1959, т. 107, вып. 12, с. 116–126.

Kulakov, Yu.N., 1959. Main features of geomorphology in northern part West Siberian lowland. Trudy NIIGA, 107 (12), 116–126.

Назаров Д.В. Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2011, 24 с.

Nazarov, D.V., 2011. Quaternary deposits in the central part of the West-Siberian Arctic. Extended abstract of Cand. Sci. (Geogr.) thesis. St. Petersburg, 24 pp.

Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Арсланов Х.А. Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море) // Десятая Междунар. конф. по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Тюмень, Печатник, 2012, т. 3, с. 365–369.

Oblogov, G.E., Streletskaya, I.D., Vasiliev, A.A., Gusev, E.A., Arslanov, Kh.A., 2012. Quaternary deposits and geocryological conditions of Gydan Bay (Kara Sea), in: Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost (TICOP): Resources and Risks of Permafrost Areas in a Changing World. Pechatnik, Tyumen, vol. 3, pp. 365–369. (in Russian)

Орехов П.Т., Попов К.А., Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Тихонравова Я.В., Опокина О.Л., Симонова Г.В., Мелков В.Н. Бугры пучения острова Белый в прибрежно-морской обстановке Карского моря // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 1, с. 46–56.

Orekhov, P.T., Popov, K.A., Slagoda, E.A., Kurchatova, A.N., Tikhonravova, Ya.V., Opokina, O.L., Simonova, G.V., Melkov, V.N., 2017. Frost mounds of Bely island in the coastal marine settings of the Kara Sea. Earth's Cryosphere, XXI (1), 41–51.

Полуостров Ямал / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Баду, В.Г. Кудряшов, Н.Г. Фирсов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, 275 с.

Trofimov, V.T., Badu, Yu.B., Kudryashov, V.G., Firsov, N.G., 1975. The Yamal Peninsula. MGU, Moscow, 275 pp. (in Russian)

Романенко Ф.А., Баранская А.В., Ермолов А.А., Кокин О.В. Низкие берега западно-арктических морей // Вопр. географии, 2015, т. 140, с. 275–306.

Romanenko, F.A., Baranskaya, A.V., Ermolov, A.A., Kokin, O.V., 2015. Low coasts of the Western Arctic seas. Problems of Geography, 140, 275–306.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. 2-е изд. перераб. и доп. // Тр. Ин-та геологии Арктики. Л., Водтрансиздат, 1953, вып. 77, 627 с.

Saks, V.N., 1953. The Quaternary period in the Soviet Arctic. Second edition (revised). Trudy Instituta geol. Arktiki. (NIIGAA Proceedings), Vodtransizdat, Leningrad, Iss. 77, 627 pp.

Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Опокина О.Л., Томберг И.В., Ходжер Т.В., Фирсова А.Д., Родионова Е.В., Попов К.А., Никулина Е.Л. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: геокриологическая история и изменения природных условий (Часть 3) // Криосфера Земли, 2014а, т. XVIII, № 3, с. 33–45.

Slagoda, E.A., Kurchatova, A.N., Opokina, O.L., Tomberg, I.V., Khodzher, T.V., Firsova, A.D., Rodionova, E.V., Popov, K.A., Nikulina, E.L., 2014a. Cryostratigraphy of the first terrace in Bely island, Kara Sea: permafrost and climate history (Part 3). Earth's Cryosphere, XVIII (3), 32–43.

Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Попов К.А., Томберг И.В., Опокина О.Л., Никулина Е.Л. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза (Часть 2) // Криосфера Земли, 2014б, т. XVIII, № 1, с. 12–22.

Slagoda, E.A., Kurchatova, A.N., Popov, K.A., Tomberg, I.V., Opokina, O.L., Nikulina, E.L., 2014b. Cryolithologic structure of the first terrace: microstructure and evidence of cryolithogenesis, Bely island, Kara Sea (Part 2). Earth's Cryosphere, XVIII (1), 12–22.

Слагода Е.А., Лейбман М.О., Хомутов А.В., Орехов П.Т. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море (Часть 1) // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 11–21.

Slagoda, E.A., Leibman, M.O., Khomutov, A.V., Orekhov, P.T., 2013. Cryolithologic construction of the first terrace at Bely island, Kara sea (Part 1). Earth's Cryosphere, XVII (4), 11–21.

Соколов В.Н. Северная часть Западно-Сибирской низменности // Четвертичные отложения Советской Арктики / Под ред. В.Н. Сакса, С.А. Стрелкова. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 61–80.

Sokolov, V.N., 1959. Northern part of the West-Siberian lowland, in: Saks, V.N., Strelkov, S.A. (Eds.). Quaternary deposits of the Soviet Arctic. Gosgeotekhizdat, Moscow, pp. 61–80. (in Russian)

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 98–106.

Streletskaya, I.D., Vasiliev, A.A., Oblogov, G.E., Tokarev, I.V., 2015. Reconstruction of paleoclimate of Russian Arctic in the Late Pleistocene–Holocene on the basis of isotope study of ice wedges. Earth's Cryosphere, XIX (2), 86–94.

Bauch, H.A., Mueller-Lupp, T., Taldenkova, E., et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global Planet. Change, 2001, vol. 31, p. 125–139.

Forman, S.L., Ingolfsson, O., Gataullin, V., et al. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quatern. Res., 2002, vol. 57, p. 355–370.

Johnston, P., Lambeck, K. Postglacial rebound and sea level contributions to changes in the geoid and the Earth's rotation axis // Geohpys. J. Intern., 1999, vol. 136, p. 537–558.

Polyakova, Y., Stein, R. Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // Quatern. Res., 2004, vol. 62, p. 256– 266.

Поступила в редакцию
15 декабря 2016 г.

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 16–28 **http://www.izdatgeo.ru**

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

УДК 551.324.82:551.583.7 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(16-28)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ ВКЛЮЧЕНИЙ ВОЗДУХА В РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННОМ ЛЬДУ

В.Я. Липенков

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, 199387, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38, Россия; lipenkov@aari.ru

На основе результатов исследований включений воздуха в ледяных кернах из 22 буровых скважин, пробуренных в Антарктиде и Гренландии, рассмотрены закономерности формирования и эволюции системы газовых включений в рекристаллизационном льду. Разработана полуэмпирическая модель, описывающая зависимость геометрических параметров включений от температуры и скорости аккумуляции снега во время льдообразования. Показана перспективность использования данных о размере и количестве газовых пузырьков во льду для уточнения реконструкций прошлых изменений климата по результатам исследований ледяных кернов.

Газовые включения, рекристаллизационное льдообразование, ледяной керн, реконструкция палеоклимата

HOW AIR BUBBLES FORM IN POLAR ICE

V.Ya. Lipenkov

Arctic and Antarctic Research Institute, 38, Bering str., St. Petersburg, 199397, Russia; lipenkov@aari.ru

Experimental results for 22 ice cores from Antarctica and Greenland provide insights into principal mechanisms that govern the formation and evolution of air bubble systems in polar ice. A semi-empirical model has been suggested to relate the size and number of bubbles in ice with snow accumulation rate and temperature during ice formation. Air bubble sizes and number concentrations can be used for refining paleoclimate reconstructions based on ice core data.

Gas inclusions, polar ice formation, ice core, paleoclimate reconstruction

ВВЕДЕНИЕ

Керны льда, которые добывают в результате бурения полярных ледниковых покровов, рассматриваются в настоящее время как наиболее универсальные и надежные источники количественной информации о прошлых изменениях климата и окружающей среды [*Petit et al., 1999*]. Подавляющая часть палеоклиматических реконструкций, выполненных по керновым данным, основана на результатах геохимических исследований льда и газовых анализов заключенного в нем атмосферного воздуха. В частности, основными источниками информации об изменениях температуры воздуха и скорости аккумуляции снега в Антарктиде в прошлом считаются профили изотопного состава ледяных кернов. Тем не менее реконструкции, сделанные с помощью "изотопного палеотермометра", все еще характеризуются большой неопределенностью и нуждаются в дополнительном подтверждении [*Jouzel et al., 1997; Salamatin et al., 1998*].

Геометрические параметры включений воздуха (газовых пузырьков), захваченных ледяной породой в процессе льдообразования (рис. 1), являются теми количественными генетическими признаками рекристаллизационного льда, которые могут быть использованы для независимой оценки климатических условий прошлого [*Lipenkov et al., 1998; Alley, Fitzpatrick, 1999*]. Первые свидетельства наличия климатического сигнала в экспериментальных профилях газовых пузырьков во льду были получены при исследовании ледяного керна с российской антарктической станции Восток [*Барков, Липенков, 1984*]. В этом керне были обнаружены климатически обусловленные вариации размера и счетной концентрации включений воздуха, которые хорошо коррелировали с данными об изотопном составе льда.

На базе предшествующих разработок [*Липенков и др., 1999; Lipenkov, 2000; Lipenkov, Salamatin, 2014*] и с учетом прогресса, достигнутого в области моделирования уплотнения снежно-фирновых отложений [*Salamatin, Lipenkov, 2008; Salamatin et al., 2009*], в настоящей статье рассматриваются общие закономерности формирования и эволюции

© В.Я. Липенков, 2018

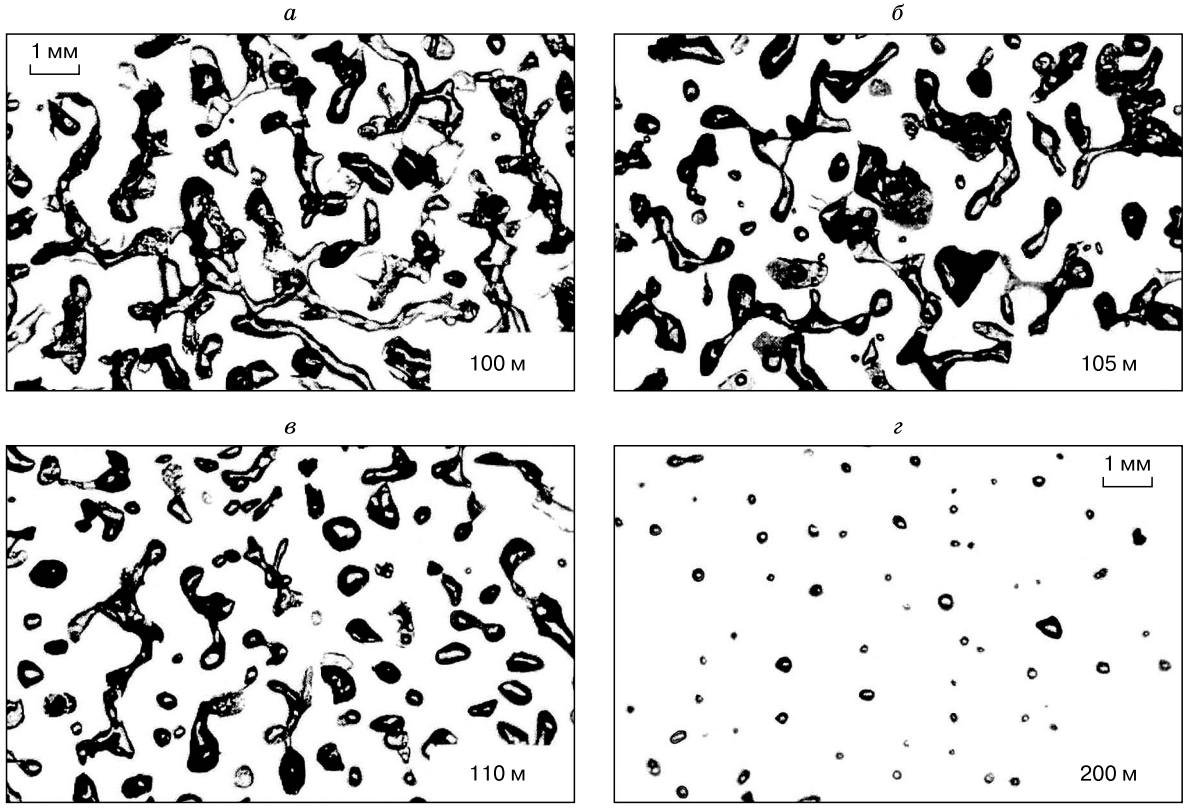

Рис. 1. Поры и включения воздуха в ледяном керне со станции Восток.

а – 100 м, горизонт замыкания фирновых пор и изоляции заключенного в них воздуха от атмосферы по данным о газосодержании льда; *б* – 105 м, глубина замыкания пор по результатам измерения открытой пористости ледяной породы; *в* – 110 м, расшнуровка удлиненных гипогенных включений; *г* – 200 м, изометрические гипогенные включения воздуха; *а*–*в* – автогенные включения в виде маленьких, почти сферических пузырьков; *г* – в виде черных точек.

системы включений воздуха во льду полярных ледников и предлагается усовершенствованная модель зависимости параметров этой системы от условий льдообразования. Для верификации и калибровки модели используется обширный набор экспериментальных данных, включая результаты новых исследований, проведенных автором по кернам шести скважин, пробуренных в различных районах Антарктиды.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Основные геометрические параметры ансамбля газовых включений во льду – счетная концентрация включений и их распределение по размерам. Счетная концентрация N, как правило, выражается количеством пузырьков в 1 г ледяной породы. Размер отдельного включения представляется радиусом эквивалентной ему по объему сферы r, а весь ансамбль характеризуется средним значением $\langle r \rangle$ и стандартным отклонением радиусов $\sigma(r)$ или коэффициентом вариации $s = \sigma(r) / \langle r \rangle$. Заметим, что s одновременно является стандартным отклонением относительных радиусов пузырьков $s = \sigma(r/\langle r \rangle)$ и в случае логнормального распределения пузырьков по размерам (см. ниже) всего на несколько процентов отличается от логнормального стандартного отклонения $\sigma(\ln r)$. Точное соотношение между этими величинами задается формулой $\sigma^2(\ln r) = \ln(1 + s^2)$.

Измерение геометрических параметров включений воздуха обычно производится с помощью бинокулярного микроскопа в ледяных пластинах размером порядка 6 × 8 см и толщиной 2–3 мм, вырезанных параллельно оси керна. Подробное описание стандартной методики количественного анализа включений дано в [*Lipenkov, 2000*]. В последнее время получил развитие метод автоматического количественного анализа воздушных включений по их изображениям на цифровых микрофотографиях [*Ueltzhoffer et al., 2010; Bendel et al., 2013*]. Первые данные, полученные этим методом по кернам станций Конкордия и Конен, согласуются (в пределах экспериментальной погрешности) с результатами измерений автора, использованными в этой работе.

На рис. 2 приведены результаты измерений счетной концентрации пузырьков в ледяных кернах с антарктических станций Восток [*Lipenkov, Salamatin, 2014*], Купол Фуджи [*Ohno et al., 2004*] и Конкордия (настоящая работа). Данные изотопного анализа льда свидетельствуют, что представленные на рис. 2 экспериментальные профили включений воздуха охватывают слои ледниковой толщи, формирование которых происходило при близких к современным условиях в голоцене и в период последнего ледникового максимума (ПЛМ). Малые скорости аккумуляции льда, характерные для Центральной Антарктиды, где расположены эти скважины, объясняют относительно неглубокое залегание ледяных отложений ПЛМ. Благодаря этому зона трансформации газовых пузырьков в клатратные гидраты воздуха залегает здесь глубже толщи льда, отложенной во время терминации последнего оледенения. Это позволяет наблюдать значительное увеличение количества пузырьков во льду ПЛМ, связанное с понижением температуры и скорости аккумуляции снега в период максимального похолодания (см. рис. 2).

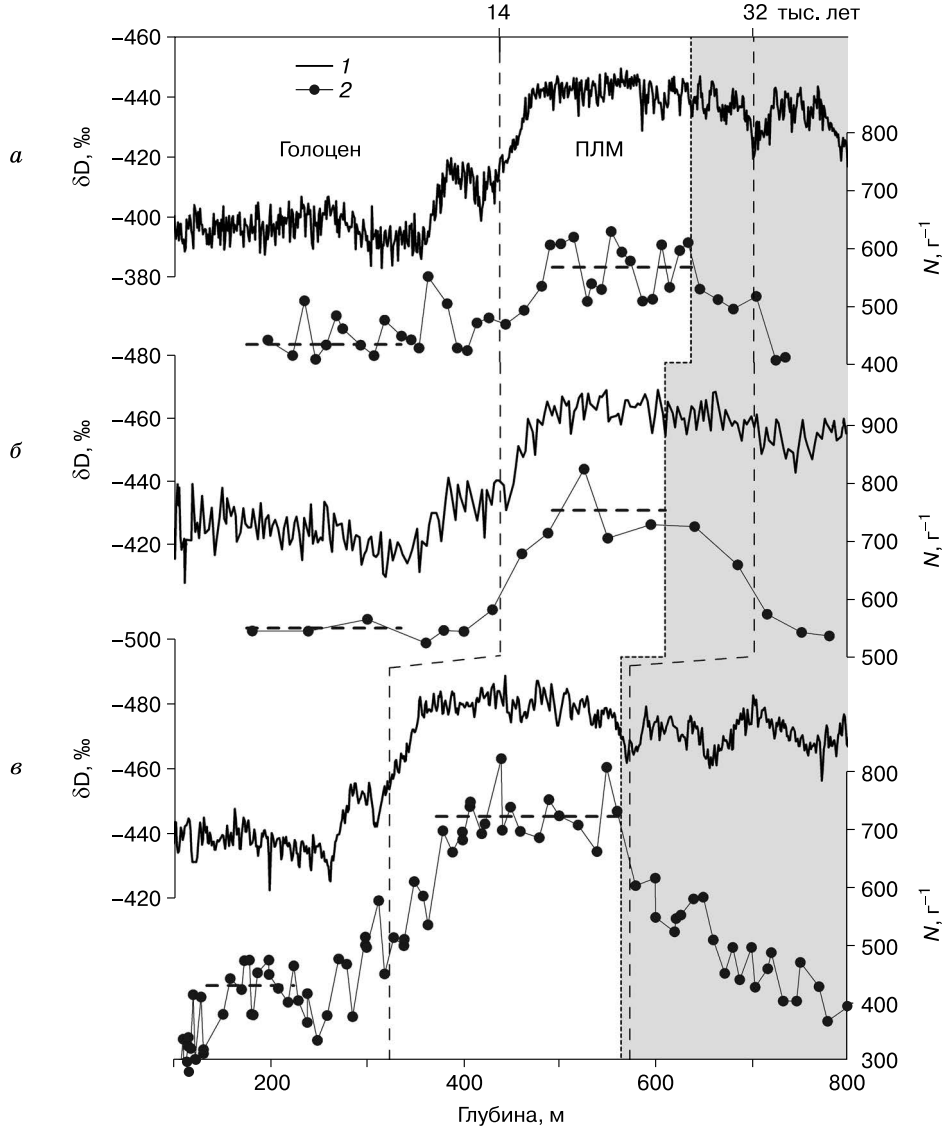

Рис. 2. Изменение по глубине изотопного состава льда δD и счетной концентрации воздушных включений *N* в антарктических кернах со станций Конкордия (*а*), Купол Фуджи (*б*) и Восток (*в*).

1 – содержание дейтерия (δD, ‰) по данным: *а* – [*Jouzel et al., 2007*], *б* – [*Watanabe et al., 2003*], *в* – [*Petit et al., 1999*] (шкалы δD перевернуты); *2* – счетная концентрация включений воздуха (*N*, г$^{-1}$) по данным: *а* – настоящей работы, *б* – [*Ohno et al., 2004*], *в* – [*Lipenkov, Salamatin, 2014*]. Горизонтальные штриховые линии – средние значения *N* в толщах льда, отложенных в современных климатических условиях (голоцен) и в период ПЛМ. Заштрихованная область – зона трансформации газовых включений в клатратные гидраты воздуха. Вертикальные штриховые линии – горизонты ледниковой толщи, соответствующие возрасту льда 14 тыс. лет (середина перехода от ПЛМ к голоцену) и 32 тыс. лет (начало ПЛМ по изотопным данным).

Современные условия льдообразования и характеристики включений воздуха в молодом (голоценовом) льду в 22 пунктах бурения в Антарктиде и Гренландии

Номер	Пункт бурения	Координаты	T, °C	b, г/(см^2·год)	d_s	τ_c^*, лет	τ_c, лет	A_c, мм^2	$\langle r_c \rangle$, мм	s	N, г$^{-1}$	Ошибка N, ($\pm$г$^{-1}$)	Источник данных
1	Дай 3	65°11′ с.ш., 43°49′ з.д.	−20.0	50.0	0.39	–	81	2.26	0.42		300	60	[*Shoji, Langway, 1985*]
2	КМ60	67°05′ ю.ш., 93°19′ в.д.	−20.8	46.3	0.46	78	88	2.26			360	31	[*Липенков и др., 1999*]
3	КМ73	67°12′ ю.ш., 93°17′ в.д.	−21.1	50.0	0.45	90	83	2.16			355	41	[*Липенков и др., 1999*]
4	КМ105	67°26′ ю.ш., 93°23′ в.д.	−24.5	31.4	0.46	131	130	2.32			450	27	[*Липенков и др., 1999*]
5	Беркнер	78°36′ ю.ш., 45°43′ з.д.	−26.0	13.0	0.43	238	268	3.49			239	20	*Настоящая работа*
6	КМ140	67°45′ ю.ш., 93°39′ в.д.	−27.0	40.4	0.48	121	114	1.86	0.40	0.35	345	42	[*Липенков и др., 1999*]
7	Купол Сайпл	81°65′ ю.ш., 148°81′ в.д.	−27.0	10.0	0.42	293	338	3.87			232		*Настоящая работа*
8	Берд	80°00′ ю.ш., 120°00′ з.д.	−28.7	16.0	0.41	251	245	2.70	0.43		250	40	[*Gow, Williamson, 1975*]
9	КМ200	68°15′ ю.ш., 94°05′ в.д.	−30.5	26.4	0.49	175	174	1.93			360	65	[*Липенков и др., 1999*]
10	WAIS	79°28′ ю.ш., 112°05′ з.д.	−31.0	20.2	0.42	–	217	2.14			400	15	[*Fegyveresi et al., 2011*]
11	NGRIP	75°06′ с.ш., 42°19′ з.д.	−31.5	17.5	0.35	–	272	2.40			335	20	[*Kipfstuhl et al., 2001*]
12	GRIP	72°35′ с.ш., 37°38′ з.д.	−31.7	21.2	0.41	220	224	2.09			290	50	[*Pauer et al., 1999*]
13	КМ260	68°46′ ю.ш., 94°28′ в.д.	−33.5	6.9	0.51	455	535	3.39	0.41	0.37	270	52	[*Липенков и др., 1999*]
14	КМ325	69°18′ ю.ш., 95°01′ в.д.	−37.0	14.0	0.49	356	339	1.91	0.38	0.35	380	45	[*Липенков и др., 1999*]
15	КМ400	69°57′ ю.ш., 95°37′ в.д.	−39.9	15.4	0.47	389	342	1.59	0.36	0.33	485	49	[*Липенков и др., 1999*]
16	Купол Талос	72°49′ ю.ш., 159°11′ в.д.	−41.0	8.0	0.40	637	650	2.21			306	33	*Настоящая работа*
17	Конен	75°00′ ю.ш., 00°04′ в.д.	−44.6	6.4	0.37	877	859	2.03			368	49	*Настоящая работа*
18	Комсомольская	74°06′ ю.ш., 97°30′ в.д.	−53.8	6.4	0.36	1256	1141	1.22	0.30	0.38	650	16	[*Липенков и др., 1999*]
19	Конкордия	75°06′ ю.ш., 123°21′ в.д.	−54.5	2.5	0.36	2508	2425	1.86			432	19	*Настоящая работа*
	Конкордия (ПЛМ)							1.37			565	20	*Настоящая работа*
20	Восток	78°28′ ю.ш., 106°48′ в.д.	−57.0	2.1	0.35	3054	3014	1.74	0.33	0.43	430	19	[*Lipenkov, Salamatin, 2014*]
	Восток (ПЛМ)							1.12	0.28	0.37	723	20	[*Lipenkov, 2000*]
21	Купол Фуджи	77°19′ ю.ш., 39°42′ в.д.	−57.3	3.1	0.34	2424	2249	1.39			551	20	[*Ohno et al., 2004*]
	Купол Фуджи (ПЛМ)							1.08			754	60	[*Ohno et al., 2004*]
22	Купол А	80°22′ ю.ш., 77°22′ в.д.	−58.5	2.32	0.41		2933	1.50			567	75	*Настоящая работа*

Примечание. T – температура снега на глубине затухания сезонных колебаний (10–15 м); b – скорость аккумуляции снега; d_s – относительная плотность снега на поверхности ледника; τ_c^*, τ_c – экспериментальное и рассчитанное по уравнению (11) значения возраста ледяной породы на границе фирн–лед соответственно; A_c – расчетный размер ледяных зерен на границе фирн–лед; $\langle r_c \rangle$, s – среднее значение и коэффициент вариации радиусов включений на границе фирн–лед; N – счетная концентрация воздушных включений; ошибка N – удвоенная стандартная погрешность экспериментальных данных. Для станций Восток, Конкордия и Купол Фуджи также приведены значения N и A_c для льда, отложенного в период ПЛМ (см. рис. 2).

Для калибровки модели, описывающей связь геометрических характеристик газовых пузырьков с климатическими условиями, использовались данные о счетной концентрации и размерах включений в молодом (голоценовом) льду в районах с разными условиями льдообразования. Помимо результатов экспериментальных исследований, выполненных автором, в статье использованы все опубликованные к настоящему времени данные о геометрических параметрах включений воздуха в ледяных кернах, добытых в пределах холодной рекристаллизационной зоны льдообразования в Антарктиде и Гренландии. Современные условия льдообразования и характеристики включений воздуха в рассматриваемых 22 пунктах бурения приведены в таблице.

ГИПОГЕННЫЕ И АВТОГЕННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВОЗДУХА

Атмосферный воздух занимает около 10 % объема молодого рекристаллизационного льда. Основная часть его захватывается ледяной породой в ходе закрытия фирновых пор и образования системы гипогенных газовых включений [*Шумский, 1955*]. На полярных ледниках этот процесс завершается – в зависимости от условий льдообразования – на глубине 60–125 м, где возраст льда, отсчитываемый с момента отложения твердых атмосферных осадков на поверхности ледника, может варьировать от нескольких десятков до первых тысяч лет (см. таблицу). Помимо гипогенных включений рекристаллизационный лед содержит значительное количество микропузырьков воздуха, захваченных ледяными зернами во время их роста в снегу и фирне, задолго до завершения изоляции фирновых пор от атмосферы [*Lipenkov, 2000*]. По классификации П.А. Шумского [*1955*] микропузырьки относятся к автогенным включениям. Они легко распознаются в верхней части ледяной толщи благодаря своей локализации в теле зерен льда, малому размеру и округлой, часто сферической форме (см. рис. 1).

Существование двух генераций включений воздуха подтверждается экспериментально установленным бимодальным распределением включений по размерам (рис. 3, *а*), а также результатами прямых измерений давления заключенного в пузырьках газа. Последние показали, что на границе фирн–лед давление газа в гипогенных включениях в среднем на 0.6 МПа меньше давления вмещающего их льда, в то время как в автогенных пузырьках средний перепад давления равен 0.25 МПа [*Lipenkov, 2000*].

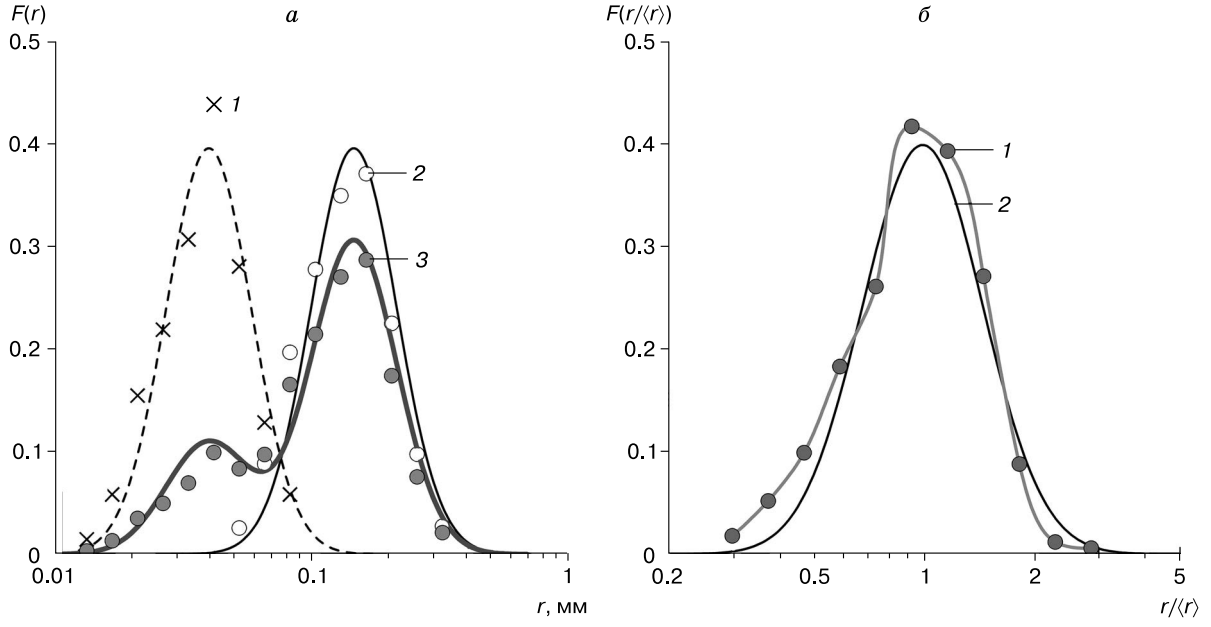

Рис. 3. Распределение включений воздуха по размерам в рекристаллизационном льду.

а – нормированные распределения $F(r)$ автогенных (*1*), гипогенных (*2*) и всех (*3*) включений воздуха по их радиусам в ледяном керне, поднятом на станции Восток с глубины 183 м (по данным измерений 2500 включений); значки – экспериментальные распределения, кривые – соответствующие экспериментальным данным логнормальные распределения и построенное на их основе бимодальное распределение для всех включений; *б* – автомодельное распределение гипогенных включений воздуха по размерам $F(r/\langle r\rangle)$, эмпирически установленное по данным измерений 11 000 включений на различных глубинах в шести пунктах бурения (*1*) и соответствующее ему логнормальное распределение (*2*).
Нормированная функция плотности вероятности определена как $F(x) = dN/(NdX)$, где $X = (\ln x - \langle \ln x \rangle)/\sigma(\ln x)$; x – соответственно радиус (r) или относительный радиус ($r/\langle r\rangle$) пузырьков. Логнормальное распределение задается уравнением $F(x) = (2\pi)^{-0.5} \exp(-X^2/2)$.

По данным исследований ледяных кернов из разных районов Антарктиды, количество микровключений в рекристаллизационном льду, как правило, составляет (20 ± 5) % от общего количества пузырьков. Вместе с тем их вклад в общее газосодержание и пористость ледяной породы не превышает 0.3 %, и, следовательно, роль микровключений в уплотнении пузырькового льда и формировании газового состава заключенного во льду воздуха пренебрежимо мала. В дальнейшем ограничимся рассмотрением только гипогенных включений.

СВЯЗЬ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГИПОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ СО СТРУКТУРОЙ ЛЬДА НА ГРАНИЦЕ ФИРН–ЛЕД

Когда фирн достигает относительной плотности 0.8, его поры похожи на цилиндрические каналы (рис. 4, *а*), расположенные по ребрам ледяных зерен, форма которых близка к форме равновесных, целиком заполняющих пространство полиэдров, подобных тетракаидекаэдрам Кельвина и Вильямсона [*Maeno, Ebinuma, 1983*]. Закрытие пор фирна и изоляция содержащегося в них воздуха от атмосферы происходят в пределах относительно тонкого слоя в леднике, соответствующего диапазону относительной плотности фирна от 0.85 до 0.93 [*Stauffer et al., 1985*]. Представив структуру ледяной породы на этой глубине в виде агрегата монодисперсных полиэдров (ледяных зерен) с цилиндрическими каналами (порами), расположенными по ребрам полиэдров (см. рис. 4, *б*), можно получить простое соотношение, связывающее общую длину каналов в единице массы породы L с длиной ребра полиэдров l:

$$L = y \Big/ \left(\rho_i \varphi_v l^2\right), \qquad (1)$$

где y – число ребер с порами, приходящееся на одно зерно; ρ_i – плотность чистого льда; φ_v – геометрический коэффициент, связывающий объем полиэдра ($\varphi_v l^3$) с длиной его ребра [*Underwood, 1970*].

Пористость c ледяного агрегата связана с геометрическими характеристиками пор соотношением

$$c / (1-c) = \pi r_p^2 L \rho_i , \qquad (2)$$

где r_p – радиус пор.

Известно, что поры близкой к цилиндрической формы, обладающие ненулевой поверхностной энергией Гиббса, нестабильны и имеют тенденцию к разделению на части с образованием изометрических (сферических) включений [*Nichols, Mullins, 1965*]. Причиной этого является градиент кривизны поверхности, который приводит к переотложению вещества на стенках цилиндрических каналов во льду, образованию пережимов и в конечном счете к дезинтеграции (расшнуровке) пор. В зависимости от механизма массопереноса максимальные скорости роста пертурбаций на поверхности пор наблюдаются при разных значениях отношения $\alpha = \lambda / r_p$, где λ – длина волны пертурбаций. Однако во всех случаях для $\alpha > 2\pi$ отмечаются положительные значения скорости роста пережимов. Если механизм образования пережимов связан с диффузией водяного пара, как ожидается при расшнуровке пор фирна [*Maeno, Ebinuma, 1983*; *Alley, Fitzpatrick, 1999*], максимальная скорость роста неровностей отмечается при

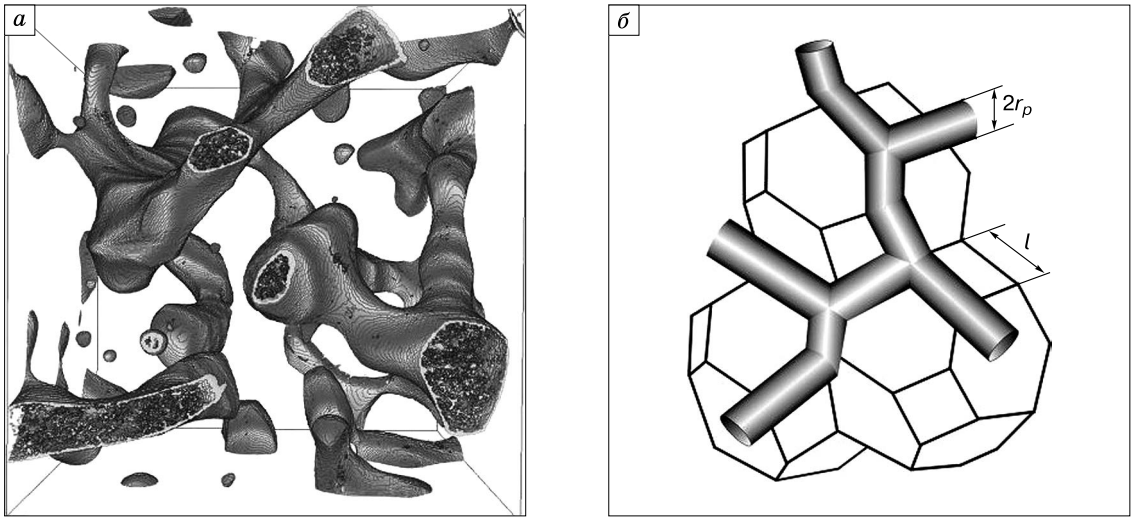

Рис. 4. Трехмерное изображение пор фирна, полученное методом рентгеновской томографии (*личное сообщение Ж.М. Барнола*) (*а*) и принятая в модели упрощенная схема строения льда на границе фирн–лед (*б*).

r_p – радиус пор; l – длина ребра полиэдра.

$\alpha \approx 9$, при условии, что она контролируется скоростью переноса вещества [*Shieh, Evans, 1991*].

Горизонт, на котором завершается закрытие пор и происходит изоляция фирнового воздуха от атмосферы по давлению, принимается за границу между фирном и льдом. В соответствии с этим определением граница фирн–лед залегает на глубине (обозначим ее h_c), где измеренная пористость ледяной породы равна ее газосодержанию, приведенному к температуре льда и атмосферному давлению на этом уровне [*Martinerie et al., 1992*].

Дальнейшая эволюция ансамбля газовых включений глубже h_c заключается в расшнуровке удлиненных пузырьков и релаксационном сжатии всех воздушных включений под действием разницы давлений Δp в матрице льда и захваченном ею воздухе. По определению дезинтеграция включений не меняет их общей объемной концентрации, но приводит к увеличению количества пузырьков воздуха во льду. Этот процесс продолжается до тех пор, пока отношение длина/радиус всех включений не уменьшится до 2π. В керне станции Восток это условие удовлетворяется на глубине 160–170 м (т. е. на 60–70 м глубже границы фирн–лед). Вместе с тем изометрические включения составляют около 50 % от всех пузырьков уже на глубине 105 м и около 80 % на глубине 110 м, в то время как отношение длины к радиусу удлиненных включений, оставшихся на горизонте 110 м, редко превышает 4π (см. рис. 1). Таким образом, дезинтеграция гипогенных включений в основном завершается и их количество во льду фиксируется в пределах первого десятка метров ледяной толщи глубже h_c. Отметим, что в этом узком интервале глубин средний радиус удлиненных включений незначительно (всего на несколько процентов) меньше радиуса пор r_{pc} на границе фирн–лед (см. ниже).

Согласно вышеизложенному, окончательная счетная концентрация изометрических пузырьков во льду N приблизительно равна [*Липенков и др., 1999*]

$$N = L_c / (\alpha r_{pc}), \qquad (3)$$

где α – постоянный коэффициент. Здесь и далее индексом c обозначены значения соответствующих величин на границе фирн–лед.

Для характеристики размеров ледяных зерен в гляциологической практике чаще всего используется средняя площадь их сечения A, которая определяется по результатам измерения сечений зерен в шлифах льда. В монодисперсной системе полиэдров, принятой автором для аппроксимации микроструктуры фирна на глубине h_c:

$$A = \varphi_A l^2,$$

где φ_A – геометрический коэффициент, определяемый типом полиэдра [*Underwood, 1970*]. Используя это соотношение и объединяя уравнения (1)–(3), получаем

$$N = G / A_c^{1.5}, \quad G = \frac{\sqrt{\pi}}{\alpha \rho_i} \left(y \frac{\varphi_A}{\varphi_v} \right)^{1.5} \left(\frac{1 - c_c}{c_c} \right)^{0.5}, \qquad (4)$$

где α – постоянный параметр ($\alpha > 2\pi$), который определяет средний размер и количество образующихся сферических включений при данных пористости c_c и размере зерен A_c на границе фирн–лед.

В первом приближении плотность чистого льда и пористость ледяной породы на границе фирн–лед в рассматриваемом диапазоне температур можно считать величинами постоянными: $\rho_i = (0.922 \pm 0.003)$ г/см^3, $c_c = 0.10 \pm 0.01$. В таком приближении постоянным оказывается и комплексный коэффициент G в (4), причем уравнение (4) представляет собой более строгую формулировку постулированного А. Гау положения о том, что количество и размеры воздушных включений во льду в основном определяются размерами ледяных зерен на границе фирн–лед [*Gow, 1968*].

Теоретические [*Shreve, 1967*] и экспериментальные [*Stehle, 1967*] исследования миграции пузырьков воздуха во льду под действием градиента температуры показали, что этот процесс не может существенно изменить начальную счетную концентрацию включений во льду полярных ледников. При отсутствии значительных деформаций ледникового льда эффекты, связанные как с коалесценцией пузырьков в результате их сближения [*Weertman, 1968*], так и с разделением пузырьков на части в результате неоднородного деформирования соседних зерен льда [*Alley, Fitzpatrick, 1999*], также не оказывают заметного влияния на N. Вероятность слияния пузырьков в результате роста зерен льда мала из-за незначительного размера включений и их быстрого отделения от мигрирующих границ зерен глубже границы фирн–лед [*Gow, 1969*]. Таким образом, есть все основания полагать, что после завершения дезинтеграции включений воздуха на глубине $h = h_d$ количество включений в рекристаллизационном льду остается неизменным вплоть до верхней границы зоны трансформации пузырьков в гидраты воздуха ($h = h_{trans}$). Единственным процессом, изменяющим геометрические параметры системы включений в погружающихся слоях ледникового льда в интервале глубин $h_d < h < h_{trans}$, остается сжатие пузырьков под действием давления вмещающего их льда.

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИПОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ПО РАЗМЕРАМ ПОСЛЕ ЗАВЕРШЕНИЯ ИХ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ

В отличие от принятой автором упрощенной схемы (см. рис. 4, *б*), реальное строение льда на

границе фирн–лед характеризуется значительной изменчивостью размеров ледяных зерен и радиусов пор (см. рис. 4, *а*). В соответствии с этим ансамбль пузырьков воздуха, формирующийся ниже границы фирн–лед, представляет собой полидисперсную и весьма неоднородную по давлению газа систему включений. В основу теоретического анализа эволюции ансамбля газовых включений в интервале глубин $h_d < h < h_{trans}$ была положена модель уплотнения пузырькового льда [*Salamatin et al., 1997; Lipenkov et al., 1997*], сформулированная для монодисперсной системы пузырьков и использованная в данном случае для описания релаксационного сжатия включений, входящих в разные размерные группы. Исследование [*Lipenkov, Salamatin, 2014*] показало: 1) после завершения расшнуровки включений форма их распределения по размерам не изменяется со временем в процессе сжатия пузырьков и, следовательно, коэффициент вариации радиусов включений на любой глубине равен значению этого коэффициента на глубине завершения расшнуровки: $s = s_d$ = = const; 2) ансамбли включений воздуха, формирующиеся в разных условиях рекристаллизационного льдообразования, имеют одно и то же автомодельное распределение пузырьков по размерам, близкое к логнормальному распределению с $\sigma(\ln r) = 0.37 \pm 0.05$, $s = 0.38 \pm 0.05$ (см. рис. 3, *б*).

Однако более подходящим, чем горизонт h_d, уровнем для сравнения ансамблей включений воздуха в разных условиях льдообразования следует считать уровень замыкания пор h_c, так как только здесь, на границе фирн–лед, геометрические параметры системы гипогенных включений не зависят от давления воздуха в пузырьках и полностью определяются размером зерен ледяной породы (см. уравнение (4)).

Для характеристики размеров газовых включений на глубине h_c сложную систему удлиненных, часто разветвленных газовых включений, типичную для этого горизонта (см. рис. 1, *а*), мысленно заменим эквивалентной ей по объему системой сферических пузырьков, которая существовала бы на этой глубине, если бы дезинтеграция включений происходила мгновенно и одновременно с изоляцией пор.

Эта умозрительная система характеризуется такой же объемной концентрацией пузырьков, как и реальная, в то же время счетная концентрация и распределение пузырьков по относительным размерам в ней соответствуют тем, которые ансамбль приобретет после завершения “расшнуровки” всех включений. В работе [*Lipenkov, Salamatin, 2014*] показано, что в стационарных климатических условиях распределение абстрактных сферических пузырьков на границе фирн–лед $F_c(r_c)$ связано с распределением реальных пузырьков $F(r)$ на любой глубине в интервале $h_d < h < h_{trans}$ соотношением

$$F_c(r_c) = F\left(r_c/\zeta\right)/\zeta, \;\; \zeta = \frac{r_c}{r} = \left(\frac{pT_c}{Tp_c}\right)^{1/3}, \qquad (5)$$

где r, T, p – радиус включения, температура и среднее давления воздуха в пузырьках на глубине $h_d < h < h_{trans}$; r_c, T_c, p_c – соответствующие характеристики системы на границе фирн–лед до начала сжатия пузырьков. Давление p рассчитывается по модели уплотнения пузырькового льда [*Salamatin et al., 1997*]. Коэффициент вариации размеров пузырьков на глубине замыкания пор $s_c = s$, а среднее значение радиуса включений равно

$$\langle r_c \rangle = \zeta \langle r \rangle. \qquad (6)$$

На основе этих соотношений и полученных в 8 пунктах бурения льда экспериментальных данных о размерах пузырьков на разных глубинах были определены значения $\langle r_c \rangle$ и s_c, характерные для различных условий рекристаллизационного льдообразования в современную климатическую эпоху (см. таблицу). Существование автомодельного распределения пузырьков по размерам, отвечающего логнормальному закону, означает, что значения $\langle r_c \rangle$, s и N, приведенные в таблице, дают исчерпывающую характеристику геометрических свойств включений воздуха, обусловленных их связью с размерами зерен льда на границе фирн–лед. Относительный объем логнормально распределенных включений воздуха (пористость ледяной породы c) определяется по формуле [*Салтыков, 1976*]

$$\begin{gathered} c/(1-c) = (4/3)\pi \langle r \rangle^3 k^3 N \rho_i, \\ k = \exp\left(\sigma^2 \left(\ln r\right)\right) = 1 + s^2. \end{gathered} \qquad (7)$$

В полном соответствии с (7) имеющиеся в нашем распоряжении данные по размеру и количеству включений во льду (см. таблицу) показывают отчетливую линейную связь (коэффициент детерминации $R^2 = 0.94$) между независимо полученными экспериментальными значениями $1/\langle r_c \rangle^3$ и N. Погрешность оценки $\langle r_c \rangle$ по известному значению N при использовании постоянного значения s = = 0.38 не превышает 3 %; погрешность оценки N по $\langle r_c \rangle$ не превышает 10 % [*Lipenkov, Salamatin, 2014*].

На рис. 5 приведен стационарный голоценовый профиль изменения среднего радиуса включений воздуха $\langle r \rangle$ по глубине в районе станции Восток, рассчитанный по соотношению (6) для начального размера пузырьков $\langle r_c \rangle = 0.33$ мм. Как видно на рис. 5, расчетный профиль систематически отклоняется от измеренных значений (черные кружки) только в зоне расшнуровки пузырьков

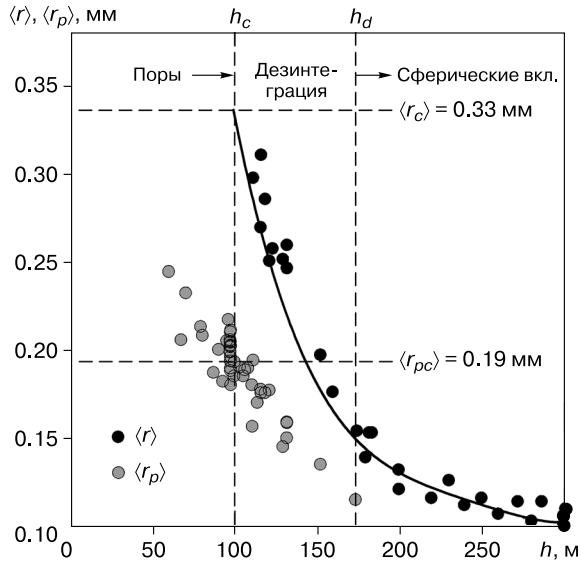

Рис. 5. Изменение по глубине среднего эквивалентного радиуса включений воздуха $\langle r \rangle$ и среднего радиуса цилиндрических пор и включений $\langle r_p \rangle$ в верхней части разреза ледниковой толщи в районе станции Восток.

Кружки – экспериментальные данные; кривая – расчетный профиль $\langle r \rangle(h)$ для начального радиуса $\langle r_c \rangle$ = 0.33 мм, характерного для условий голоцена (пояснения в тексте).

(99–170 м). Незначительность наблюдаемого отклонения подтверждает вывод о том, что расшнуровка пузырьков в основном завершается в пределах первых метров ледяной толщи глубже границы фирн–лед (99–110 м). Измеренные радиусы пор и цилиндрических включений $\langle r_p \rangle$ (серые кружки на рис. 5) всегда меньше среднего эквивалентного радиуса пузырьков $\langle r \rangle$. Однако скорость уменьшения $\langle r_p \rangle$ с ростом глубины меньше скорости уменьшения $\langle r \rangle$, что отражает преимущественное сохранение цилиндрических включений с большим радиусом в процессе дезинтеграции.

Представив мгновенную расшнуровку всех пор на границе фирн–лед, по среднему радиусу пор и включений на этой глубине $\langle r_{pc} \rangle$ = 0.19 мм и $\langle r_c \rangle$ = 0.33 мм можем рассчитать значение параметра α для пузырьков в керне со станции Восток:

$$\alpha = \frac{4}{3}\left(\frac{\langle r_c \rangle}{\langle r_{pc} \rangle}\right)^3 \approx 7.$$

Независимый расчет α, выполненный на основе уравнений (2), (3) и результатов измерений N, дает α ≈ 11.5. Среднее арифметическое этих двух значений равно 9.2 (≈2.9π); оно рассматривается нами как наиболее надежная эмпирическая оценка параметра α. Это значение весьма близко к теоретическому значению (α ≈ 9), которое было получено для случая, когда диффузия водяного пара является основным механизмом замыкания пор [*Shieh, Evans, 1991*]. В целом приведенные выше экспериментальные данные подтверждают обоснованность предложенной нами схематизации процесса формирования ансамбля включений воздуха в рекристаллизационном льду.

ЗАВИСИМОСТЬ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СИСТЕМЫ ГИПОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ВО ЛЬДУ ОТ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Большинство исследователей (см. обзор в [*Thorsteinsson, 1996*]) полагают, что рост зерен льда в фирне подчиняется параболическому закону, согласно которому средняя площадь сечения ледяных зерен A увеличивается линейно с возрастом ледяных отложений τ. В соответствии с этим размер зерен льда на границе фирн–лед (A_c) связан с начальным размером зерен на поверхности ледника (A_s), скоростью роста зерен (k) и общей продолжительностью процесса льдообразования (τ_c) линейным уравнением

$$A_c = A_s + k\tau_c. \qquad (8)$$

Экспериментальные значения k, полученные разными исследователями, показывают строгую корреляцию с температурой фирна, соответствующую классическому уравнению Аррениуса для термоактивируемых процессов:

$$k = k_0 \exp(-Q/\mathrm{R}T), \qquad (9)$$

где Q – энергия активации самодиффузии через межзеренные границы в агрегате льда; R – газовая постоянная; k_0 – предэкспоненциальный множитель; T – температура роста зерен, К. Здесь мы используем значения Q = 46 кДж/моль и k_0 = $= 4.2 \cdot 10^7$ мм^2/год, которые были получены для диапазона температур от –57 до –20 °С по результатам исследований ледяных кернов из 18 пунктов бурения в Антарктиде и Гренландии [*Липенков и др., 1999*]. Собранные в этой работе данные указывают также на наличие слабой зависимости A_s [мм^2] от температуры поверхности ледника (T_s, К), которая может быть описана эмпирическим уравнением

$$A_s = -1.83 + 1.08 \cdot 10^{-2} T_s. \qquad (10)$$

В стационарных климатических условиях $T_s \approx T_c \approx T$, следовательно, уравнения (8)–(10) позволяют оценивать размеры зерен на границе фирн–лед, если известны возраст льда на этой глубине и температура снежно-фирновой толщи.

Время, необходимое для преобразования снега в лед (возраст ледяной породы на границе фирн–лед τ_c), зависит главным образом от темпе-

ратуры снежно-фирновой толщи (T) и скорости аккумуляции твердых атмосферных осадков (b). Простое уравнение, позволяющее рассчитывать τ_c в стационарных условиях рекристаллизационного льдообразования, было получено в работе [*Salamatin, Lipenkov, 2008*] в результате анализа подобия профилей плотности ледяной породы с помощью физической модели уплотнения снежно-фирновых отложений [*Salamatin et al., 2009*]:

$$\tau_c = B\left[\frac{\mu d^n}{\left(g\rho_i b\right)^n}\right]^{1/(1+n)}, \qquad \mu = \mu^* \exp\left[\frac{Q_p}{\mathrm{R}}\left(\frac{1}{T}-\frac{1}{T^*}\right)\right], \tag{11}$$

где d – средняя относительная плотность ($d = \rho/\rho_i$) снежно-фирновых отложений от поверхности ледника до глубины h_c; g – ускорение свободного падения; B – фактор формы профиля плотности; $Q_p \approx 58$ кДж/моль – энергия активации дислокационной ползучести и $\mu^* \approx 21$ МПа^n·год – нелинейная вязкость льда при температуре $T^* \approx 215.7$ К, установленные для показателя ползучести $n = 3.5$.

Значения структурных параметров модели d и B определены в работе [*Salamatin et al., 2009*] для двух типов поверхностных условий на полярных ледниках: 1) $d = 0.709$, $B = 2.76$ при $T_s < -24$ °C и $d_s < 0.42$; 2) $d = 0.745$, $B = 2.40$ при $T_s > -40$ °C и $d_s > 0.38$; в зоне перекрытия условий берутся средние значения указанных параметров.

Значения τ_c и A_c, рассчитанные по уравнениям (8)–(11) для условий льдообразования (T, b, d_s) в 22 рассматриваемых пунктах бурения, приведены в таблице. Заметим, что расчетные значения τ_c незначительно (в среднем на 3 %) занижены по сравнению с имеющимися экспериментальными данными (τ_c^*), что можно объяснить возможной систематической погрешностью оценки средних вековых значений T и b по результатам современных наблюдений. Отметим также, что расчетные значения A_c в таблице соответствуют кубооктаэдрической аппроксимации формы ледяных зерен, которая была принята в [*Липенков и др., 1999*] для унификации экспериментальных данных из различных источников и расчета значений Q и k, используемых в настоящей работе.

На рис. 6, *а* приведен график $N\left(1/A_c^{1.5}\right)$, построенный по расчетным значениям A_c [мм^2] и измеренным значениям N [г$^{-1}$] из таблицы. Линейный характер связи между этими величинами подтверждает форму зависимости количества включений во льду от размера зерен на границе фирн–лед, представленную аппроксимирующим уравнением (4) с постоянным коэффициентом G. При расчете коэффициентов линейной регрессии не учитывались данные, полученные в пункте бурения КМ105, расположенном в поясе стоковых

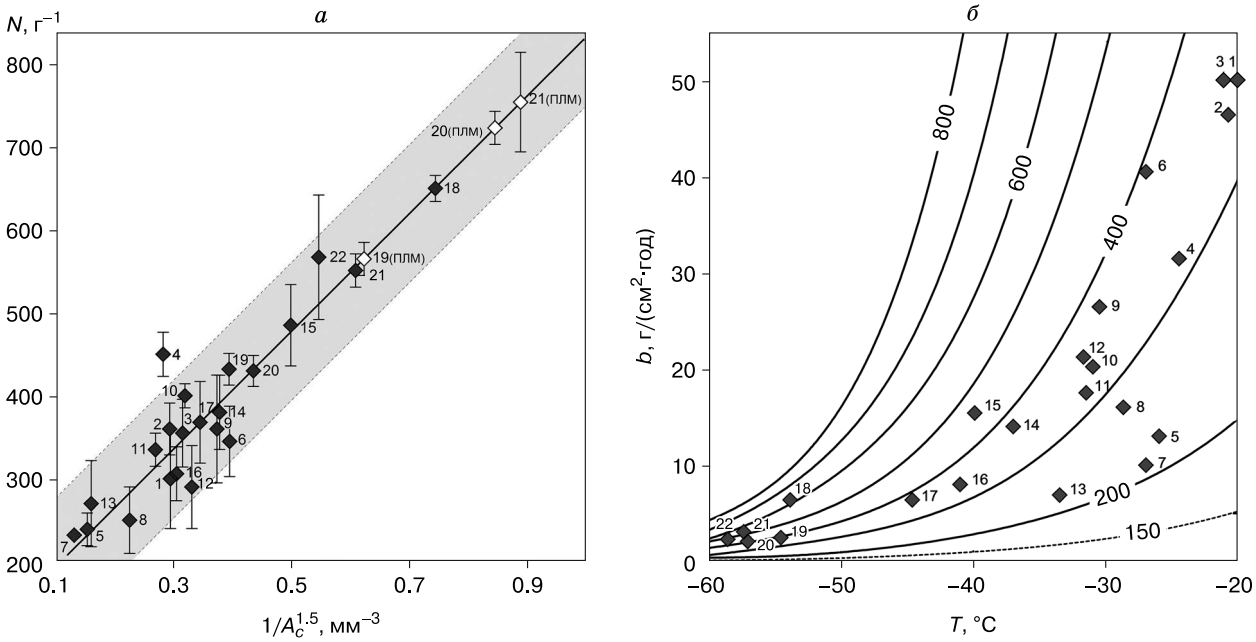

Рис. 6. Связь количества гипогенных включений воздуха во льду с условиями рекристаллизационного льдообразования.

а – зависимость счетной концентрации включений N от размера ледяных кристаллов на границе фирн–лед (A_c); вертикальные линии – погрешности (2σ) экспериментальных значений N (см. таблицу); заштрихованная полоса у линии регрессии – область погрешности (2σ) оценки N по A_c; *б* – номограмма зависимости N от температуры и скорости b аккумуляции снега, при которых происходило льдообразование, рассчитанная по модели (8)–(12).
1–22 – порядковые номера пунктов бурения (см. таблицу).

ветров и характеризующемся необычно высокой для зоны холодного рекристаллизационного льдообразования плотностью поверхностного снега. Без учета этого пункта, по 21 паре значений A_c [мм^2] и N [г$^{-1}$] методом наименьших квадратов получаем

$$N = 123 + 709 \Big/ A_c^{1.5}, \; R^2 = 0.92. \qquad (12)$$

Уравнения (7)–(12) образуют полуэмпирическую модель, связывающую счетную концентрацию пузырьков N и среднее значение радиуса включений на границе фирн–лед $\langle r_c \rangle$ с условиями льдообразования (T, b, d_s).

Отметим, что средние значения счетной концентрации включений во льду последнего ледникового максимума (белые ромбы на рис. 6, *а*), полученные по кернам станций Восток, Купол Фуджи и Конкордия, лишь немного выходят за пределы значений N во льду голоценового возраста. Поскольку климатические условия ПЛМ в Центральной Антарктиде были наиболее холодными для Земли на протяжении по крайней мере последних 800 тыс. лет [*Jouzel et al., 2007*], можно заключить, что установленные коэффициенты калибровочной прямой (12) действительны для всего диапазона условий рекристаллизационного льдообразования, характерного для нашей планеты на этом отрезке ее климатической истории.

Модель (8)–(12) была использована для расчета номограммы, позволяющей оценивать счетную концентрацию гипогенных включений во льду полярных ледников по температуре и скорости аккумуляции снега, при которых происходило льдообразование (см. рис. 6, *б*). Плотность поверхностного снега в этих расчетах принималась постоянной и равной $d_s = 0.4$. Погрешность оценки N по известным значениям T и b определяется шириной заштрихованной полосы на рис. 6, *а*, которая соответствует случайной ошибке $2\sigma \approx \pm 80$ г$^{-1}$.

По средним концентрациям включений воздуха во льду ПЛМ, измеренным в кернах станций Конкордия (565 г$^{-1}$), Купол Фуджи (754 г$^{-1}$) и Восток (723 г$^{-1}$), с помощью модели (8)–(12) были рассчитаны отвечающие им сочетания аккумуляции b и температуры T, при которых могло происходить льдообразование в эту эпоху. Соответствующие кривые $b(T)$ сопоставлены на рис. 7 с результатами палеоклиматических реконструкций, выполненных для времени ПЛМ с помощью традиционного метода интерпретации результатов изотопного анализа ледяных кернов (А1–А4), а также путем согласованной интерпретации изотопных данных и термограмм буровых скважин (В1–В3).

Стандартная практика реконструкции прошлых изменений температуры на поверхности антарктического ледника основана на использовании наблюдаемой в настоящее время пространственной связи между изотопным составом отложенного снега и температурой. В Восточной Антарктиде связь между содержанием дейтерия в снегу и температурой описывается линейной зависимостью с наклоном $\Delta(\delta D)/\Delta T \approx 6$ ‰/°C, который был установлен по данным многочисленных

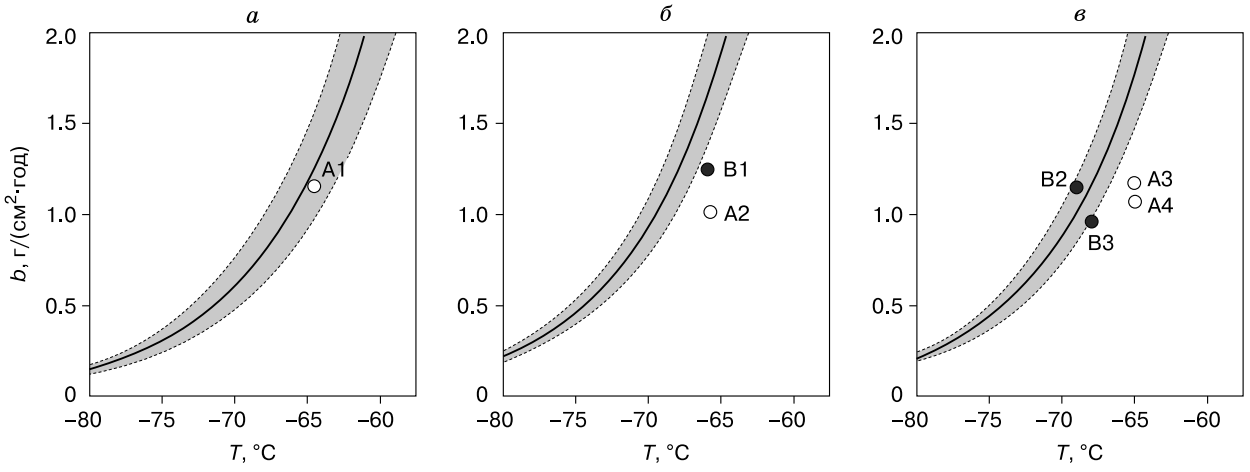

Рис. 7. Сопоставление результатов реконструкции температуры T и скорости аккумуляции льда b во время последнего ледникового максимума в районах станций Конкордия (*а*), Купол Фуджи (*б*) и Восток (*в*) с данными о количестве включений воздуха во льду.

Линия – соотношение между аккумуляцией и температурой, соответствующее средней концентрации включений воздуха во льду ПЛМ (см. рис. 2, таблицу); заштрихованная область у кривой – интервал погрешности 2σ. Белые кружки – результаты реконструкций T и b, основанных на традиционном подходе к интерпретации изотопных данных: А1 – [*Jouzel et al., 2007*], А2 – [*Kawamura et al., 2007*], А3 – [*Petit et al., 1999*], А4 – [*Parrenin et al., 2004*]. Черные кружки – результаты реконструкций, основанных на согласованной интерпретации изотопных данных и термограмм глубоких скважин: В1 – [*Hondoh et al., 2002*], В2 – [*Salamatin et al., 1998*], В3 – [*Tsyganova, Salamatin, 2004*].

походных исследований. Возможность применения этого коэффициента для реконструкции прошлых изменений температуры по данным изотопных анализов ледяных кернов подтверждается результатами расчетов, выполненных с помощью изотопных моделей глобальной циркуляции атмосферы [*Jouzel et al., 1997*]. Изменение скорости аккумуляции снега в прошлом оценивают на основании установленной Г. Робином зависимости количества осадков в Антарктиде от температуры [*Robin, 1977*].

Независимым источником информации о прошлых изменениях температуры поверхности ледника являются термограммы глубоких скважин. Для интерпретации термограмм применяются модели тепломассопереноса в ледниковом покрове, входными данными для которых служат в том числе и реконструированные по изотопным профилям ряды температуры и аккумуляции. Уточнение температурной калибровки изотопного палеотермометра и коррекция палеореконструкций осуществляются путем минимизации отклонения расчетного профиля температуры в леднике от измеренного [*Salamatin et al., 1998*].

Из рис. 7 следует, что результаты совместной интерпретации изотопных профилей ледяных кернов и термограмм буровых скважин в целом лучше согласуются с данными о количестве воздушных включений во льду ПЛМ, чем реконструкции условий ПЛМ, основанные только на изотопных данных. Таким образом, использование геометрических параметров включений воздуха как структурных генетических признаков ледяной породы открывает новые возможности для уменьшения неопределенности результатов палеоклиматических реконструкций по данным ледяных кернов.

ВЫВОДЫ

В ходе исследования был получен большой объем новых экспериментальных данных о счетной концентрации газовых включений в ледяных кернах из шести различных по климатическим условиям районов Антарктиды. Установлены общие закономерности формирования системы газовых включений в рекристаллизационном льду, на основе которых создана полуэмпирическая модель, связывающая размеры и количество газовых включений с условиями рекристаллизационного льдообразования – температурой и скоростью аккумуляции снега. Выведенные соотношения всесторонне проверены и откалиброваны с помощью вновь полученных и ранее опубликованных данных о геометрических характеристиках пузырьков воздуха в 22 пунктах бурения в Антарктиде и Гренландии.

Результаты проведенного исследования закладывают теоретические основы нового метода палеоклиматических реконструкций, основанного на зависимости количества и размера газовых включений в кернах полярных ледников от условий льдообразования. В частности, представляется перспективным совместное использование экспериментальных профилей счетной концентрации пузырьков и палеорядов изменения температуры, восстановленных по данным изотопного анализа ледяных кернов и термограммам буровых скважин, для реконструкции скорости аккумуляции снега в прошлом.

Автор выражает благодарность профессору А.Н. Саламатину за многочисленные обсуждения и ценные советы при подготовке статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант 14-27-00030). Отдельные положения теории формирования и эволюции включений воздуха во льду (инвариантность распределения пузырьков по размеру в стационарных условиях льдообразования) разработаны при выполнении проекта РФФИ (№ 06-05-65174). Необходимые для исследования образцы ледяных кернов с антарктических станций Конкордия, Конен, Беркнер, Купол Талос, Купол Сайпл и Купол А были предоставлены автору по линии российско-французского сотрудничества в рамках Международной ассоциированной лаборатории "Ледниковые архивы данных о климате и окружающей среде".

Литература

Барков Н.И., Липенков В.Я. Количественная характеристика структуры льда в районе станции Восток до глубины 1400 м // Материалы гляциол. исслед., 1984, вып. 51, с. 178–186.

Barkov, N.I., Lipenkov, V.Ya., 1984. Quantitative characterization of ice structure at Vostok station to a depth of 1400 m. Materialy Glaciol. Issled. 51, 178–186.

Липенков В.Я., Рыскин О.А., Барков Н.И. О связи между количеством воздушных включений во льду и условиями льдообразования // Материалы гляциол. исслед., 1999, вып. 86, с. 75–92.

Lipenkov, V.Ya., Ryskin, O.A., Barkov, N.I., 1999. Correlation between the number of air bubbles in ice and ice formation conditions. Materialy Glaciol. Issled. 86, 75–92.

Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. М., Наука, 1976, 248 с.

Saltykov, S.A., 1976. Stereometric Metallography. Nauka, Moscow, 248 pp. (in Russian)

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М., АН СССР, 1955, 492 с.

Shumskiy, P.A., 1955. Fundamentals of Structural Ice Science. AN SSSR, Moscow, 492 pp. (in Russian)

Alley, R.B., Fitzpatrick, J.J. Conditions for bubble elongation in cold ice–sheet ice // J. Glaciol., 1999, vol. 45, No. 149, p. 147–153.

Bendel, V., Ueltzhoffer, K.J., Freitag, J., et al. High-resolution variations in size, number and arrangement of air bubbles in the EPICA DML (Antarctica) ice core // J. Glaciol., 2013, vol. 59, No. 217, p. 972–980.

Fegyveresi, J.M., Alley, R.B., Spencer, M.K., et al. Late Holocene climate evolution at the WAIS Divide site, West

Antarctica: bubble number-density estimates // J. Glaciol., 2011, vol. 57, No. 204, p. 629–638.

Gow, A.J. Bubbles and bubble pressure in Antarctic glacier ice // CRREL Res. Rep., 1968, vol. 249, p. 23.

Gow, A.J. On the rates of growth of grains and crystals in South Polar firn // J. Glaciol., 1969, vol. 8, No. 53, p. 241–252.

Gow, A.J., Williamson, T. Gas inclusions in the Antarctic ice sheet and their glaciological significance // J. Geophys. Res., 1975, vol. 80 (36), p. 5101–5108.

Hondoh, T., Shoji, H., Watanabe, O., et al. Ice age and temperature predictions at Dome Fuji station, East Antarctica // Ann. Glaciol., 2002, vol. 35, p. 384–390.

Jouzel, J., Alley, R.B., Cuffey, K.M., et al. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // J. Geophys. Res., 1997, vol. 102, No. C12, p. 26,471–26,487.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., et al. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years // Science, 2007, vol. 317, p. 793, DOI: 10.1126/science.1141038.

Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., et al. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years // Nature, 2007, vol. 448 (23 August 2007), DOI: 10.1038/nature06015.

Kipfstuhl, S., Pauer, F., Kuhs, W.F., Shoji, H. Air bubbles and clathrate hydrates in the transition zone of the NGRIP deep ice core // Geophys. Res. Lett., 2001, vol. 28, No. 4, p. 591–594.

Lipenkov, V.Ya. Air bubbles and air-hydrate crystals in the Vostok ice core // T. Hondoh (Ed.). Physics of ice core records. Sapporo, Hokkaido Univ. Press, 2000, p. 243–282.

Lipenkov, V.Ya., Duval, P., Hondoh, T., et al. The climate signal in the air-bubble and air-hydrate records obtained from the deep Vostok ice core // EOS: Abstract, 1998, vol. 79, No. 45, Fall Meeting Suppl., p. F152.

Lipenkov, V.Ya., Salamatin, A.N., Duval, P. Bubbly ice densification in ice sheets: II.Application // J. Glaciol., 1997, vol. 43, No. 145, p. 397–407.

Lipenkov, V.Ya., Salamatin, A.N. Steady-state size distribution of air bubbles in polar ice // Лед и снег, 2014, т. 54, № 4, с. 20–31.

Maeno, N., Ebinuma, T. Pressure sintering of ice and its implication to the densification of snow at polar glaciers and ice sheets // J. Phys. Chem., 1983, vol. 87, No. 21, p. 4103–4110.

Martinerie, P., Raynaud, D., Etheridge, D.M., et al. Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice // Earth and Planetary Sci. Lett., 1992, vol. 112, p. 1–13.

Nichols, F.A., Mullins, W.W. Morphological changes of a surface of revolution due to capillarity induced surface diffusion // J. Appl. Phys., 1965, vol. 36, No. 6, p. 1826–1835, DOI: 10.1063/1.1714360.

Ohno, H., Lipenkov, V.Ya., Hondoh, T. Air bubble to clathrate hydrate transformation in polar ice sheets: A reconsideration based on the new data from Dome Fuji ice core // Geophys. Res. Lett., 2004, vol. 31, p. L21401, DOI: 10.1029/2004GL021151.

Parrenin, F., Remy, F., Ritz, C., Siegert, M.J., Jouzel, J. New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core // J. Geophys. Res., 2004, vol. 109, D20102, DOI: 10.1029/2004JD004561.

Pauer, F., Kipfstuhl, J., Kuhs, W.F., Shoji, H. Air clathrate crystals from the GRIP deep core: a number-, size-, and shape-distribution study // J. Glaciol., 1999, vol. 45, No. 149, p. 22–30.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature, 1999, vol. 399, No. 6735, p. 429–436.

Robin, G. de Q. Ice cores and climatic change // Phil. Trans. Royal Soc., 1977, vol. 280, p. 143–168.

Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya. Simple relations for the close-off depth and age in dry snow densification // Ann. Glaciol., 2008, vol. 49, p. 71–76.

Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya., Barkov, N.I., et al. Ice-core age dating and palaeothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica) // J. Geophys. Res., 1998, vol. 103, No. D8, p. 8963–8977.

Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya., Barnola, J.-M., et al. Snow/Firn densification in polar ice sheets / T. Hondoh (Ed.). Physics of ice core records. Sapporo, Hokkaido Univ. Press, 2009, vol. 2, p. 195–222.

Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya., Duval, P. Bubbly ice densification in ice sheets: I. Theory // J. Glaciol., 1997, vol. 43, No. 145, p. 387–396.

Shieh, S.-Y., Evans, J.W. The stability of cylindrical voids and of cylinders subject to closure by viscouse flow or evaporation/condensation // J. Appl. Phys., 1991, vol. 70, No. 6, p. 2968–2972.

Shoji, H., Langway, C.C. Jr. Mechanical properties of fresh ice core from Dye 3, Greenland // Langway C.C.Jr., Oeschger H., Dansgaard W. Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry, and the Environment. Washington, DC, Amer. Geophys. Union, 1985, p. 39–48. (Geophysical Monograph 33.)

Shreve, R.L. Migration of air bubbles, vapor figures, and brine pockets in ice under a temperature gradient // J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, No. 16, p. 4093–4100.

Stauffer, B., Schwander, J., Oeschger, H. Enclosure of air during metamorphosis of dry firn to ice // Ann. Glaciol., 1985, vol. 6, p. 108–112.

Stehle, N.S. Migration of bubbles in ice under a temperature gradient // Ôura H. (Ed.). Physics of Snow and Ice: International Conference on Low Temperature science, 1966: Proc., 1967, vol. 1, Pt. 1. Sapporo, Japan, Instit. Low Temperature Sci., Hokkaido Univ., p. 219–232.

Thorsteinsson, T. Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation // Rep. on Polar Res., 1996, vol. 205, p. 1–145.

Tsyganova, E.A., Salamatin, A.N. Non-stationary temperature field simulation along the ice flow line "Ridge B–Vostok Station", East Antarctica // Материалы гляциол. исслед., 2004, вып. 97, с. 57–70.

Ueltzhoffer, K.J., Bendel, V., Freitag, J., et al. Distribution of air bubbles in the EDML and EDC (Antarctica) ice cores, using a new method of automatic image analysis // J. Glaciol., 2010, vol. 56, No. 196, p. 339–348.

Underwood, E.E. Quantitative steorology. Reading. MA, USA, Addison-Weslet Publ. Co., 1970, 358 p.

Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., et al. Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles // Nature, 2003, vol. 422, No. 6931, p. 509–512.

Weertman, J. Bubble coalescence in ice as a tool for the study of its deformation history // CREEL Res. Rep., 1968, No. 251, 17 p.

Поступила в редакцию
7 марта 2017 г.

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 29–38 **http://www.izdatgeo.ru**

ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

УДК 556.36 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(29-38)

МЕРЗЛОТНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЧАСТКА РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕЖМЕРЗЛОТНОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА В РАЙОНЕ ИСТОЧНИКА ЕРЮЮ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

А.А. Семерня, Л.А. Гагарин, К.И. Бажин

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; gagarinla@gmail.com

Изложены результаты многолетних криогидрогеологических исследований, проводимых сотрудниками Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН в районе одного из круглогодично действующих источников межмерзлотных вод, находящегося на территории Центральной Якутии. На основе анализа данных буровых и геофизических исследований установлены плановые границы межмерзлотного водоносного горизонта, воды которого формируют источник Ерюю. Обработка режимных наблюдений за уровнем подземных вод позволила определить условия аккумуляции и сработки запасов подземных вод, а также установить ведущую роль наледей в гидродинамическом режиме межмерзлотных вод. Выявлены геотермические особенности верхних слоев горных пород, которые могут выступать в качестве поисковых признаков подземных вод на четвертой (бестяхской) надпойменной террасе р. Лена, выражающиеся в совпадении глубины максимального протаивания с глубиной залегания слоя годовых теплооборотов.

Межмерзлотный водоносный горизонт, динамика уровня подземных вод, естественные ресурсы подземных вод, подошва и кровля водоносного горизонта, теплообороты, фильтрационные параметры, аккумуляция запасов подземных вод

CRYOHYDROGEOLOGICAL FEATURES OF THE SITE OF INTRAPERMAFROST AQUIFER DISTRIBUTION AT THE ERUU SPRING AREA (CENTRAL YAKUTIA)

A.A. Semernya, L.A. Gagarin, K.I. Bazhin

Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 36, Merzlotnaya str., Yakutsk, 677010, Russia; gagarinla@gmail.com

The paper presents the results of long-term permafrost and hydrogeological research conducted by Melnikov Permafrost Institute in the area of one of the perennial intrapermafrost springs residing in the territory of Central Yakutia. Spatial boundaries of the intrapermafrost aquifer recharging Eruu spring are determined from the drilling and geophysical survey data. Results of the groundwater level monitoring data processing allowed to define conditions of groundwater accumulation and discharge, as well as to determine the major role of icings (aufeis) in the hydrodynamic regime of intrapermafrost waters. The revealed specific geothermal characteristics of the upper rock layers may serve as indicators of groundwater presence on the fourth (Bestyakhskaya) terrace of the Lena River, which is evidenced by the maximum thaw depth coinciding with the depth of zero annual amplitude.

Intrapermafrost aquifer, groundwater level dynamics, natural resources of groundwater, bottom and top of the aquifer, heat exchange, filtration parameters, accumulation of groundwater resources

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдаемый рост численности населения на территории Центральной Якутии неизбежно ведет к увеличению объемов потребления чистой питьевой воды. В г. Якутске и других крупных населенных пунктах республики для этих целей используются поверхностные воды рек и озер, подземные воды подрусловых и подозерных таликов, реже – воды подмерзлотного типа.

Использование поверхностных вод и вод гидрогенных таликов сопровождается процессом химической и бактериологической водоподготовки. Существует также сезонная проблема в использовании этих вод, когда в период паводка на реках повышается вероятность попадания в питьевые воды бактериологических и химических веществ.

Эксплуатация подмерзлотных вод представляет собой дорогостоящую процедуру, включающую бурение, оборудование и содержание в технически исправном состоянии глубоких водозаборных скважин. Кроме того, подмерзлотные воды в Центральной Якутии в большинстве случаев не соответствуют установленным на территории Российской Федерации нормам и стандартам качества. Все это заставляет искать менее дорого-

© А.А. Семерня, Л.А. Гагарин, К.И. Бажин, 2018

стоящие и более качественные источники водоснабжения.

В Центральной Якутии на правом берегу р. Лена, вдоль подножия четвертой надпойменной террасы на широте от 61°17′ до 62°20′, имеется серия круглогодично действующих крупнодебитных источников подземных вод, приуроченных к межмерзлотным водоносным горизонтам. Их естественные ресурсы, рассчитанные по родниковому стоку, ориентировочно оцениваются в 50 тыс. м^3/сут и более [*Павлова и др., 2012*]. Объемы (до 220 л/с, источник Улахан-Тарын) и качество (минерализация менее 1 г/л) разгружающихся подземных вод позволяют использовать их и для питьевых целей.

Подземные воды межмерзлотного типа, формирующие эти уникальные по своей природе круглогодично действующие источники, ввиду их близкого залегания к поверхности являются весьма восприимчивыми к техногенному воздействию, результатом которого может быть загрязнение или даже истощение продуктивных горизонтов. Поэтому возникает вопрос о детальном изучении мерзлотно-гидрогеологических условий территории, в пределах которой распространены межмерзлотные водоносные горизонты.

В Центральной Якутии Институтом мерзлотоведения им. П.И. Мельникова (ИМЗ) СО РАН на площади развития межмерзлотных вод и на участках их разгрузки уже более полувека ведутся различного рода исследования. Полевые работы включают замеры дебита источников подземных вод, отбор проб воды для химико-аналитических исследований, наблюдения за уровнем и температурой подземных вод, режимом формирования наледей и др. Основные результаты исследований изложены в научно-технических отчетах института, опубликованы в работах [*Шепелев, 1987, 2011; Шепелев и др., 2002; Балобаев и др., 2003; Анисимова, Павлова, 2014*] и др.

Целью данной работы было изучение мерзлотно-гидрогеологической обстановки в области распространения одного из перспективных для водоснабжения межмерзлотного водоносного горизонта, формирующего круглогодично действующий источник Ерюю.

ХАРАКТЕРИСТИКА И КРИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ УЧАСТКА

Четвертая (бестяхская) надпойменная терраса р. Лена расположена на правобережье современной долины реки [*Соловьев, 1959; Иванов, 1984*]. Ширина ее в устьевой части р. Лютенга составляет 2–3 км, на широте Табагинского мыса – 19 км, а у пос. Намцы достигает 31 км. Абсолютные отметки поверхности террасы постепенно понижаются с юга на север от 163 до 140 м [*Соловьев, 1959*]. На поверхности террасы широко распространены выраженные в рельефе песчаные гряды высотой от 2–3 до 10–20 м, долины ручьев и небольших рек, озерные котловины.

Преобладающий тип растительности на изучаемой площади – зрелый сосновый лес со следами свежих, старых и древних пожаров. В понижениях рельефа вблизи ручьев и озерных котловин произрастают лиственничные леса и влаголюбивая кустарниковая растительность. Периодически заболачиваемые участки покрыты кочкарником и разнотравьем. Местами в мезопонижениях встречаются небольшие площади с сухим сосновым лесом, погибшим из-за повышения уровня надмерзлотных вод в наиболее влажные годы.

Площадь исследований находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), мощность которых достигает 300 м и более. Лишь на отдельных участках встречаются сквозные талики. Расположены они в основном под руслами крупных рек и озер. Особенностью бестяхской террасы является широкое развитие надмерзлотно-межмерзлотных, радиационно-тепловых и гидрогенных таликов различной мощности, площади и плановые границы которых до настоящего времени достоверно не установлены [*Анисимова, 1971; Бойцов, 2011*]. Глубина сезонного оттаивания в зависимости от типов ландшафтов в пределах бестяхской террасы р. Лена изменяется от 0.5 до 3.5–4.0 м, а температура многолетнемерзлых пород – от –0.2 до –2.0 °С [*Скрябин и др., 1998*].

Исследуемый участок расположен на бестяхской террасе, на левом берегу р. Тамма в 12 км от ее устья. У подножия песчаных отложений террасы имеется круглогодично действующий наледеобразующий источник межмерзлотных вод Ерюю (рис. 1). Объемы образуемой им наледи достигают 200 тыс. м^3 [*Семерня, Гагарин, 2015*]. Средний многолетний дебит источника (с 1964 по 2014 г.) составляет 41 л/с при 90%-й обеспеченности в 31 л/с. Величина естественных ресурсов водоносного горизонта, к которому он приурочен, оценена по объему наледного питания и варьирует от 893 до 1154 м^3/сут [*Шепелев, 1975; Семерня, 2016*].

Подземные воды исследуемого межмерзлотного водоносного горизонта, формирующие источник Ерюю, циркулируют в мелко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песках, местами захватывая коренные мелко- и крупнозернистые песчаники юрского возраста.

Первые сведения об условиях распространения изучаемого водоносного горизонта появились в 1976 г. Тогда режимным отрядом ИМЗ СО АН СССР на основе рекогносцировочных наблюдений, буровых, опытно-фильтрационных и гидрохимических работ были получены сведения о глубинах залегания кровли и подошвы водоносного

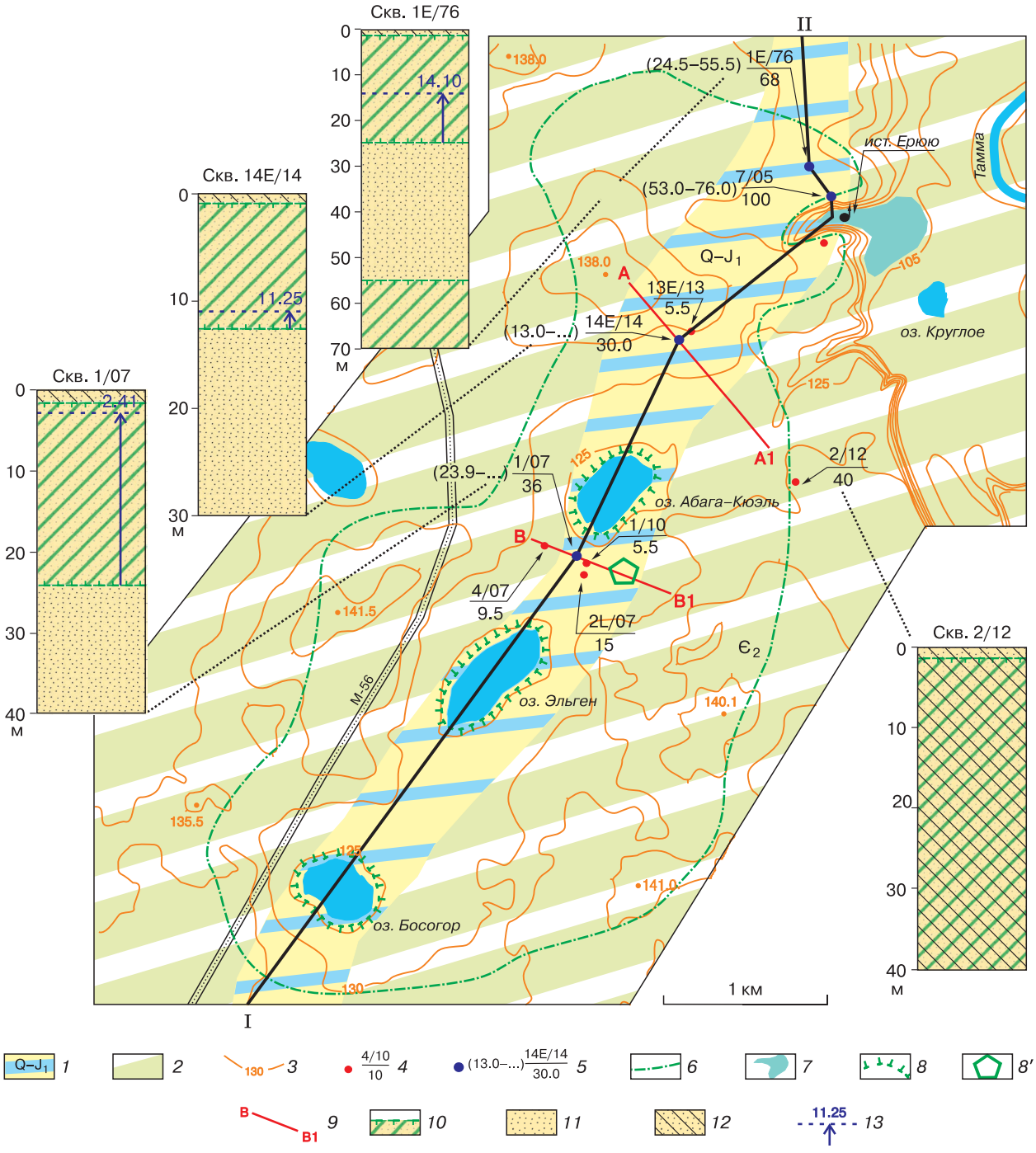

Рис. 1. Гидрогеологическая карта участка исследований.

1 – межмерзлотный локально-водоносный комплекс четвертичных–нижнеюрских отложений (пески, песчаники, алевролиты); *2* – среднекембрийский субкриогенный водоносный комплекс (известняки, доломиты); *3* – горизонтали (высота сечения 5 м); *4* – скважина, не вскрывшая межмерзлотные воды (в знаменателе – номер скважины/год бурения, в числителе – глубина скважины); *5* – гидрогеологическая скважина (в знаменателе – номер скважины/год бурения, в числителе – глубина скважины, перед дробью интервал вскрытия водоносного горизонта); *6* – контур водосборной площади серии озер Эльген, Абага-Кюэль, Босогор; *7* – наледная поляна источника Ерюю; *8* – предполагаемые контуры подозерных таликов (бергштрих направлен в сторону многолетнемерзлых пород); *8′* – участок распространения субаэральной таликовой области (вне масштаба); *9* – геофизические профили; *10* – многолетнемерзлые породы (бергштрих направлен в сторону промороженной толщи); *11* – водонасыщенные песчаные отложения; *12* – сезонноталый слой; *13* – глубина залегания напорного уровня межмерзлотного водоносного горизонта.

горизонта, оценены некоторые его фильтрационные параметры (коэффициент фильтрации и водопроводимости), установлена площадь водосбора, составляющая 26.5 км^2. Самый важный результат проведенных работ – установление области питания водоносного горизонта. Согласно данным химико-аналитических исследований, инфильтрация воды в водоносный горизонт осуществляется через водопоглощающие гидрогенные талики, развитые под озерами Абага-Кюэль, Эльген и Босогор [*Шепелев, 1976; Анисимова, 1981; Шепелев, Ломовцева, 1981*].

Разгрузка подземных вод происходит в виде потоков восходящего и нисходящего типа в корытообразном распадке, врезанном в пески бестяхской террасы на глубину от 15 до 35 м и находящемся в 1.5 км к северо-востоку от области питания. В области разгрузки проявляются термосуффозионные процессы, связанные с выносом песка из межмерзлотного водоносного горизонта напорными подземными водами. Подобные процессы характерны для бестяхской террасы р. Лена [*Гагарин и др., 2016*].

В 1976 г. начаты регулярные наблюдения за химическим составом разгружающихся вод, которые продолжаются и сегодня. Результаты аналитических исследований отбираемых проб воды свидетельствуют о стабильности химического состава подземных вод за многолетний период (более полувека). Родниковые воды имеют гидрокарбонатный натриевый состав, а их минерализация в зависимости от сезона года варьирует от 0.2 до 0.6 г/л.

МЕТОДИКА КРИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения современных криогидрогеологических условий в области формирования межмерзлотного водоносного горизонта с 2007 г. проводятся комплексные исследования, включающие буровые, геофизические, геотермические и гидрогеологические работы. На территории пробурены четыре гидрогеологические скважины глубиной от 30 до 100 м (см. рис. 1).

В области разгрузки, над одним из выходов подземных вод расположена разведочная гидрогеологическая скважина 7/05 глубиной 100 м. При ее бурении с глубины 62.4 м были вскрыты коренные породы раннеюрского возраста, представленные песчаниками и алевролитами. Их перекрывают мелко- и среднезернистые пески четвертичного возраста, подстилающиеся пачкой гравийно-галечниковых отложений мощностью около 2.5 м. Межмерзлотный водоносный горизонт вскрыт здесь в интервале 53.0–76.0 м. Ниже залегают мерзлые крупно- и мелкозернистые песчаники юрского возраста с температурой –0.1...–0.2 °С.

В зоне транзита, протяженность которой более 1.5 км, пробурены две скважины. В одной из них (скв. 14Е/14) талые породы зафиксированы на глубине 13 м, их подошва не была вскрыта при глубине заложения скважины 30 м. Скважина оборудована автоматической станцией регистрации температуры и уровня подземных вод. Замеры проводятся круглогодично каждые 3 часа.

Вторая скважина (1Е/76) глубиной 67 м вскрыла межмерзлотный водоносный горизонт в интервале глубин 24.5–55.4 м. Впоследствии скважина была переоборудована в геотермическую. Измерения температуры пород проводятся в ней 1 раз в квартал.

В области питания, между озерами Эльген и Абага-Кюэль, по данным бурения гидрогеологической скважины 1/07 глубиной 30 м, водоносные породы залегают на глубине 23.9 м. Скважина из талых пород не вышла.

Три скважины глубиной от 10 до 40 м, пробуренные в районе исследований, полностью пройдены в многолетнемерзлых породах, что свидетельствует о не повсеместном распространении межмерзлотного талика.

Для уточнения плановых границ межмерзлотного водоносного горизонта в области его питания и транзита в 2014 г. были проведены геофизические исследования методом электромагнитной томографии. Работы проводились с использованием многоканальной, многоэлектродной электроразведочной аппаратуры Syscal-Pro. Всего было выполнено два профиля общей протяженностью более 2.1 км.

Геотермические наблюдения на площади работ проводятся ежеквартально по семи скважинам. Глубина геотермических скважин составляет от 5.5 до 40.0 м. Измерения температуры грунтов по глубине проводятся с шагом замеров: первые 5 м – через 0.5 м, с 5 до 15 м – через 1 м и далее через каждые 5 м. Одна из скважин (скв. 2L) оборудована станцией автоматической регистрации температуры пород с фиксацией данных через каждые 3 часа.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ

В ходе буровых работ установлено, что межмерзлотный водоносный талик распространен локально, а его кровля залегает на разных глубинах. Так, вблизи участка разгрузки подземных вод глубина залегания водоносных пород составляет 53.0 м (скв. 7/05), а мощность обводненных отложений 23.0 м, из них 13.6 м сложены породами юрского возраста. В этом же месте отмечена максимальная величина напора подземных вод – 38.8 м. Минимальная мощность ММП (13.0 м), перекрывающих талик, отмечена в области транзита межмерзлотных вод (скв. 14Е/14) при величине напо-

Результаты химико-аналитических исследований проб воды

Место и дата отбора пробы	pH	Eh	Электропроводность	Единицы измерения	Содержание катионов					Содержание анионов							Жесткость общая	Сумма минер. веществ	Ba^{2+}	Li	Sr^{2+}	F^-	HPO_4^-
					Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	NH_4^+	HCO_3^-	CO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_2^-	NO_3^-								
Оз. Эльген	8.44	506	570.0	мг/л	9.1	7.5	88.0	1.0	0.4	241.6	14.3	0.1	30.1	0.3	0.4		271.9	0.0	0.0	0.1	1.4	0.2
07.09.2016				мг-экв./л	0.5	0.6	3.8	0.0	0.0	4.0	0.5	0.0	0.8	0.0	0.0	1.1						
				% (мг-экв./л)	9.1	12.4	77.3	0.5	0.6	74.7	9.0	0.0	16.0	0.1	0.1							
Оз. Абага-Кюэль	7.07	468	400.0	мг/л	11.3	5.0	28.0	1.2	0.4	116.0	0.0	0.2	20.9	0.0	0.5		125.4	0.1	0.0	0.1	1.3	0.2
07.09.2016				мг-экв./л	0.6	0.4	1.2	0.0	0.0	1.9	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	1.0						
				% (мг-экв./л)	25.1	18.1	54.1	1.4	1.3	76.0	0.0	0.1	23.5	0.0	0.3							
Ист. Ерюю	6.96	475	300.0	мг/л	11.2	4.7	23.0	1.2	0.3	106.3	0.0	0.8	10.9	0.0	3.0		108.2	0.0	0.0	0.1	0.7	0.2
07.09.2016				мг-экв./л	0.6	0.4	1.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.9						
				% (мг-экв./л)	28.0	19.2	50.2	1.5	1.1	82.4	0.0	0.8	14.5	0.0	2.3							
Скв. 14Е/14	7.71	307	400.0	мг/л	12.6	9.9	39.0	2.8	0.1	145.0	0.0	2.6	30.1	0.0	6.0		175.6	0.1	0.0	0.1	0.6	0.2
07.09.2016				мг-экв./л	0.6	0.8	1.7	0.1	0.0	2.4	0.0	0.1	0.8	0.0	0.1	1.4						
				% (мг-экв./л)	19.5	25.4	52.7	2.2	0.1	70.3	0.0	1.6	25.2	0.0	2.9							

Исполнители: Л.Ю. Бойцова, О.В. Шепелева (лаборатория подземных вод и геохимии криолитозоны Институт мерзлотоведения СО РАН).
Дата анализа: 13.10.2016 г.

ра подземных вод 1.75 м. Максимальная же вскрытая мощность талика была зафиксирована в скв. 1Е/76 – 30.9 м при величине напора подземных вод 10.4 м.

По результатам одиночных пробных откачек в скважинах были определены значения коэффициента водопроводимости T водоносного горизонта (T = 100–111 м^2/сут) и удельного дебита q скважин (q = 0.8–1.1 л/(с·м)). На основе многолетних режимных наблюдений за дебитом источника подземных вод Ерюю рассчитан коэффициент пьезопроводности (уровнепроводности) водовмещающих пород, который составил $1.02 \cdot 10^3$ м^2/сут [*Семерня, 2016*].

Результаты химико-аналитических исследований проб воды, отобранных из озер, скважин и из источника подземных вод Ерюю, свидетельствуют о том, что химический тип воды не изменяется от области питания до области разгрузки и является стабильным гидрокарбонатно-натриевым (см. таблицу).

При интерпретации геофизических данных были выявлены плановые границы талика (рис. 2) и сделаны следующие заключения.

1. В пределах исследуемого разреза диапазон измеренных удельных электрических сопротивлений (УЭС) находится в пределах 50–50 000 Ом·м. Водоносные талые пески, согласно нашим опытным данным и данным предыдущих исследователей [*Баулин и др., 1984; Захаренко и др., 2012*], имеют диапазон УЭС 50–2000 Ом·м. Высокотемпературные мерзлые пески (–0.2 °С) находятся в диапазоне УЭС 2000–10 000 Ом·м, а высокольдистые пески – 10 000–50 000 Ом·м.

2. В области транзита межмерзлотных вод (профиль А–А1) водоносный горизонт имеет вытянутую форму шириной около 650 м. Кровля водоносного горизонта залегает на глубинах от 13 до 30 м. Его подошву методом геоэлектрической томографии зафиксировать не удалось.

3. В области питания межмерзлотный водоносный горизонт (профиль В–В1) имеет также вытянутую форму при ширине около 500 м. Кровля его залегает на глубине от 0 до 24 м. В 150 м к востоку от линии простирания озер Эльген и Абага-Кюэль обнаружена субаэральная таликовая зона, через которую, вероятно, происходит питание межмерзлотного водоносного талика водами надмерзлотного стока. Глубина залегания подошвы водоносного горизонта на данном участке также не установлена.

Формирование субаэрального талика между озерами Эльген и Абага-Кюэль не единично. В пределах бестяхской террасы р. Лена в районе источника подземных вод Улахан-Тарын, расположенного в 15 км севернее источника Ерюю, зафиксировано образование подобной субаэральной талой зоны [*Гагарин, 2015*]. По мнению авторов, ее

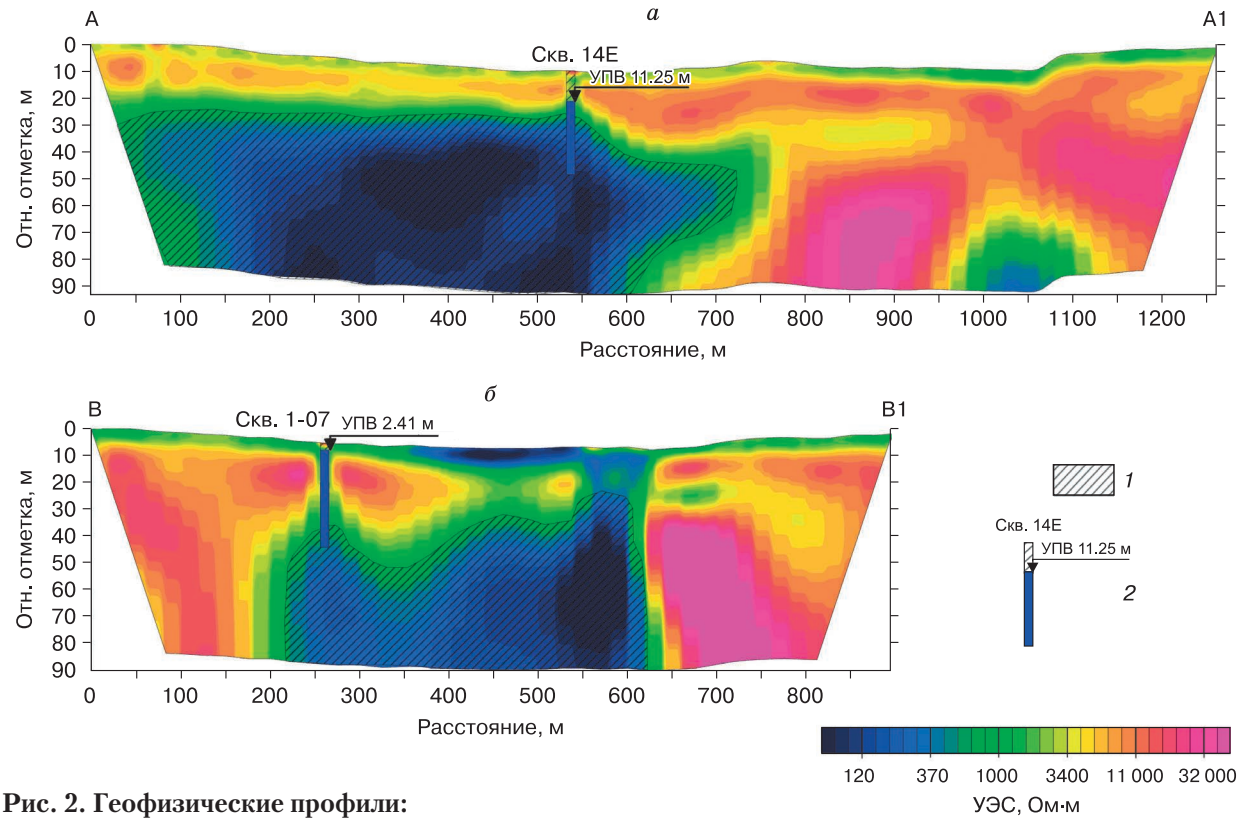

Рис. 2. Геофизические профили:

а – в области транзита (линия А–А1 на рис. 1); *б* – в области питания (линия В–В1 на рис. 1); *1* – водоносный горизонт; *2* – скважина и ее номер (УПВ 11.25 м – уровень подземных вод и его значение).

формирование связано с интенсивным выпадением летних атмосферных осадков за сравнительно короткое время, значительно пополняющих влагозапасы сезонноталого слоя (СТС). При этом надмерзлотный сток существует в течение всей зимы, а сезонное промерзание ограничивается 2.0–2.5 м, обеспечивая зимний напор в этом водоносном горизонте величиной 0.5 м.

На основе новой криогидрогеологической информации была построена гидрогеологическая карта, на которой отражены плановые границы распространения межмерзлотного водоносного горизонта (см. рис. 1) и криогидрогеологический разрез изучаемой территории (рис. 3). Отмечено, что максимальная мощность межмерзлотного водоносного горизонта (более 50 м), согласно данным геофизических исследований, отмечается в областях питания и транзита подземных вод.

Вытянутую форму межмерзлотного талика можно объяснить тем, что он представляет собой погребенный эоловыми песками подрусловой надмерзлотный талик древней гидросети, некогда развитой на бестяхской террасе р. Лена. Подобная гипотеза формирования межмерзлотных вод на территории Центральной Якутии детально изложена в работе А.А. Галанина [*2015*] и заключается в относительно быстром погребении под активными дюнными комплексами надмерзлотных подозерных и подрусловых таликов каргинского термохрона с последующей их консервацией сухими песками, характеризующимися крайне низкой теплопроводностью, что способствует сохранению таликов в условиях отрицательных средних годовых температур воздуха.

По данным, полученным со станции автоматической регистрации уровня подземных вод, установленной в скв. 14Е/14, амплитуда его колебаний в годовом цикле составляет 0.54 м. Максимальное значение глубины залегания уровня (11.21 м) наблюдалось 29.04.2015 г., а минимальное (11.75 м) – 18.08.2015 г. (рис. 4). Незначительная амплитуда колебаний в годовом цикле, вероятно, связана с наличием участков постоянного питания и разгрузки подземных вод.

Анализируя полученный график динамики уровня подземных вод, можно выделить три периода.

Начало первого периода (см. рис. 4, I) соответствует переходу среднесуточной температуры воздуха через 0 °С в отрицательную сторону. С октября до конца марта на участке естественной разгрузки подземных вод формируется наледь [*Се-*

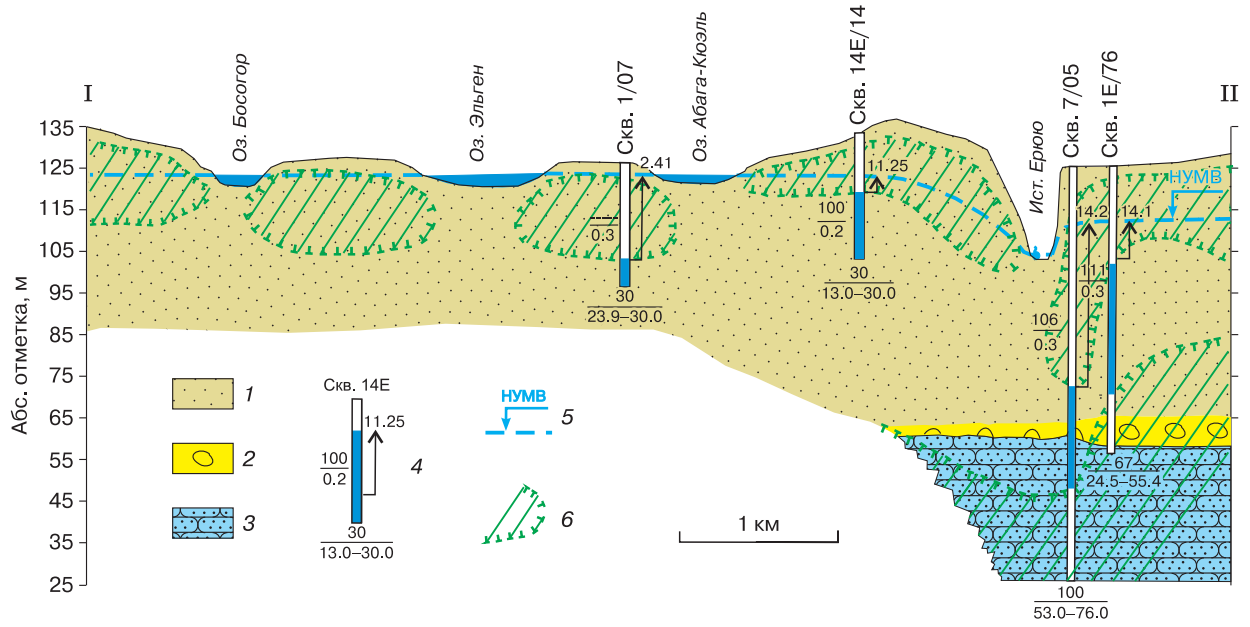

Рис. 3. Криогидрогеологический разрез исследуемой территории (линия I–II на рис. 1).

1 – аллювиальные пески кварц-полевошпатовые мелко- и среднезернистые, мавринская свита ($alQ_{II}^{3}mv$); *2* – аллювиальные гравийно-галечниковые отложения изверженных и осадочных пород, бестяхская свита ($alQ_{I}^{1-5}bs$); *3* – песчаники мелко- и крупнозернистые с прослоями алевролита (J_1); *4* – гидрогеологическая скважина (вверху – номер, внизу – глубина скважины/интервал вскрытия водоносного горизонта, справа – глубина залегания статического уровня, слева – в числителе коэффициент водопроводимости ($м^2$/сут), в знаменателе – минерализация (г/$дм^3$)); *5* – напорный уровень межмерзлотных вод; *6* – многолетнемерзлые породы (бергштрих направлен в сторону промороженной толщи).

мерня, 2016]. Повышение уровня подземных вод связано с ростом гидростатического давления в водоносном горизонте вследствие частичного промерзания естественных участков разгрузки подземных вод и началом формирования наледи.

Второй период (см. рис. 4, II) начинается в конце марта и продолжается до освобождения выходов подземных вод от наледного льда (вторая половина мая). Резкое понижение уровня подземных вод в конце марта соответствует началу интенсивного растрескивания ледяных бугров пучения, формирующихся вдоль основного русла ручья, и активным излиянием воды через формируемые трещины. Растрескивание бугров в этот период обусловлено максимальной величиной гидростатического давления в водоносном горизонте. В период перехода средней суточной температуры воздуха через 0 °С в сторону положительных значений (с 23 по 27 апреля) наблюдаются максимальные амплитуды колебаний уровня подземных вод (до 0.32 м). Объяснить это можно тем, что во время дневных весенних оттепелей происходит оттаивание льда на участках выходов подземных вод, а в ночные заморозки они опять покрываются льдом, затрудняя естественную разгрузку, вследствие чего вновь происходит повышение гидростатического давления в водоносном горизонте и, соответственно, подъем уровня воды в скважине.

Третий период (см. рис. 4, III) наступает во второй половине мая и продолжается до конца августа–начала сентября. Характеризуется он сни-

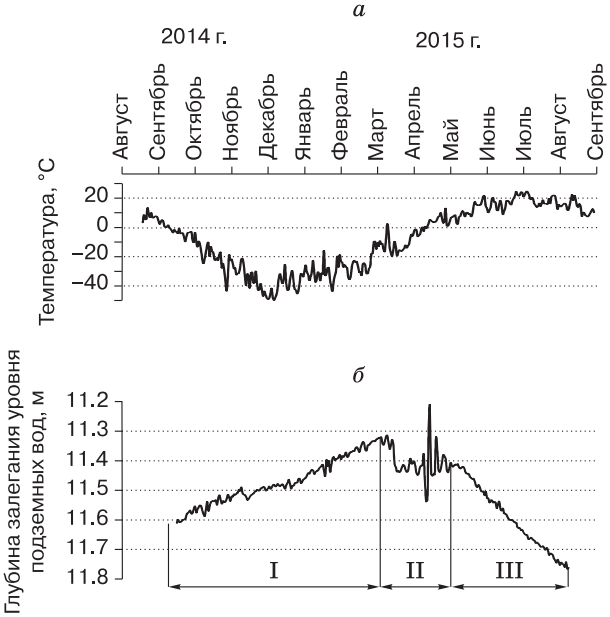

Рис. 4. Динамика средней суточной температуры воздуха и уровня подземных вод.

I–III – периоды изменения уровня (пояснения в тексте).

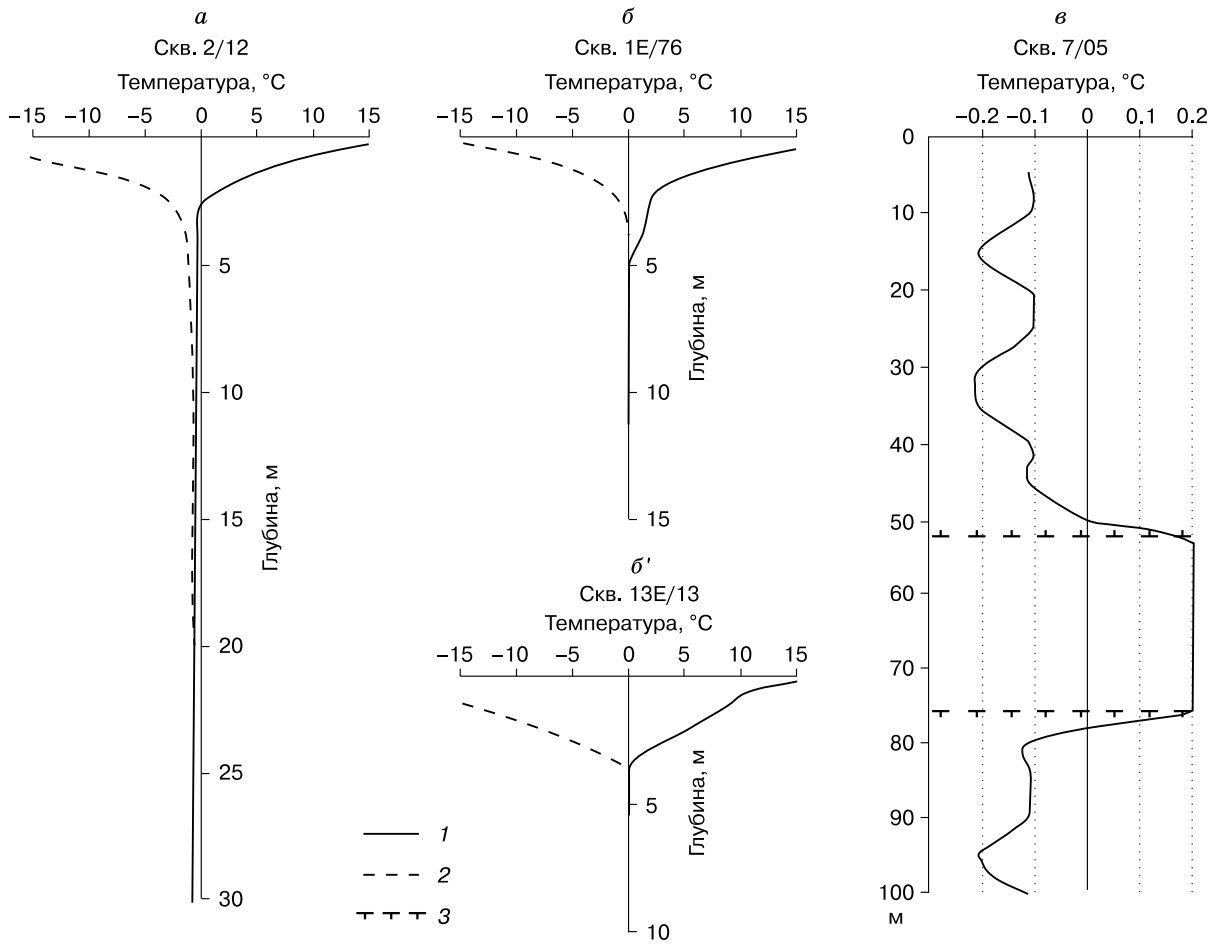

Рис. 5. Результаты геотермических наблюдений в скважинах.

а – характерные огибающие температурных колебаний в скважинах, расположенных вне области распространения межмерзлотного водоносного горизонта; *б*, *б′* – то же в скважинах, расположенных в пределах площади развития межмерзлотного водоносного горизонта; *в* – разовый замер температуры в скв. 7/05, вскрывшей межмерзлотный водоносный горизонт от кровли до его подошвы (по данным сотрудников Якутской поисково-съемочной экспедиции, 11.07.2005 г.); *1* – огибающая положительных значений; *2* – огибающая отрицательных значений; *3* – многолетнемерзлые породы (бергштрих направлен в сторону промороженной толщи).

жением уровня подземных вод, которое происходит со стабильной скоростью 4–5 мм/сут. За это время уровень понижается на 0.35 м. В сентябре величина гидростатического напора подземных вод в области транзита межмерзлотных вод составляет 1.25 м над кровлей водоносного горизонта.

Таким образом, с октября по май происходит аккумуляция запасов подземных вод межмерзлотного водоносного горизонта за счет сокращения размеров очагов разгрузки при промерзании горных пород и формирования наледи, выступающей в роли барьера для свободного стока подземных вод. С наступлением теплого периода года, началом таяния наледи и освобождением выходов подземных вод ото льда начинается сработка запасов, накопившихся в талике в зимний период.

На основе геотермических наблюдений установлено, что площадь, в пределах которой развита межмерзлотная таликовая зона, отличается по геотермическому состоянию от окружающей территории. Так, в скважинах, расположенных за пределами водоносного горизонта (рис. 5, *а*), мощность СТС пород варьирует в пределах 2.5–3.5 м, а подошва слоя годовых теплооборотов залегает на глубинах от 6.5 до 10.0–15.0 м с температурой горных пород –0.3...–0.6 °С [*Семерня, 2014*].

В пределах площади распространения межмерзлотного водоносного горизонта глубина СТС варьирует от 3.0 до 5.0 м (см. рис. 5, *б*, *б′*). Следует отметить, что годовые колебания температуры горных пород на этом участке распространяются в том же диапазоне (3–5 м) и их глубина совпадает с глубиной сезонноталого слоя. Причем, по наблюдениям в скв. 1Е/76, в течение зимы происходит надмерзлотный сток на глубине от 3 до 5 м (см. рис. 5, *б′*). Подобное предположение авторы

объясняют резким сокращением амплитуды колебаний температуры с глубины 3 м (см. рис. 5, *б*′), что связано с фазовыми превращениями влаги в течение зимних месяцев. Температура пород в интервале от подошвы СТС до кровли водоносного горизонта не изменяется с глубиной и соответствует температуре пород на подошве слоя годовых теплооборотов (0...–0.2 °С).

Таким образом, совпадение мощности сезонноталого слоя с глубиной залегания подошвы годовых теплооборотов при температуре пород на данной глубине от 0 до –0.2 °С может рассматриваться в качестве поискового признака подземных вод межмерзлотного типа на площади бестяхской террасы.

ВЫВОДЫ

В результате обработки данных, полученных в ходе буровых, геофизических и гидрогеологических исследований в районе круглогодично действующего источника межмерзлотных вод Ерюю, установлено следующее.

Межмерзлотный водоносный горизонт, воды которого формируют источник, представляет собой трубообразную таликовую зону, тяготеющую к линии простирания серии озер Эльген, Абага-Кюэль и Босогор. Ширина талика изменяется от 500 до 900 м, глубина залегания его кровли – от 13 до 53 м, а подошва фиксируется на глубинах 55.4 м и более.

На основе выполненного геофизического профилирования между озерами Эльген и Абага-Кюэль выявлено существование субаэрального талика шириной около 100 м, формирование которого в современных климатических условиях и ландшафтной обстановке бестяхской террасы р. Лена вполне допустимо [*Гагарин, 2015*].

По данным опытно-фильтрационных работ выявлена однородность фильтрационных параметров водоносного горизонта, что говорит об идентичности водовмещающих отложений на всей площади его распространения.

Повышение напора подземных вод в скважинах, расположенных в области транзита межмерзлотных вод, связано с формированием наледи в урочище источника, которая выступает в роли своеобразного барьера, препятствующего свободной разгрузке подземных вод. Далее, когда в водоносном горизонте достигается максимальное гидростатическое давление, начинается сработка (понижение) уровня подземных вод за счет формирования трещин в теле наледи, через которые происходят интенсивные излияния подземных вод.

Результаты геотермических наблюдений позволили выявить один из поисковых признаков межмерзлотных водоносных горизонтов, выражающийся в совпадении глубин сезонного протаивания и подошвы слоя годовых теплооборотов при температуре горных пород на этой глубине от 0 до –0.2 °С.

Особенности мерзлотно-гидрогеологического строения рассматриваемой территории свидетельствуют, что наиболее восприимчивой к техногенному воздействию является область питания межмерзлотного водоносного горизонта, где развита субаэральная таликовая зона, а нарушение условий разгрузки подземных вод может отразиться на условиях аккумуляции запасов подземных вод за счет изменения режима формирования наледи.

Работа выполнена в рамках проекта НИР VII.69.2.1, при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-45-05053_р_восток_а, 17-05-00956).

Литература

Анисимова Н.П. Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере Центральной Якутии). М., Наука, 1971, 195 с.

Anisimova, N.P., 1971. Formation of the Chemical Composition of Ground Water in Taliks (by the example of Central Yakutia). Nauka, Moscow, 195 pp. (in Russian)

Анисимова Н.П. Криогидрохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука, 1981, 153 с.

Anisimova, N.P., 1981. Cryohydrochemical Features of Permafrost Zone. Nauka, Novosibirsk, 153 pp. (in Russian)

Анисимова Н.П. Гидрогеохимические исследования криолитозоны Центральной Якутии / Н.П. Анисимова, Н.А. Павлова. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2014, 198 с.

Anisimova, N.P., Pavlova, N.A., 2014. Hydrogeochemical Studies of Permafrost zone in Central Yakutia. Academic Publishing House "Geo", 198 pp. (in Russian)

Балобаев В.Т. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования / В.Т. Балобаев, Л.Д. Иванова, Н.М. Никитина, В.В. Шепелев, Н.С. Ломовцева, В.И. Скутин. Новосибирск, Изд-во СО РАН, фил. "Гео", 2003, 137 с.

Balobaev, V.T., Ivanova, L.D., Nikitina, N.M., Shepelev, V.V., Lomovtseva, N.S., Skutin, V.I., 2003. Ground Waters of Central Yakutia and Prospects of their Use. Izd-vo SO RAN, filial "Geo", Novosibirsk, 137 pp. (in Russian)

Баулин Ю.И. Рекомендации по применению геофизических методов для определения инженерно-геологических характеристик мерзлых дисперсных грунтов / Ю.И. Баулин, А.Н. Боголюбов, Ю.Д. Зыков. М., Стройиздат, 1984, 34 с.

Baulin, Yu.I., Bogolyubov, A.N., Zykov, Yu.D., 1984. Ecommendations for Applications of Geophysical Methods to Identification of Engineering-Geological Characteristics of Frozen Fine-grained Soils. Stroiizdat, Moscow, 34 pp. (in Russian)

Бойцов А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. Тюмень, ТюмГНГУ, 2011, 176 с.

Boitsov, A.V., 2011. Geocryology and Ground Waters of Permafrost Zone. TyumGNGU, Tyumen, 176 pp. (in Russian)

Гагарин Л.А. Оценка современных условий формирования субаэральных таликов в Центральной Якутии // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: Материалы Всерос. совещания по подземным водам Востока России. Якутск, Изд-во ИМЗ СО РАН, 2015, с. 76–80.

Gagarin, L.A., 2015. Assessment of modern conditions for subaeral taliks formation in Central Yakutia, in: Fundamental and Applied Problems of Hydrogeology: Proceedings of All-Russian symposium on ground waters of Russia's East. Publishing House of Melnikov Permafrost Institute SB RAS, pp. 76–80. (in Russian)

Гагарин Л.А., Семерня А.А., Лебедева Л.С. Оценка термосуффозионных процессов в Центральной Якутии на примере участка Улахан-Тарын // Геоэкология. Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология, 2016, № 3, с. 252–262.

Gagarin, L.A., Semernya, A.A., Lebedeva, L.S., 2016. The study of thermosuffosion processes in Central Yakutia: a case study of Ulakhan-Taryn site. Geoecologia. Inzhenernaya geologia. Gidrogeologia. Geokriologia, No. 3, 252–262.

Галанин А.А. Криогенно-эоловый механизм формирования водоносных межмерзлотных таликов Центральной Якутии // Материалы XXI совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Якутск, Изд-во ИМЗ СО РАН, 2015, с. 80–84.

Galanin, A.A., 2015. The Aeolia-cryogenic origin of inter-permafrost taliks as underground water sources, in: Proceedings of the XXI symposium on ground waters of Siberia and the Far East. Publishing House of Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, pp. 80–84. (in Russian)

Захаренко В.Н., Краковецкий Ю.К., Парначев В.П., Попов Л.Н. Об электропроводности многолетнемерзлых пород // Вестн. Том. гос. ун-та, 2012, № 359, с. 182–187.

Zakharenko, V.N., Krakovetsky, Yu.K., Parnachev, V.P., Popov, L.N., 2012. On electrical conductivity of perennially frozen deposits. Vestnik Tomskogo Gos. Universiteta, No. 359, pp. 182–187.

Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1984, 123 с.

Ivanov, M.S., 1984. Cryogenic Structure of Quaternary Deposits of the Lena-Aldan Depression. Nauka, Novosibirsk, 123 pp. (in Russain)

Павлова Н.А., Колесников А.Б., Ефремов В.С. Состав межмерзлотных вод в Центральной Якутии // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Томск, Изд-во НТЛ, 2012, с. 162–165.

Pavlova, N.A., Kolesnikov, A.B., Efremov, V.S., 2012. Groundwater chemistry in intrapermafrost taliks in Central Yakutia, in: Geologicheskaya evolutsia vzaimodeistvia vody s gornymi porodami (Geological evolution of the water –rocks interaction). Izd-vo NTL, Tomsk, pp. 162–165. (in Russian)

Семерня А.А. Оценка геотермических условий многолетнемерзлых пород в области развития межмерзлотных водоносных горизонтов на бестяхской террасе // Материалы Всерос. науч.-практ. конф. “Геология и минеральные ресурсов Северо-Востока России” / Отв. ред. Л.И. Полуфунтикова. Якутск, Изд. дом СВФУ, 2014, с. 423–428.

Semernya, A.A., 2014. The study of geothermal conditions of permafrost in the area of intrapermafrost aquifers distribution within Bestyakh terrace, in: Polufuntikova, L.I. (Ed.). Proceeding of All-Russian scientific practical conference “Geology and mineral resources of Russia’s North-East”. Izdat. Dom SVFU, Yakutsk, pp. 423–428. (in Russian)

Семерня А.А. Оценка ресурсов межмерзлотных вод в Центральной Якутии по данным наблюдений за родниковым стоком (на примере Центральной Якутии) // Наука и образование, 2016, вып. 1 (81), с. 41–47.

Semernya, A.A., 2016. Intrapermafrost water resources assessment from the results of observations on spring discharges (by the example of Central Yakutia). Nauka i Obrazovanie, Iss. 1 (81), 41–47.

Семерня А.А., Гагарин Л.А. Оценка реакции межмерзлотных водоносных горизонтов Центральной Якутии на современную динамику климата // Материалы XXI совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Якутск, Изд-во ИМЗ СО РАН, 2015, с. 154–159.

Semernya, A.A., Gagarin, L.A., 2015. The study of intrapermafrost aquifers of Central Yakutia response to recent climate dynamicsm, in: Proceedings of the XXI symposium on ground waters of Siberia and the Far East. Publishing House of Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, pp. 154–159. (in Russian)

Скрябин П.Н., Варламов С.П., Скачков Ю.Б. Мониторинговые исследования температурного режима грунтов Центральной Якутии // География и природ. ресурсы, 1998, № 2, с. 49–55.

Skryabin, P.N., Varlamov, S.P., Skachkov, Yu.B., 1998. Monitoring studies of soils thermal regime in Central Yakutia. Geografia i Prirodnye Resursy, No. 2, 49–55.

Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959, 144 с.

Soloviev, P.A., 1959. Cryolithic Zone of the Northern Part of Lena-Amga Interfluve Area. Izd-vo AN SSSR, Moscow, 144 pp. (in Russain)

Шепелев В.В. Особенности разгрузки подземных вод мерзлой зоны // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1975, с. 45–56.

Shepelev, V.V., 1975. Characteristic Features of Ground Waters Discharge in the Permafrost Zone, in: Questions of Hydrogeology of Permafrost Zone. Institut Merzlotovedenia SO AN SSSR, Yakutsk, pp. 45–56. (in Russian)

Шепелев В.В. О взаимосвязи озер и подземных вод на массивах развиваемых песков Центральной Якутии // Гидрогеологические условия мерзлой зоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1976, с. 46–59.

Shepelev, V.V., 1976. On a relationship between lakes and ground waters in sand deflation areas of Central Yakutia, in: Gidrogeologicheskie uslovia merzloy zony. (Hydrogeological Conditions of Permafrost Zone). Institut Merzlotovedenia SO AN SSSR, Yakutsk, pp. 46–59. (in Russian)

Шепелев В.В. Родниковые воды Якутии. Якутск, Кн. изд-во, 1987, 128 с.

Shepelev, V.V., 1987. Spring Waters of Yakutia. Kn. izdat-vo, Yakutsk, 128 pp. (in Russain)

Шепелев В.В. Мониторинг подземных вод криолитозоны / В.В. Шепелев, А.А. Бойцов, Н.Г. Оберман и др. Якутск, Изд-во ИМЗ СО РАН, 2002, 172 с.

Shepelev, V.V., Boitsov, A.A., Oberman, N.G. et al., 2002. Monitoring of ground waters of permafrost zone. Izd-vo Instituta Merzlotovedenia SO RAN, Yakutsk, 172 pp. (in Russain)

Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2011, 169 с.

Shepelev, V.V., 2011. Suprapermafrost water in permafrost zone. Academic Publishing House “Geo”, Novosibirsk, 169 pp. (in Russian)

Шепелев В.В., Ломовцева Н.С. Озера криолитозоны бестяхской террасы р. Лены и их взаимосвязь с подземными водами // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. Якутск, Изд-во ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 106–115.

Shepelev, V.V., Lomovtseva, N.S., 1981. Lakes in the permafrost area of Bestyakh terrace of the Lena River and their interrelations with ground waters, in: Tematicheskie i regionalnye issledovania myorzlykh tolshch Severnoy Evrazii (Thematic and regional studies of permafrost strata of Northern Eurasia). Izd-vo Instituta Merzlotovedenia SO AN SSSR, Yakutsk, pp. 106–115. (in Russain)

Поступила в редакцию
23 января 2017 г.

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 39–49 **http://www.izdatgeo.ru**

ГИДРАТООБРАЗОВАНИЕ

УДК 548.562+542.7 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(39-49)

ИССЛЕДОВАНИЕ ИНГИБИТОРНО-ЗАМЕСТИТЕЛЬНОГО МЕТОДА ДОБЫЧИ МЕТАНА ИЗ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ

В.Н. Хлебников, П.А. Гущин, С.В. Антонов, А.С. Мишин, Лян Мэн, И.В. Хамидуллина, П.М. Зобов, Н.В. Лихачева, В.А. Винокуров

Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина, 119991, Москва, Ленинский просп., 65, Россия; Khlebnikov_2011@mail.ru

Продолжено экспериментальное обоснование нового варианта метода добычи метана из гидратов с использованием его замещения на диоксид углерода в присутствии термодинамического ингибитора гидратообразования. Показано, что при изменении концентрации ингибитора меняются скорости разрушения гидрата метана, движения и прорыва газожидкостной смеси из метана, воды и ингибитора и значительно снижается скорость синтеза вторичного гидрата диоксида углерода. Ожидается, что в пористых средах при последовательной фильтрации раствора ингибитора и CO_2 будет иметь место авторегулирование процессов добычи метана и синтеза вторичного гидрата CO_2.

Гидрат метана, добыча газа из гидратов, метод замещения, термодинамический ингибитор гидратообразования

INHIBITION-REPLACEMENT METHANE RECOVERY FROM GAS HYDRATES: AN EXPERIMENTAL STUDY

V.N. Khlebnikov, P.A. Gushchin, S.V. Antonov, A.S. Mishin, Liang Meng, I.V. Khamidullina, P.M. Zobov, N.V. Likhacheva, V.A. Vinokurov

Gubkin Russian State Oil and Gas University, 65, Leninsky prosp., Moscow, 119991, Russia; Khlebnikov_2011@mail.ru

The work continues experimental studies of a modified method for methane recovery from porous gas hydrate reservoirs by its replacement with carbon dioxide using thermodynamic inhibitors of hydrate formation. The experiments show that changes in inhibitor concentration affect the rates of methane hydrate dissociation, flow and penetration of fluid (methane + water + inhibitor mixture) through the reservoir, and secondary CO_2 hydrate synthesis. The processes of pore methane release and synthesis of secondary hydrated CO_2 by successive injection of inhibitors and CO_2 are expected to be self-regulated.

Methane hydrate, gas production from hydrates, replacement method, thermodynamic hydrate inhibitor

ВВЕДЕНИЕ

Гидраты природного газа являются перспективным источником углеводородов [*Кузнецов и др., 2003; Соловьев, 2003*], основные запасы гидратов находятся в акваториях морей, однако значительные их запасы есть и на суше [*Соловьев, 2003; Якушев и др., 2003*]. В настоящее время ведутся обширные исследования свойств гидратов и методов добычи природного газа из газогидратных пластов [*DOE, 2015; Gang, Sen, 2015*]. Предложено несколько способов разработки запасов газа газовых гидратов: депрессионный (понижение пластового давления ниже равновесного); тепловой (повышение пластовой температуры выше равновесной); депрессионно-тепловой; ингибиторный (закачка в пласт термодинамических ингибиторов гидратообразования); метод замещения метана в гидрате на диоксид углерода [*Gang, Sen, 2015*]. Низкая эффективность депрессионного, теплового, депрессионно-теплового и ингибиторного методов связана со значительным поглощением тепла при диссоциации гидрата метана и с низкой теплопроводностью гидратсодержащей породы пласта. Охлаждение пласта замедляет процесс выделения метана из гидрата, а низкая теплопроводность не позволяет быстро компенсировать снижение температуры в зоне, где происходит разложение гидрата метана. Все методы, основанные на разрушении гидрата природного газа, могут привести к потере устойчивости пластов (например, морского дна).

© В.Н. Хлебников, П.А. Гущин, С.В. Антонов, А.С. Мишин, Лян Мэн, И.В. Хамидуллина, П.М. Зобов, Н.В. Лихачева, В.А. Винокуров, 2018

В методе замещения эндотермичность диссоциации гидрата метана компенсируется тепловым эффектом образования гидрата диоксида углерода. При этом потери устойчивости породы не ожидается, так как твердый гидрат в породе залежи сохраняется. Кроме того, метод замещения позволяет осуществлять захоронение техногенного диоксида углерода (парникового газа) в виде гидрата.

Основной недостаток метода замещения заключается в низкой скорости замещения метана в гидрате на диоксид углерода. В этом методе рекомендуется использовать смеси диоксида углерода и азота [*Liao et al., 2013; Gang, Sen, 2015*]. Однако, по данным работы [*Zhou et al., 2015*], наличие азота в смеси с CO_2 замедляет процесс замещения метана на диоксид углерода, так как включение малых молекул азота в гидрат повышает степень заполнения ячеек в структуре гидрата, что снижает скорость диффузии молекул газов. По данным [*Zhou et al., 2008*], наиболее высокая скорость конверсии гидрата CH_4 в гидрат диоксида углерода наблюдается при использовании эмульсии жидкой углекислоты в качестве замещающего агента. Получение эмульсии жидкой углекислоты требует интенсивного перемешивания и применения поверхностно-активного вещества (стабилизатора эмульсии), что усложняет и удорожает технологию добычи метана. Эмульсии содержат достаточно крупные дисперсные частицы, поэтому способны проникать только в крупные поры и трещины пластов [*Котенев, Андреев, 2004*]. Гидратные пласты обычно имеют очень низкую проницаемость [*Gang, Sen, 2015*], поэтому эффективнее использовать CO_2 в газообразной форме, а не в жидкой (меньше вязкость) и не в виде эмульсии.

В [*Khlebnikov et al., 2016*] предложен новый вариант заместительного метода добычи гидратного метана (ингибиторно-заместительный метод), основанный на замене медленного процесса замещения метана в твердом гидрате на диоксид углерода на два быстрых процесса: разрушение гидрата метана под действием термодинамического ингибитора и синтез более стабильного вторичного гидрата метана в присутствии термодинамического ингибитора. В настоящей работе продолжено экспериментальное исследование ингибиторно-заместительного метода добычи метана. Результаты первых экспериментов по обоснованию нового варианта метода добычи метана представлены в [*Хлебников и др., 2016; Khlebnikov et al., 2016*].

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Подготовка моделей пласта. В качестве моделей гидратного пласта были использованы насыпные пористые среды из молотого мелкого речного песка. Данный материал содержит кварцевые и глинистые минералы, т. е. подобен полимиктовой породе, входящей в состав пластов с природными газовыми гидратами. Для регулирования проницаемости моделей пласта использовано смешение разных фракций размолотого песка, которые были получены гравитационным разделением в воде. Корпуса моделей пласта представляли собой трубы из нержавеющей стали с нанесенной на внутреннюю поверхность винтовой нарезкой. Длина корпусов моделей пласта 35 см, диаметр 3 см.

Модели пласта насыщались свежеприготовленной дистиллированной водой (под вакуумом), поровый объем (п.о.) определялся весовым методом. Для создания связанной воды использован метод выдувания. Водонасыщенные модели пласта были размещены вертикально, газ (воздух) подавался сверху и вытеснял воду. Периодически направление движения воздуха менялось, для чего переворачивались модели пласта. Водонасыщенность измерялась весовым методом.

Синтез гидрата метана в моделях пласта. Подготовка моделей пласта к синтезу гидрата метана включала следующие стадии.

1. Готовые модели пласта с заданной газонасыщенностью замораживали до −15...−20 °C на 10–12 ч (не менее), затем из них быстро откачивали воздух, модели прогревали до комнатной температуры и присоединяли к установке. Замораживание–размораживание модели пласта способствует уменьшению времени начала гидратообразования, так как позволяет использовать эффект “памяти воды” [*Булейко, Григорьев, 2016*].

2. Модель пласта была прогрета до комнатной температуры и медленно заполнена CH_4 до требуемого давления.

В экспериментах использована модифицированная фильтрационная установка УИК-5, программное обеспечение которой позволяло поддерживать в системе постоянное заданное давление или фильтровать флюид с постоянной скоростью, в режиме реального времени измерять параметры опыта (давление, перепад давления, температуру, уровни в сепараторе-измерителе, количество жидкости на выходе). Принципиальная схема установки приведена на рис. 1.

Количество флюидов на выходе измерялось с помощью ультразвукового сепаратора-измерителя. (Флюид – это газ и/или жидкость, которые фильтруются через модель пласта и которые содержит пористая среда.) На выходе из сепаратора-измерителя находилась сборная емкость (поршневая колонка), в которой собирались все флюиды. В подпоршневом пространстве сборной емкости находилась вода, которая постепенно выводилась из установки под давлением нагнетаемых флюидов. Количество воды на выходе установки измерялось в режиме реального времени с помощью весов с точностью до 0.01 г. Давление в установке поддерживалось клапаном противодавления с точностью до 0.001 МПа.

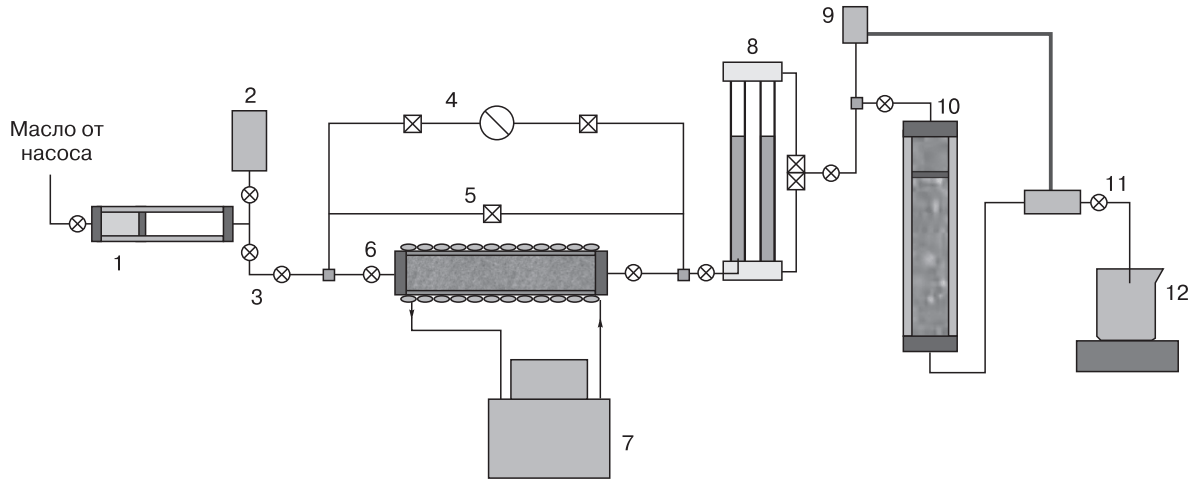

Рис. 1. Схема экспериментальной установки.

1 – поршневая колонка с флюидом (CH_4, раствором метанола или CO_2); 2 – управляющий насосом датчик давления; 3 – вентили высокого давления; 4 – дифманометр; 5 – пневматические клапаны; 6 – модель пласта с рубашкой охлаждения; 7 – криостат-термостат; 8 – ультразвуковой сепаратор-измеритель; 9 – датчик давления клапана противодавления; 10 – выкидная емкость (поршневая); 11 – клапан противодавления; 12 – аналитические весы с приемным стаканом.

Подготовка к эксперименту заключалась в синтезе гидрата метана в пористой среде. Подача газа при синтезе метана осуществлялась через вход и выход модели пласта (т. е. с двух сторон). Объем поглощенного газа определялся по количеству вазелинового масла (закаченного в подпоршневое пространство колонки с газом), необходимого для поддержания заданного давления в модели пласта. При этом установка работала в режиме "поддержания постоянного давления", и счетчик насоса измерял количество поданного в модель газа. До синтеза гидрата метана (при комнатной температуре) и после завершения синтеза (при температуре опыта) через модель пласта фильтровался газ для оценки ее проницаемости для газа с гидратом метана. Были использованы литературные данные о вязкости метана и диоксида углерода [*Загорученко, Журавлев, 1969; Алтунин, 1975*].

Охлаждение модели пласта осуществлялось жидкостным криостатом-термостатом. Охлаждающая жидкость (тосол) подавалась по шлангу, которым была плотно обмотана модель пласта. Измерение температуры осуществлялось платиновым термометром-сопротивлением, закрепленным на поверхности модели пласта. Через модель пласта прокачивались флюиды (метан, растворы ингибиторов гидратообразования, диоксид углерода) с помощью поршневых колонок. По окончании опытов обычно проводилось термическое разрушение гидратов газа с измерением количества выделившегося газа на выходе (с помощью системы поддержания пластового давления и весов).

Газонасыщенность моделей пласта оценивалась по материальному балансу, считая объем, занимаемый гидратами, равным объему исходной воды. Расчет количества газов осуществлялся по уравнению идеальных газов.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

1. Обоснование нового метода добычи метана из природных гидратов. Наиболее перспективным методом добычи гидратного метана является метод замещения метана на диоксид углерода. Основная причина низкой эффективности этого метода заключается в малой скорости обменного процесса. Необходимо увеличить скорость (и глубину) диссоциации гидрата метана при сохранении достаточно высокой степени замещения в пласте гидрата метана на гидрат диоксида углерода.

Основная идея нового варианта метода замещения заключается в том, что медленный процесс замещения метана на диоксид углерода в твердой гидратной фазе заменяется на совокупность двух быстрых процессов: 1) процесс разрушения гидрата метана под действием ингибитора гидратообразования с высвобождением метана и воды; 2) процесс синтеза вторичного гидрата из CO_2 и свободной воды. Таким образом, предполагается использовать различную устойчивость гидратов метана и CO_2 в присутствии ингибитора гидратообразования [*Haghighi, 2009*], т. е. новый вариант метода замещения можно определить как ингибиторно-заместительный метод добычи метана из гидратов.

Можно ожидать, что в пласте будут происходить саморегулирующиеся процессы. Если кон-

центрации термодинамического ингибитора выше значения, при котором гидрат диоксида углерода устойчив в текущих термобарических условиях, то идет только процесс разложения гидрата метана с выделением газа и воды. При этом за счет отрицательного теплового эффекта разложения гидрата метана происходит охлаждение зоны пласта. Выделение свободного газа повышает давление в пласте, гидратная вода разбавляет (снижает концентрацию) термодинамического ингибитора, т. е. происходит повышение стабильности гидрата диоксида углерода. Синтез гидрата диоксида углерода приводит к выделению тепла, а также связывает свободную воду. Это повышает температуру зоны пласта, подвергнутого воздействию, и концентрацию термодинамического ингибитора, т. е. процесс синтеза гидрата диоксида углерода замедляется. Саморегулирование процесса добычи метана будет происходить за счет одновременного течения данных разнонаправленных процессов.

2. Моделирование отдельных стадий ингибиторно-заместительного метода. Первоначально было проведено моделирование стадии разрушения гидрата метана в пористой среде под действием раствора метанола и стадии синтеза вторичного гидрата CO_2 в присутствии раствора метанола [*Хлебников и др., 2016; Khlebnikov et al., 2016*].

Результаты опыта 21/13 (табл. 1). В опыте моделировали разрушение гидрата метана в пористой среде при закачивании 30%-го раствора метанола. Выбор концентрации раствора метанола обусловлен следующим. Гидратные пласты обычно имеют крайне низкую проницаемость, поэтому вначале необходимо создать в пласте каналы фильтрации для флюидов. При закачивании 100%-го спирта в пласт будет происходить разложение гидрата метана с образованием свободной гидратной воды, которая быстро разбавит ингибитор. Поэтому в эксперименте использовали не 100%-й метанол, а его разбавленный 30%-й раствор, т. е. моделировали процесс на некотором удалении от забоя скважины. Для достижения такой степени разбавления 1 т метанола необходимо разрушить около 2.3 м^3 гидрата метана.

В модели пласта, подготовленной по описанной методике, был синтезирован гидрат метана, содержащий 0.3336 моль газа. Фильтрация метана показала, что гидрат метана уменьшил проницаемость модели пласта до 0.000 067 мкм^2, и из-за опасности полного закупоривания пористой среды закачка газа была прекращена.

Закачивание 30%-го раствора метанола в модель пласта с гидратом метана сопровождалось выделением метана из пористой среды. Одновременно наблюдалось уменьшение температуры, что связано с эндотермическим характером процесса разрушения гидрата. Зависимость перепада давления от объема закачки имеет сложный характер. Первоначально величина перепада давления возрастает, затем при достижении максимума наблюдается ее постоянное снижение, что указывает на быстрое разрушение гидрата метана в пористой среде.

По мере роста степени диссоциации гидрата скорость выделения метана замедляется, что связано как с уменьшением его количества в системе, так и с разбавлением раствора метанола гидратной водой. Всего за 19 ч из модели пласта выделилось 0.2268 моль CH_4, т. е. большая часть гидрата метана диссоциировала.

Модель пласта поглотила 0.3226 + 0.0110 = = 0.3346 моль CH_4, а из модели пласта выделилось 0.2038 + 0.1185 = 0.3223 моль CH_4 (см. табл. 1). Различие между результатами объясняется уменьшением газонасыщенности модели пласта в ходе эксперимента и растворением части метана в метанольном растворе.

Таблица 1. **Характеристика модели пласта, условия проведения и результаты опыта 21/13**

Операция	Время, ч	Объем закачки, п.о.	Изменение количества метана в модели, моль	Максимальный перепад давления, МПа	Перепад давления, МПа	Скорость фильтрации, мл/ч	Температура, °С	Давление, МПа
Создание остаточной водонасыщенности (выдувание)	2.25	–	–	–	0.0080–0.0096	–	27.0	0.10
Синтез гидрата метана	23.7	–	+0.3226	–	–	–	0.67	6.43
Фильтрация метана	2.0	0.153	+0.0110	0.0874	0.0847	6.0	0.77	6.43
Закачивание 30%-го раствора метанола	19.0	2.20	–0.2068	0.2070	0.0301	6.0	0.66–0.77	6.42
Термическое разложение гидрата	1.0	–	–0.1185	–	–	–	0.66–22.5	6.42

Примечание. Модель пласта: пористая среда – молотый речной песок. Проницаемость по газу 1.36 мкм^2; поровый объем 78.5 мл; длина 34.5 см; диаметр 3.0 см; насыщающая жидкость – дистиллированная вода; начальная водонасыщенность 64.7 %. П.о. – поровый объем.

Таблица 2. **Характеристика модели пласта, условия проведения и результаты опыта 22/13**

Операция	Время, ч	Объем закачки, п.о.	Изменение количества газа, моль	Максимальный перепад давления, МПа	Перепад давления, МПа	Скорость фильтрации, мл/ч	Температура, °С	Давление, МПа
Насыщение 5%-м раствором метанола	–	1.0+1.03	–	–	0.0040	43.4	23.0	2.10
Фильтрация газообразного CO_2	–	1.68	–	–	0.0039	24.7	23.6	3.30
Синтез гидрата CO_2	21.5	–	+0.0876	–	–	–	0.95	3.28
Фильтрация CO_2	23.0	2.51	+0.0824	0.0966	0.0254	0–18.5	0.99	3.30
Термическое разложение гидрата	7.0	–	–0.1714	–	–	0–125	0.99–16.7	3.30

Примечание. Модель пласта: пористая среда – молотый речной песок. Проницаемость по газу 2.01 мкм^2; длина 34.5 см; диаметр 3.0 см; насыщающая жидкость – дистиллированная вода; начальная газонасыщенность 27 %; поровый объем 80.1 мл.

Результаты опыта 22/13 (табл. 2). Исследован синтез гидрата CO_2 в пористой среде в присутствии термодинамического ингибитора гидратообразования. В работе использован разбавленный 5%-й раствор метанола, т. е. моделировалась значительная степень разбавления ингибитора гидратной водой из гидрата метана. Синтез гидрата CO_2 в присутствии метанола начался и проходил очень быстро практически сразу после охлаждения модели пласта. Однако количество поглощенного диоксида углерода было значительно меньше (0.0876 моль), чем в аналогичных опытах по синтезу гидрата метана (см. табл. 1, 3). Первая причина этого заключается в высокой растворимости диоксида углерода в водной фазе (растворенный CO_2 также идет на образование гидрата). Вторая причина снижения количества гидрата диоксида углерода, по-видимому, заключается в повышении концентрации метанола в результате вовлечения части воды в состав гидрата. При переходе на фильтрацию диоксида углерода через модель пласта процесс синтеза гидрата CO_2 продолжался. На это указывали: поглощение диоксида углерода в модели пласта и скачок температуры из-за экзотермичности процесса образования гидрата. Количество поглощенного диоксида углерода оценивалось по разнице количества поданного в модель пласта и отобранного на выходе газа. Из-за скачков величины перепада давления в ходе фильтрации оценка оказалась грубой (при росте перепада давления сжимался газ в подающей колонке с газом).

Сравнение синтеза гидрата CO_2 в статических и динамических (фильтрация) условиях показывает важность движения флюидов для образования гидрата в пористой среде. По-видимому, в растворе, окружающем растущие частицы гидрата CO_2, увеличивается локальная концентрация метанола, что останавливает синтез гидрата в статических условиях. При движении диоксида углерода происходит перемешивание и перемещение жидкой и газообразной фаз около частиц гидрата, поэтому синтез возобновляется. Третья причина замедления образования гидрата диоксида углерода в присутствии метанола заключается в локальном повышении концентрации термодинамического ингибитора на поверхности (или вблизи нее) растущих частиц гидрата газа.

Баланс по результатам термического разложения гидрата диоксида углерода показал надежность полученных данных. Всего модель поглотила на этапах синтеза гидрата диоксида углерода 0.0876 моль + 0.0824 моль = 0.170 моль газа, а при разрушении гидрата выделилось 0.1714 моль газа.

3. Изучение последовательной закачки растворов термодинамических ингибиторов (хлорида магния, метанола и этиленгликоля) и диоксида углерода в модель гидратного пласта. Было проведено новое исследование последовательной закачки растворов термодинамических ингибиторов и диоксида углерода в пористые среды, насыщенные гидратом метана (см. табл. 3). В ходе исследования менялись тип ингибитора, а также концентрация метанола в растворе. Качественно все опыты были подобны, поэтому подробно описан только один – опыт 8–13/16.

Описание опыта 8–13/16 (см. табл. 3, рис. 2, 3). Подготовка модели пласта к эксперименту, синтез гидрата метана, оценка проницаемости модели пласта с гидратом метана по газу и последующее снижение давления с 5.0 до 3.2 МПа были проведены по стандартной методике. Проницаемость модели пласта с гидратом составила около 0.11 мкм^2. Суммарно модель пласта поглотила 0.2 541 + 0.0067 – 0.0220 = 0.2388 моль CH_4.

В модель пласта с гидратом метана закачивался 10%-й раствор метанола в дистиллированной воде (см. рис. 2). Закачка 10%-го раствора метанола сопровождалась быстрым разрушением гидрата метана, на что указывает значительное превышение скорости флюидов на выходе модели пласта над скоростью закачки раствора. Первоначально

Таблица 3. **Условия проведения и результаты экспериментов**

Опыт	Проницаемость по газу, мкм^2	Операция	Время, ч	Объем закачки, п.о.	Изменение количества газа, моль	Перепад давления, МПа	Скорость фильтрации, мл/ч	Насыщенность жидкостью, %	Температура, °С	Давление, МПа
1/15	1.185	Фильтрация метана	1.5	0.83	–	~0.0003	45	56.1	23.0	5.1
		Синтез гидрата метана	22.5	–	+0.2691	–	15*	56.1	1.25	5.1
		Фильтрация метана	2.7	1.0	+0.0327	0.06011	15–45	43.9	1.26	5.1
		Снижение давления	19.23	–	–0.0228	–	–	43.9	1.28	5.1→3.4
		Закачивание 44%-го метанола	2.8	0.57	–0.1739	0.0683	18	36.8	0.91	3.4
		Разрушение гидрата метана в статических условиях	14.73	–	–0.0831	–	–	44.8	1.16	
		Фильтрация CO_2	4.53	0.83	+0.0948 –0.0502	0.0039	15	53.2	1.21	
		Синтез гидрата CO_2 в статических условиях	14.33	–	+0.0201	–	15	53.2	1.29	
		Фильтрация CO_2	1.0	0.18	+0.0206 –0.0100	0.0012	15	53.9	1.23	
		Термическое разрушение газовых гидратов	5.73	–	–0.0448	–	–	–	1.10→22.7	3.4→3.5
2/15	1.087	Фильтрация метана	1.3	0.73	–	~0.0004	45	55.7	21.5	5.1
		Синтез гидрата метана в статических условиях	20.67	–	+0.2737	–	15*	55.7	1.23	5.1
		Фильтрация метана	2.27	1.26	+0.0411	0.176	45	55.7	1.22	5.1
		Снижение давления	19.93	–	–0.0225**	–	–	55.7	1.22	5.1→3.4
		Закачивание 50%-го этиленгликоля	9.7	0.60	–0.2512	0.0507	6	62.5	1.09	3.4
		Разрушение гидрата метана в статических условиях	12.3	–	–0.0129	–	–	58.1	1.21	
		Фильтрация CO_2	4.3	0.83	+0.0969 –0.0508	0.0606	15	48.5	1.22	
		Синтез гидрата CO_2 в статических условиях	~22	–	+0.0021	–	15	48.5	1.23	
		Фильтрация CO_2	3.47	1.94	0.0291	0.0028/0.0546**	45	43.2	1.19	
		Термическое разрушение гидрата CO_2	1.83	–	–0.0546	–	–	–	1.19→20.8	3.3
23–3/16	2.56	Синтез гидрата метана в статических условиях	22	–	+0.2830	–	15*	55.6	1.36	5.0
		Фильтрация метана	0.83	0.44	~0.062	0.0164	45	55.6	1.39	5.0
		Снижение давления	1.5	–	–0.0402**	–	–	55.6	1.38	3.2
		Закачивание 10%-го раствора хлорида магния	5.08	0.31	–0.1598 (0.1813)***	0.0318/~0.02	6.0	73.2	1.18–1.31	
		Техническая пауза	0.5	–	~0	–	–	73.2	–	

		Фильтрация CO_2	15	2.61	+0.2995 –0.1933 (–0.2376)***	0.0185/~0.05	15	70.0	1.20–1.48	
		Термическое разрушение гидрата метана	2.5	–	–0.2424	–	–	–	1.20–22.3	
8–12/16		Синтез гидрата метана в статических условиях	24.17	–	+0.2931	–	15*	45.4	1.24	5.1
		Фильтрация метана	1.5	0.82	+0.0012	–/0.0014	45	45.4	1.28	
		Снижение давления		–	–0.0254	–	–	45.4	1.28	3.3
		Закачивание 20%-го раствора метанола	8.25	0.57	–0.1930 (–0.1632)**	0.0588/0.0195	6	19.5	1.13	
		Техническая пауза (статическое разрушение гидрата метана)	1.0	–	–0.0418 (–0.0448)**	–	–	23.6	1.17	
		Фильтрация CO_2	21.08	3.81	+0.4095 –0.3398	0.105/0.0041	15	28.4	1.35	
		Термическое разрушение гидрата метана	2.17	–	–0.1428	–	–	–	1.35–23.0	
8–13/16		Синтез гидрата метана в статических условиях	19.67	–	+0.2541	–	15*		1.43	5.1
		Фильтрация метана	1.5	0.85	+0.0067	–/~0.0006	45		1.41	
		Снижение давления	3.0	–	–0.0220	–	–		1.41	3.3
		Закачивание 10%-го раствора метанола	16.6	1.24	+0.2515 (+0.2123)**	0.0384/0.0101	6		1.34–1.12	
		Техническая пауза	2.0	–	–0.0040	–	–		1.12	
		Фильтрация CO_2	26.0	4.91	+0.5060 –0.2056	0.0236/0.0023– 0.0046	15*		1.15–1.61	
		Термическое разрушение гидрата метана	2.5	–	–0.1454	–	–		1.29–22.7	3.3
22/16	1.66	Синтез гидрата метана в статических условиях	22.0	–	+0.3207	–	15*		1.31	5.1
		Фильтрация метана	0.5	0.27	~0	~0.0002	45		1.32	
		Снижение давления	3.0	–	–0.0264**	–	–		1.30	3.3
		Закачивание 5%-го раствора метанола	21.0	2.22 (по выходу 3.82 п.о.)	–0.2160 (–0.1858)***	0.1117/0.0215	9		1.31–1.15	
		Техническая пауза	3.0	–	–	–	–		1.15–1.23	
		Фильтрация CO_2	22.83	4.05	+0.2616***	0.2426/0.2318	15		1.23–1.70	
		Термическое разрушение гидрата метана	2.0	–	–0.2797	–	–		1.25–23.0	

* Максимальная скорость закачивания метана.
** Определено расчетным путем.
*** С учетом изменения насыщенности пористой среды.

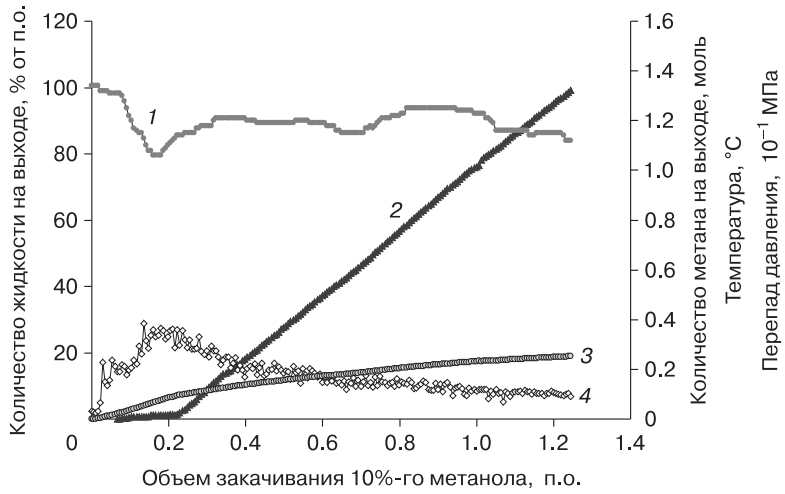

Рис. 2. Динамика закачивания 10%-го раствора метанола в пористую среду с гидратом метана (опыт 8–13/16).

1 – температура; *2* – количество жидкости на выходе модели пласта; *3* – количество метана на выходе; *4* – перепад давления.

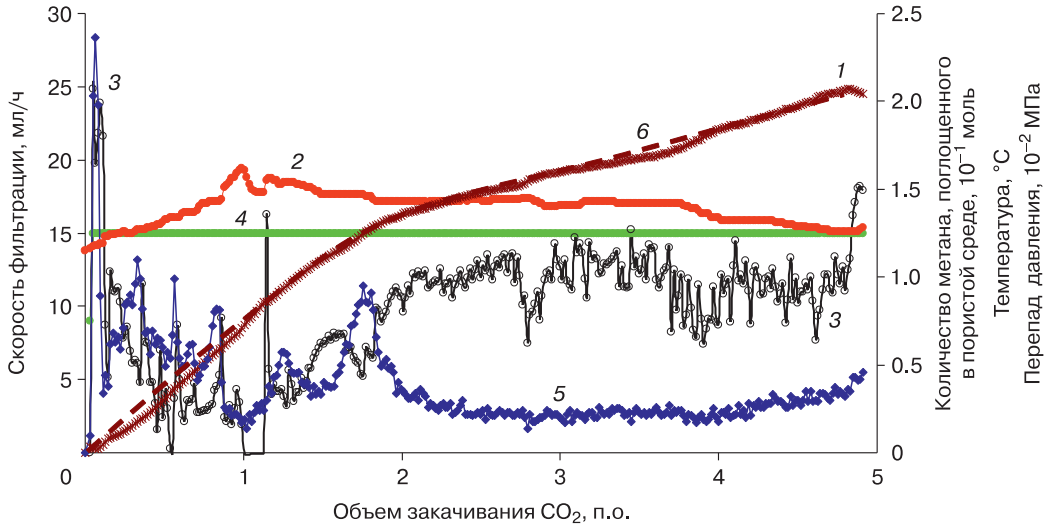

Рис. 3. Динамика фильтрации диоксида углерода в опыте 8–13/16.

1 – количество метана, поглощенного в пористой среде; *2* – температура; *3* – скорость флюидов на выходе модели пласта, *4* – скорость закачки; *5* – перепад давления; *6* – усредненная кривая, построенная по экспериментальным данным по поглощению метана.

перепад давления при закачивании раствора метанола увеличивался, что связано с быстрым разложением гидрата метана и выделением большого количества флюидов (воды и газа). После достижения максимального значения перепад давления только снижался.

При закачке раствора метанола вначале на выходе наблюдалось выделение газа, затем появилось немного жидкости. Прорыв жидкости (точнее, газожидкостной смеси) произошел после закачивания 0.23–0.24 п.о. раствора метанола, после чего на выходе наблюдалась смесь жидкости (смесь гидратной воды и метанола) и метана. Одновременно незначительно уменьшилась скорость выделения газа.

На разрушение гидрата метана указывает также некоторое понижение температуры в модели пласта. В конце этапа эксперимента по закачке раствора метанола скорость выделения флюидов и скорость закачивания раствора метанола сближаются, что связано с разрушением основного количества гидрата метана, содержащегося в пористой среде (см. табл. 3, рис. 2).

Из модели пласта выделилось 0.2515 моль CH_4, с учетом замещения газообразного метана в модели пласта на метанольный раствор можно

оценить количество выделившегося гидратного метана в 0.2123 моль. Оценка степени разложения гидрата в пористой среде составила 0.2123·100/0.2388 = 88.9 % (без учета метана, растворенного в закачиваемом растворе).

Закачивание диоксида углерода происходило при более низком перепаде давления, чем фильтрация водно-метанольного раствора (см. рис. 3). Отличительной особенностью фильтрации CO_2 является то, что скорость подачи газа больше, чем скорость его отбора, это указывает на синтез гидрата диоксида углерода в пористой среде. Всего в модель пласта было закачено 0.5060 моль CO_2, а из модели пласта выделилось 0.2056 моль газа (с учетом изменения насыщенности пористой среды – 0.2188 моль). Таким образом, модель пласта поглотила 0.5060 – 0.2188 = 0.2872 моль газа (оценка завышена, так как не учитывается растворение CO_2 в водно-метанольной смеси в модели пласта и сепараторе-измерителе). Степень замещения метана на диоксид углерода составила 0.2872·100/0.2388 = 120 %, т. е. гидрат метана в пористой среде эффективно замещается на гидрат диоксида углерода.

Высокую степень замещения метана на диоксид углерода подтверждает низкая проницаемость модели пласта для газа, которая составила 0.0015–0.0006 мкм^2, что значительно меньше, чем с гидратом метана (0.11 мкм^2).

4. Оценка влияния типа и концентрации ингибиторов на процессы в пористых средах. Исследуемые модели пласта были достаточно близки по проницаемости и начальной водонасыщенности, опыты проводились при одинаковом давлении, что позволило использовать результаты экспериментов для оценки влияния концентрации и типа ингибитора на скорость процесса разрушения гидрата, на процесс вытеснения из пористых сред жидкости и скорость поглощения диоксида углерода.

На начальном этапе эксперимента (при объеме закачивания раствора ингибитора 0.05–0.20 п.о.) зависимости выделения метана от объема закачивания имеют приблизительно линейный характер (рис. 4). Для оценки скорости выделения метана были использованы тангенсы угла наклона линейных участков (или близких к линейным участков кривых) в координатах “количество метана – объем закачивания раствора ингибитора”, которые в дальнейшем будем именовать скоростью выделения метана. Данные рис. 5 показывают, что первоначально скорость выделения метана линейно увеличивается по мере роста концентрации метанола, а при концентрации метанола 20–44 % выходит на “плато”, т. е. перестает зависеть от концентрации ингибитора. При использовании 10%-го раствора хлорида магния и 50%-го этиленгликоля значения скорости выделения метана близки к максимальной скорости выделения метана при использовании концентрированного раствора метанола. Следовательно, при высоких концентрациях ингибиторов разложение гидрата метана зависит главным образом от площади поверхности раздела гидрат–раствор ингибитора и слабо зависит от его состава.

Прорыв жидкости (точнее, газожидкостной смеси) через модель пласта подтверждает ранее обнаруженную зависимость скорости выделения метана от объема закачивания раствора ингибитора (рис. 6). Уменьшение скорости разрушения гидрата метана (при низкой концентрации метанола) замедляет прорыв жидкости через модель

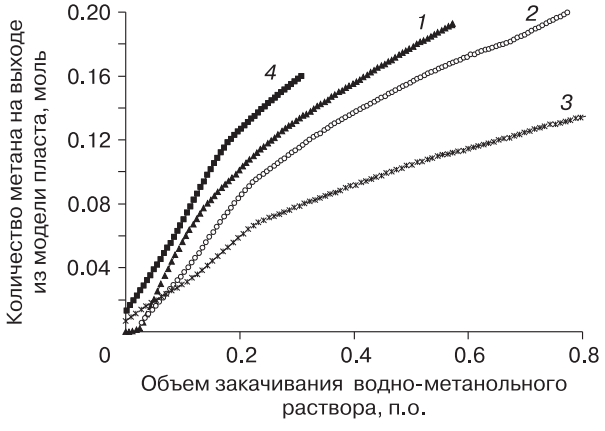

Рис. 4. Влияние концентрации и состава ингибитора на выделение метана при разрушении гидрата метана.

1 – 20%-й MeOH (опыт 8–12/16); *2* – 10%-й MeOH (опыт 8–13/16); *3* – 5%-й MeOH (опыт 22/16); *4* – 10%-й $MgCl_2$ (опыт 23–3/16).

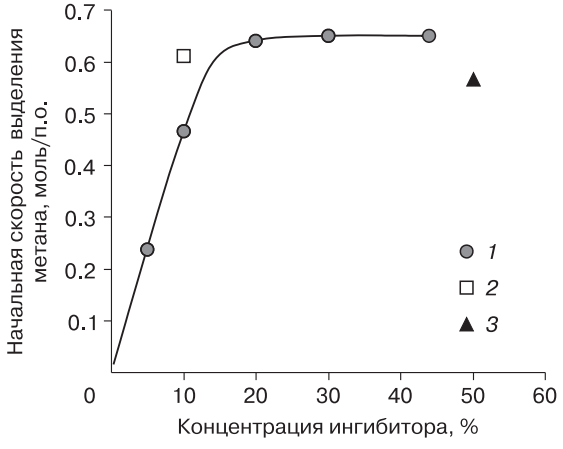

Рис. 5. Влияние концентрации и состава ингибитора на выделение метана из модели пласта при разрушении гидрата метана.

1 – MeOH; *2* – 10%-й $MgCl_2$; *3* – 50%-й этиленгликоль.

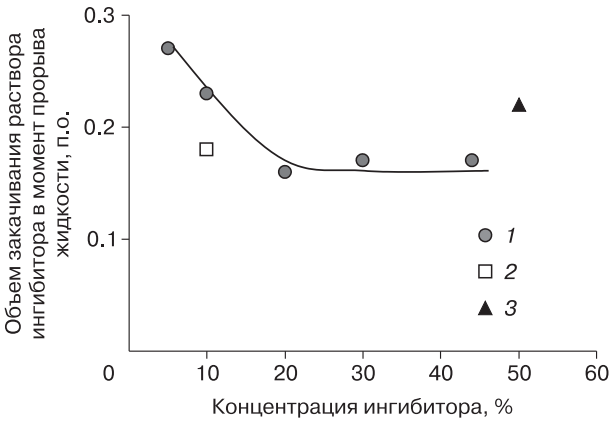

Рис. 6. Влияние концентрации и состава ингибитора на прорыв жидкости в модели пласта при разрушении гидрата метана.

1 – MeOH; *2* – 10%-й $MgCl_2$; *3* – 50%-й этиленгликоль.

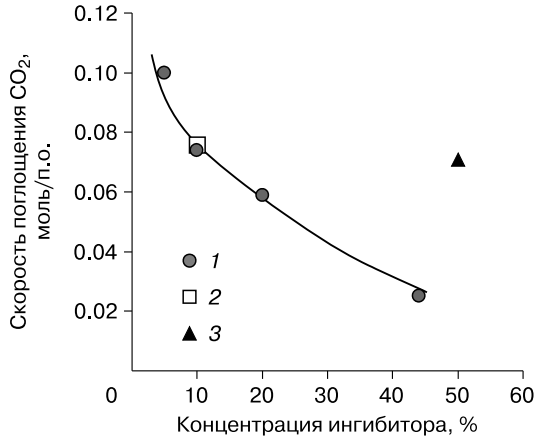

Рис. 7. Влияние концентрации раствора метанола на поглощение CO_2 пористыми средами (образование вторичного гидрата диоксида углерода).

1 – MeOH; *2* – 10%-й $MgCl_2$; *3* – 50%-й этиленгликоль.

пласта. При высокой концентрации ингибиторов (метанола и 10%-го хлорида магния) момент прорыва перестает зависеть от состава раствора ингибитора. Прорыв жидкости через модель пласта при использовании 50%-го этиленгликоля происходит позже, что объясняется его более высокой вязкостью.

Поглощение CO_2 при его закачивании в модель пласта складывается из растворения и синтеза гидрата диоксида углерода. Зависимость количества поглощенного CO_2 от объема закачивания диоксида углерода в интервале 0.5–2.0 п.о. носит линейный (или близкий к нему) характер и может быть использована для оценки скорости синтеза гидрата CO_2. Зависимость скорости превращения диоксида углерода в гидрат от начальной концентрации и типа ингибитора представлена на рис. 7. Видно, что по мере роста концентрации метанола скорость поглощения CO_2 быстро снижается. Скорость поглощения CO_2 после закачивания 10%-го раствора хлорида магния и после закачивания 50%-го этиленгликоля близки к скорости синтеза гидрата CO_2 после закачивания 10 и 20%-го метанола соответственно.

Проведенный эксперимент по последовательной закачке раствора ингибитора CO_2 показал следующее.

• При высоких концентрациях ингибиторов скорость разрушения гидрата метана перестает зависеть от его концентрации и слабо зависит от типа ингибитора.

• Сравнение результатов опытов с 20–44%-м метанолом и 50%-м этиленгликолем (см. рис. 5–7) показывает, что применение раствора этиленгликоля вместо раствора метанола приводит к уменьшению скорости разрушения гидрата метана, замедлению прорыва газожидкостной смеси через пористую среду и ускоряет синтез гидрата CO_2. По-видимому, полученные результаты объясняются различием в вязкости растворов ингибиторов.

• Прорыв жидкости (точнее, газожидкостной смеси) через пористую среду определяется скоростью разложения гидрата метана и ускоряется по мере ее роста. При высоких концентрациях метанола и хлорида магния момент прорыва не зависит от его концентрации.

• По совокупности свойств метанол представляется перспективным ингибитором в предлагаемом ингибиторно-заместительном методе добычи метана из гидратов. Он эффективен при разрушении гидратов, технологичен при использовании, имеет низкую стоимость и широко применяется в газовой промышленности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Продолжено исследование нового варианта метода добычи метана из гидратов с использованием его замещения на диоксид углерода. В варианте метода замещения медленный процесс замещения метана на CO_2 в твердой гидратной фазе заменяется на совокупность двух быстрых процессов: разрушения гидрата метана под действием термодинамического ингибитора гидратообразования с высвобождением метана и воды и процесс синтеза вторичного гидрата из CO_2 и свободной воды. При этом используется различная термодинамическая устойчивость гидратов метана и CO_2 в присутствии спиртового ингибитора гидратообразования.

Показано, что при изменении концентрации ингибитора меняются скорости разрушения гид-

рата метана, движения и прорыва газожидкостной смеси из метана, воды и ингибитора и значительно снижается скорость синтеза вторичного гидрата CO_2. Таким образом, заместительно-ингибиторный метод добычи гидратного метана и секвестрации парникового газа является управляемым процессом, и можно ожидать, что в пористой среде при последовательной фильтрации раствора ингибитора и CO_2 будет иметь место авторегулирование процесса.

Исследования проведены при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках задания № 13.1926.2014/К на выполнение научно-исследовательской работы по проектной части государственного задания в сфере научной деятельности.

Литература

Алтунин В.В. Теплофизические свойства двуокиси углерода. М., Изд-во стандартов, 1975, 546 с.

Altunin, V.V., 1975. Thermal Properties of Carbon Dioxide. Izd. Standartov, Moscow, 546 pp. (in Russian)

Булейко В.М., Григорьев Б.А. Исследование методами прецизионной адиабатической калориметрии влияния капиллярных эффектов на термодинамические свойства и кинетику процессов образования и разложения гидратов углеводородов алканового ряда // Тез. докл. Междунар. конф. “Фазовые превращения в углеводородных флюидах: теория и эксперимент” (Москва, 14–15 сент. 2016 г.). М., ИПНГ РАН; РГУ нефти и газа (НИУ), 2016, с. 35.

Buleiko, V.M., Grigoriev, B.A., 2016. High-precision adiabat calorimetry as a way to study the capillary effect on thermodynamic properties and the kinetics of formation and dissociation of alkane hydrates, in: Phase Change in Hydrocarbon Fluids: Theory and Experiment, Abstracts, Intern. Conf. (Moscow, 14–15 September 2016), IPNG RAN; RSU of Oil and Gas, Moscow, p. 35. (in Russian)

Загорученко В.А. Теплофизические свойства газообразного и жидкого метана / В.А. Загорученко, А.М. Журавлев. М., Изд-во стандартов, 1969, 236 с.

Zagoruchenko, V.A., Zhuravlev, A.M., 1969. Thermal Properties of Gaseous and Liquid Methane. Izd. Standartov, Moscow, 236 pp. (in Russian)

Котенев Ю.А., Андреев В.Е. Исследование гидрофобных эмульсий. Сообщение 3. Исследование реологических и фильтрационных характеристик эмульсий на основе нефти девонских пластов // Башкир. хим. журн., 2004, т. 11, № 3, с. 54–58.

Kotenev, Yu.A., Andreev, V.E., 2004. Hydrophobic emulsions. Part 3. Rheological and filtration properties of emulsions based on oil from Devonian reservoirs. Bashkir. Khim. Zhurn. 11 (3), 54–58.

Кузнецов Ф.А., Истомин В.А., Родионова Т.В. Газовые гидраты: исторический экскурс, современное состояние, перспективы исследований // Рос. хим. журн., 2003, т. XLVII, № 3, с. 5–18.

Kuznetsov, F.A., Istomin, V.A., Rodionova, T.V., 2003. Gas hydrates: historic background, modern state, and prospects. Ros. Khim. Zhurn. XLVII (3), 5–18.

Соловьев В.А. Природные газовые гидраты как потенциальное полезное ископаемое // Там же, с. 59–69.

Soloviev, V.A., 2003. Natural gas hydrates as potential hydrocarbon resources. Ros. Khim. Zhurn. XLVII (3), 59–69.

Хлебников В.Н., Антонов С.В., Мишин А.С. и др. Новый вариант заместительного метода добычи гидратного метана // Актуальные пробл. нефти и газа, 2016, № 2 (14). – URL: http://www.oilgasjournal.ru/issue_14/khlebnikov.pdf (дата обращения: 30.12.2016).

Khlebnikov, V.N., Antonov, S.V., Mishin, A.S., Bakulin, D.A., Khamidullina, I.V., Liang Meng, Vinokurov, V.A., Gushchin, P.A., 2016. The replacement method of methane production from hydrates: A new modification. Aktualnye Probl. Nefti i Gaza 14 (2).

Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Рос. хим. журн., 2003, т. XLVII, № 3, с. 80–90.

Yakushev, V.S., Perlova, E.V., Makhonina, N.A., Chuvilin, E.M., Kozlova, E.V., 2003. Gas hydrates in continental and island deposits. Ros. Khim. Zhurn. XLVII (3), 80–90.

DOE. Researchers Publications and Presentations of DOE Supported Methane Hydrate R&D 1999–2015, 2015, 282 p. – URL: http://www.netl.doe.gov/file%20library/research/oil-gas/methane%20hydrates/MHBibliography.pdf.

Gang, X.C., Sen, L.X. Research progress on methane production from natural gas hydrates // RSC Advances, 2015, vol. 5, No. 67, p. 54672–54699.

Haghighi, H. Phase equilibria modelling of petroleum reservoir fluids containing water, hydrate inhibitors and electrolyte solutions: Ph. D Dissertation. Great Britain, Edinburgh, Heriot-Watt Univ., Instit. of Petroleum Eng., 2009, 198 p.

Khlebnikov, V.N., Antonov, S.V., Mishin, A.S., et al. A new method for the replacement of CH_4 with CO_2 in natural gas hydrate production // Natural Gas Industry, 2016, vol. 36, No. 7, p. 40–47.

Liao, Z., Guo, X., Li, Z., et al. Experimental studies on the replacement of CH_4 hydrates with non-hydrocarbon gases // J. Petrochem. Univ., 2013, vol. 26, No. 4, p. 1–5.

Zhou, X., Fan, S., Liang, D., Du, J. Replacement of methane from quartz sand-bearing hydrate with carbon dioxide-in-water emulsion // Energy and Fuels, 2008, vol. 22, No. 3, p. 1759–1764.

Zhou, X., Liang, D., Liang, S., et al. Recovering CH_4 from natural gas hydrates with the injection of CO_2–N_2 gas mixtures // Energy and Fuels, 2015, vol. 29, No. 2, p. 1099–1106.

Поступила в редакцию
4 марта 2016 г.

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 50–60 **http://www.izdatgeo.ru**

НАДЕЖНОСТЬ ОСНОВАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

УДК 624.139 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(50-60)

МЕТОД РАСЧЕТА ВЕРТИКАЛЬНОЙ НАГРУЗКИ НА КРЕПЬ СКВАЖИНЫ ПРИ ОТТАИВАНИИ ВМЕЩАЮЩИХ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Я.Б. Горелик, П.В. Солдатов

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; gorelik@ikz.ru

Представлены данные по деформациям крепи скважин на северных месторождениях и результаты сравнения с лабораторными экспериментами, моделирующими сжатие крепи, которое приводит к деформациям, сходным с наблюдаемыми в натурных условиях. Мерзлые породы в районах расположения скважин включают глинистые пласты, сформировавшиеся по эпигенетическому типу. В талом состоянии такие пласты обладают повышенными механическими характеристиками и могут без разрушения выдерживать значительные нагрузки. Талая часть пласта имеет три опорных элемента: крепь скважины, собственное продолжение в мерзлых породах и подстилающие талые породы. Предложен метод расчета нагрузки на крепь в зависимости от размера области протаивания и свойств оттаивающих пород. Нагрузка на крепь вначале эксплуатации возрастает, достигая максимума, и далее снижается до асимптотически постоянной величины, не зависящей от радиуса протаивания. Опасными для сооружений являются первые несколько лет эксплуатации, что хорошо согласуется с известными натурными наблюдениями.

Мерзлые породы, талые породы, крепь скважины, осевые нагрузки, деформации крепи

METHOD OF CALCULATION OF AXIAL LOAD ON THE WELL'S CASING DURING THAWING OF FROZEN HOST SEDIMENTS

J.B. Gorelik, P.V. Soldatov

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, P/O 1230, Tyumen, 625000, Russia; gorelik@ikz.ru

The paper presents data on casing deformations reported from high-latitude hydrocarbon production fields, and results of their comparison with laboratory simulations of a casing subjected to axial compression leading to deformations, such as buckling, similar to those occurring under operation conditions. The frozen soils in regions of well placements with reported buckled casings include epigenetically frozen clayey layers. In the thawed state, such layers have better mechanical properties and may retain their integrity under significant loads. As such, the thawed part of the layer comprises three supporting elements: casing; its own extension into the frozen soils; and the underlying thawed soils. A method for calculating axial loads on the casing depending on the thawed area size and thawing soils properties is proposed. The axial load exerted on casing tends to grow reaching its maximum at the initial stages of well operation, and then decreases to the asymptotically constant value (regardless of thaw radius). Early years of well operations appear to be most hazardous for the constructions, which agrees well with the known practical results.

Frozen soils, thawed soils, casing, axial loads, casing buckling

ВВЕДЕНИЕ

Строительство и эксплуатация скважин на месторождениях углеводородов в районах распространения многолетнемерзлых пород сопряжены с определенными рисками, связанными с возникновением дополнительных нагрузок на крепь скважин, вызванных промерзанием или оттаиванием вмещающих пород [*Медведский, 1987; Быков, 1991; Совершенствование..., 1996; Ремизов и др., 2001; Василевский, 2002; Goodman, 1978; Hirshberg et al., 1988*]. Так, оттаивание мерзлых пород при воздействии тепла скважин связано с возникновением сил негативного трения, обусловленных частичным зависанием оттаявших пород на внешней стенке крепи и направленных по продольной оси скважины. Величина этих сил зависит от радиуса оттаивания и мощности слоя оттаявших пород [*Теория..., 1965*] и для определенных глубин может достигать критического значения, способного вызвать потерю продольной устойчивости крепи даже в случае сохранения боковой опоры на оттаявшие породы [*Горелик, Солдатов, 2016*]. Другим типом разрушающего воздействия осевой нагрузки является пластическая деформация материала обсадных труб и эксплуатационной колонны в виде образования гофр вблизи муфтовых соединений, которые также могут привести к разгерметизации муфтовых соединений, разрушению крепи и вынужденной остановке скважин [*Hirshberg et*

© Я.Б. Горелик, П.В. Солдатов, 2018

al., 1988]. Рассмотрим подробнее вид и последствия подобных деформаций на примерах.

1. Фактические данные по деформации крепи скважин и их лабораторных моделей

1.1. Ямбургское ГКМ. Характер деформации двух скважин на Ямбургском газоконденсатном месторождении (ГКМ) в совокупности с иной информацией детально описаны в работе [*Горелик, Солдатов, 2016*]. Ниже приводятся краткие сведения по конструкции и деформациям этих скважин. В табл. 1 представлены данные о конструкции скважин в интервале залегания мерзлых пород и некоторые технологические параметры. В табл. 2 содержатся сведения по инклинометрии деформированного участка и его положению в вертикальном разрезе по скв. 8032. Рисунок 1, *б* показывает характер деформаций этого участка крепи. Он соответствует потере продольной устойчивости крепи с одной полуволной изгиба в условиях сохранения боковой опоры на оттаявшие породы (просадка устья скважины составила 0.66 м).

Деформации второй скважины (8033) сосредоточены вблизи муфтового соединения, имеют иной характер и представлены на рис. 1, *а*. На рис. 1 также даны интервалы деформации и взаимное расположение двух деформированных скважин относительно друг друга в разрезе по осевой линии вдоль куста.

Методом импульсной дефектоскопии было определено, что обсадная колонна скв. 8033 разорвана со смещением на муфтовом соединении (см. рис. 1, *а*), однако труба сохраняет вертикальность в этом интервале глубин. Насосно-компрессорная труба (НКТ) в интервале 216.5–226.5 м искривлена.

Участки глубин H_2 и H_1 указывают на интервалы деформации скважин 8033 и 8032 соответственно. Так, на скв. 8032 деформация зафиксирована в интервале 225–268 м, т. е. длина интервала H_1 составляет 43 м. На скв. 8033 интервал деформации H_2 составляет около 60 м и расположен между глубинами 190–250 м. Учитывая, что интервалы деформации обеих скважин примерно одинаковы и расположены на одинаковой глубине, а расстояние между скважинами составляет 40 м, можно сделать вывод: причина деформаций кроется в геологическом строении многолетнемерзлых пород и их свойствах при оттаивании.

1.2. Ванкорское месторождение. На одной из кустовых площадок Ванкорского месторождения, как и на Ямбургском ГКМ, произошла деформация двух соседних скважин (с их последующей вынужденной остановкой). Фактические данные по этим скважинам представлены компанией “Ванкорнефть” на рабочем совещании по выяснению причин деформаций, проведенном с участием ИКЗ СО РАН в ноябре 2015 г.

В табл. 3 приведены конструктивные и технологические параметры деформированных сква-

Таблица 1. **Технологические и конструктивные параметры деформированных скважин на Ямбургском ГКМ**

Скважина	$D \times s$		Период бурения скважины	Запуск в эксплуатацию	Остановка
	кондуктор	эксплуат. колонна			
8032	245 × 11.1	168.3 × 8.94	22.12.1994–08.01.1995	24.03.1996	01.05.1997
8033	245 × 11.1	168.3 × 8.94	14.01.1995–08.02.1995	24.03.1996	07.2000

Примечание. D – диаметр, мм; s – толщина, мм.

Таблица 2. **Результаты инклинометрии деформированного участка скважины 8032**

Интервал глубин, м	Угол отклонения от вертикали, град		Примечание
	открытый ствол*	эксплуатационная колонна**	
0–100	0	1.00	
100–229	0	1.00–6.45	
230–239	0	8.00–11.45	Интервал набора кривизны (смятия эксплуатационной колонны)
240–246	0	8.30–3.45	Интервал спада кривизны
247–252	0	13.15–17.30	Интервал наибольшего набора кривизны (смятия эксплуатационной колонны)
253–259	0	16.45–5.45	Интервал спада кривизны (запись в НКТ)
260–266	0	2.30–2.15	Практически вертикальный ствол (запись в НКТ)
266–300	0.15	1.30–0.45	Вертикальный ствол (запись в НКТ)
300–500	0.15	0.15–1.00	Вертикальный ствол (запись в эксплуатационной колонне)

* Дата: 04.01.1995 г.
** Дата: 20.08.2000 г.

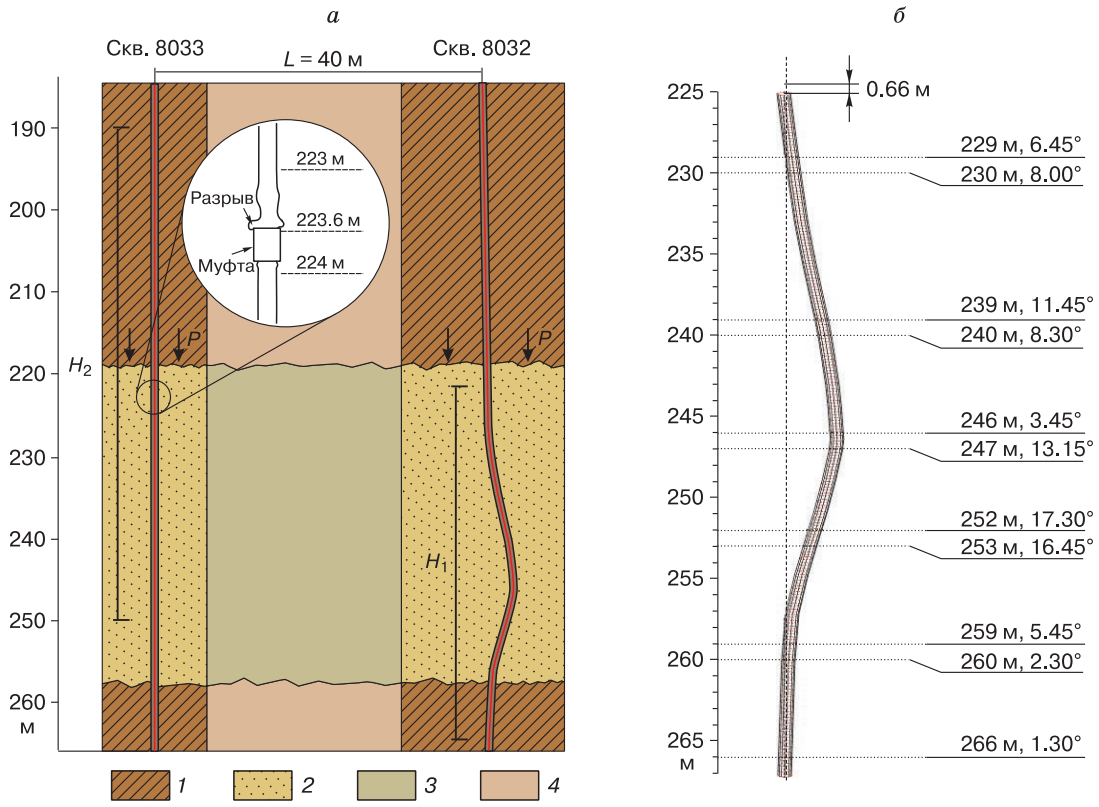

Рис. 1. Условия и характер деформирования скважин на Ямбургском ГКМ:

а – геологический разрез и характер деформаций скважин 8032 и 8033; *б* – детальная информация по деформированному участку скважины 8032 на Ямбургском ГКМ (по данным инклинометрии от 20.08.2000 г.), значения угла отклонения локального участка крепи от вертикали; *1* – талая плотная глина; *2* – талый слабоконсолидированный песок; *3* – мерзлый песок; *4* – мерзлая глина.

жин. На рис. 2 представлены трехмерные изображения деформированных участков и интервалы глубин, в которых они размещены в массиве пород. Максимальные деформации скважин приурочены к интервалу глубин от 170 до 195 м. Деформированные участки обеих скважин имеют вид гофрированных складок, возникновение которых может быть обусловлено пластическим течением металла под действием осевой нагрузки. Нарушение вертикальности крепи в пределах интервала ее деформаций не отмечено. Более подробная геологическая информация о мерзлых породах по территории Ванкорского месторождения отсутствует.

1.3. Лабораторные эксперименты компании "Exxon" и сопоставление с натурными данными. В конце 1980-х гг. компания "Exxon" выполнила серию экспериментов по воздействию разрушающей осевой нагрузки на модели обсадных труб разных диаметров и длины [*Hirshberg et al., 1988*]. Целью эксперимента было изучение влияния вертикальных нагрузок на крепь скважины, возникающих при осадке оттаивающего грунта в процессе

Таблица 3. **Конструктивные и технологические параметры деформированных скважин Ванкорского месторождения**

Скважина	$D \times s$		Период бурения ствола под кондуктор	Запуск в эксплуатацию	Остановка	Дополнительные сведения
	кондуктор	эксплуат. колонна				
№ 1	245 × 8.9	178 × 10.4	11–18.08.2008	10.08.2009	08.09.2013	При бурении наблюдались процессы растепления и кавернообразования. Высота подъема цемента за кондуктором 182 м от устья
№ 2	245 × 8.9	178 × 10.4	04–08.08.2008	29.01.2010	08.09.2015	При бурении наблюдались процессы растепления и кавернообразования. Высота подъема цемента за кондуктором 191 м от устья

их эксплуатации на месторождениях Аляски. В этой работе приведены данные по свойствам материала труб и характеристике условий нагружения образцов. Лабораторный образец представлял собой два отрезка обсадной трубы, состыкованных муфтовым соединением (рис. 3). На рис. 3, *а*, *б*

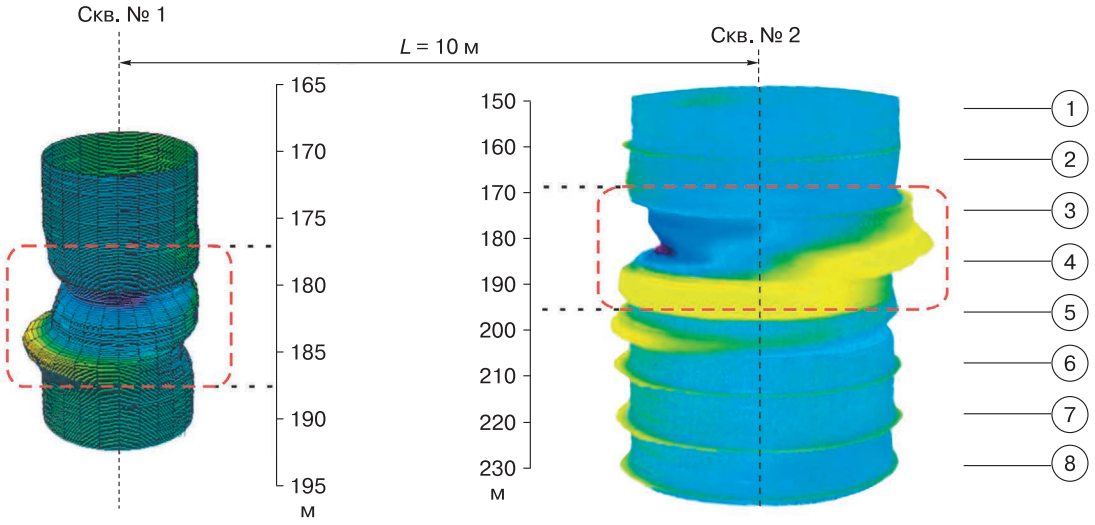

Рис. 2. Фрагменты деформаций крепи скважин Ванкорского месторождения (по данным инструментальных замеров).

Шкалы глубин интервала деформаций, м; 1–8 – номера соединительных муфт в интервале деформаций; красными штриховыми линиями выделены места локализации максимальных деформаций.

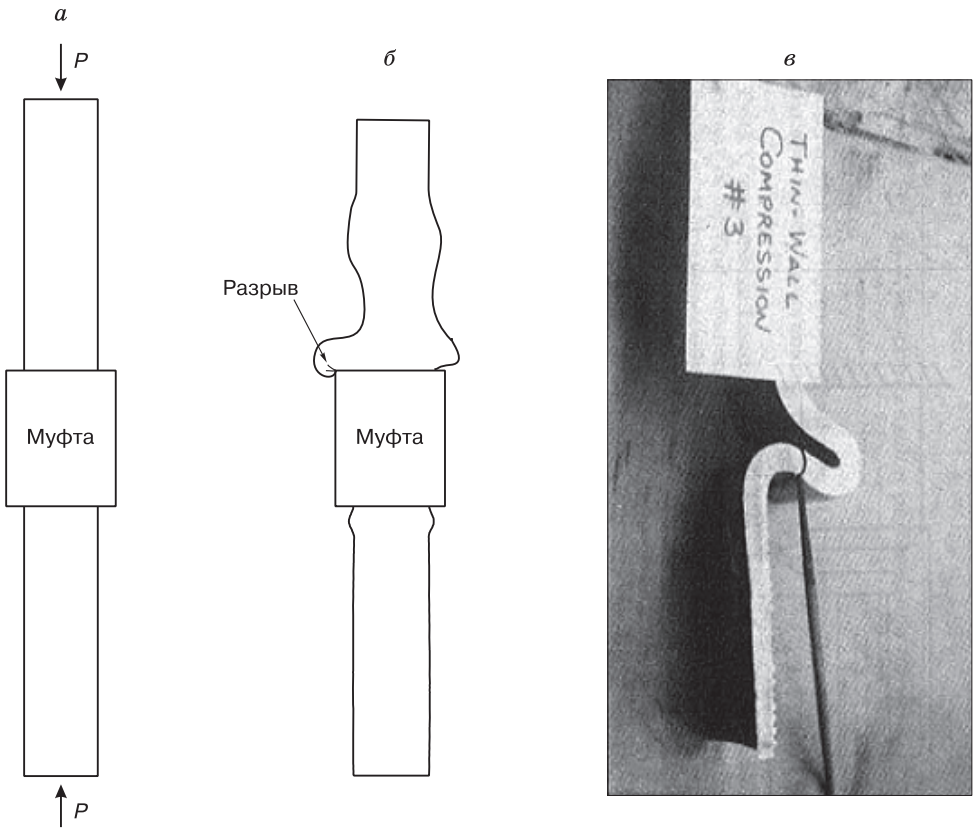

Рис. 3. Испытуемый образец фрагмента обсадной трубы:

а, *б* – схематичное изображение до и после испытания осевой разрушающей нагрузкой; *в* – фотография продольного распила деформированного участка обсадной трубы [*Hirshberg et al., 1988*].

представлен образец до и после приложения разрушающей нагрузки. На фотографии (см. рис. 3, *в*) показан продольный распил деформированного участка модели, прилегающего к муфтовому соединению.

В процессе испытаний все образцы деформировались одинаковым образом, а именно с образованием окружной выпуклости на одной из сторон муфтового соединения. Последующее сжатие приводило к росту выпуклости, которая в итоге загибает муфту и приводит к разрыву тела трубы. Авторы статьи отмечают высокую степень пластического поведения материала трубы до момента разрыва. Отметим, что разрушающая нагрузка в рассматриваемых здесь экспериментах достигала значений примерно 8 МН (800 тс).

Сопоставление деформаций обсадных колонн на Ямбургском (скв. 8033) и Ванкорском месторождениях и деформаций образцов при лабораторном испытании на сжатие выявляет общие признаки возникающей картины деформаций.

1. Как и в лабораторных экспериментах, наблюдаемые на эксплуатационных скважинах деформации обсадных колонн произошли с образованием окружных выпуклостей (гофр). Эти факты установлены инструментальными обследованиями деформированного интервала обсадных колонн.

2. Окружная выпуклость образуется на участке трубы, вплотную примыкающем к соединительной муфте, причем в ходе физических испытаний на сжатие было установлено, что деформация происходит только с одной стороны муфтового соединения. Данная особенность деформации прослеживается в трех из четырех случаев деформаций эксплуатационных скважин на рассматриваемых месторождениях.

3. Желтая индикаторная подсветка и соответствующие ей уровни зон деформаций колонны на рис. 2 четко отображают расстояние между образовавшимися выпуклостями, составляющее примерно 11.5 м, что соответствует длине участков обсадной трубы и положению муфтовых соединений.

Учитывая приведенные факты по лабораторному моделированию воздействия осевых нагрузок на обсадные трубы, а также результаты выполненных ранее расчетов потери продольной устойчивости крепи [*Горелик, Солдатов, 2016*], можно сделать вывод, что все обсуждаемые здесь случаи деформаций колонн как на Ямбургском, так и на Ванкорском месторождениях образовались вследствие высоких осевых нагрузок на крепь.

2. Расчет осевых нагрузок на крепь скважины при оттаивании мерзлых пород

2.1. Вводные замечания. Для проектирования надежных конструкций скважин, способных противостоять возникающим нагрузкам, необходимо иметь адекватный способ их расчета. Обзор существующих подходов к этой проблеме приведен в [*Горелик, Солдатов, 2016*]. Здесь ограничимся только кратким замечанием по работе [*Goodman, 1978*], в которой приводится теоретическое объяснение возникающих нагрузок на крепь скважины при оттаивании мерзлых пород, основанное на предположении о равенстве нулю порового давления в оттаивающих породах. В [*Goodman, 1978*] такое предположение не сопровождается каким-либо описанием процессов и ситуаций, приводящих к этому посылу, и не может быть принято без специальных исследований, доказывающих исчезновение гидростатического давления в конкретных случаях.

В публикации [*Горелик, Солдатов, 2016*] было использовано эмпирическое соотношение из работы [*Теория..., 1965*] для осевой силы негативного трения P_{sh}, действующей на крепь на глубине H, которое используется при проектировании шахтных стволов и имеет следующий вид:

$$P_{sh} = \pi a R \rho g H, \qquad (1)$$

где ρ – плотность оттаявших пород; a, R – радиус внешнего цементного кольца скважины и текущее значение радиуса протаивания; $g = 9.81$ м/с^2. Важно, что выражение (1) учитывает текущее положение радиуса протаивания и, следовательно, отражает зависимость этой силы от времени. При этом авторы отмечают, что зависимость от радиуса протаивания четко прослеживается только до его значения 4–5 м, а далее становится малозаметной (т. е. при превышении значения 5 м в (1) необходимо подставлять $R = 5$ м). Фактически это означает, что ощутимое влияние радиуса протаивания прослеживается только для первых лет эксплуатации сооружения. Вместе с тем теоретические предпосылки этой формулы не ясны, что приводит к неопределенности границ ее применимости. Ниже рассматривается способ получения альтернативного соотношения, учитывающего геологическое строение вмещающего скважину массива пород и их физико-механические свойства в оттаивающем и талом состояниях.

2.2. Геологические предпосылки расчетной схемы. Геологические разрезы территорий рассматриваемых месторождений в интервале залегания мерзлых пород представляют собой переслаивание глинистых и супесчаных пластов различной мощности [*Баулин и др., 1967; Дубиков, 2002*]. Геокриологическая характеристика Ямбургского ГКМ представлена в [*Горелик и др., 2015*]. Для рассматриваемой ниже расчетной схемы важны конкретные свойства отдельных пластов (рис. 4).

Для песков: а) пески в оттаявшем состоянии не обладают сцеплением и потому не могут передать весовую нагрузку от всей их оттаявшей массы

на вертикальные стенки крепи; б) при оттаивании происходит их достаточно быстрая консолидация под действием собственного веса с отжатием избыточной воды.

Для глин: а) глинистые пласты в оттаявшем состоянии могут обладать достаточно высокими прочностными показателями и вплоть до достижения радиусом протаивания определенного значения могут без разрушения выдерживать вес перекрывающих пород, испытывая при этом некоторые деформации прогиба (при условии дренажа воды из подстилающих пород за пределы занимаемого ими объема); б) деформации прогиба должны вызывать силовую реакцию подстилающего песчаного грунта (направленную противоположно силе тяжести), количественное описание которой может быть сформулировано в рамках известных механических моделей (например, упругой постели); в) талая часть глинистого пласта по своей внешней границе продолжается в мерзлую породу, а по внутренней границе связана с шероховатой стенкой внешнего цементного кольца крепи, радиус которой варьирует по глубине около среднего значения (см. рис. 4, *а*).

Отметим, что в отчетных материалах по Ямбургскому ГКМ имеется информация о повышенной прочности, плотности и других механических характеристиках мерзлых глин в некоторых слоях, но сведения об этих характеристиках для пород в талом состоянии отсутствуют.

2.3. Расчетная схема и метод расчета. Указанные свойства отдельных пластов позволяют в качестве расчетной модели для определения нагрузки на крепь рассматривать талую часть глинистого пласта как плиту на упругом основании, деформирующуюся под действием веса перекрывающих пород и силовой реакции подстилающих талых пород с заданными условиями связи по обоим граничным контурам. Ниже рассматривается простой тип представленного на рис. 4 разреза, включающего одиночный пласт глины. Более сложные случаи разрезов из нескольких глинистых слоев требуют обобщения приведенных ниже выкладок и здесь не рассматриваются. Пусть кровля глинистого пласта залегает на глубине H, его толщину обозначим h. Пласт имеет форму круглой плиты с внешним радиусом R_2 (совпадающим с текущим значением радиуса протаивания) и с круглым отверстием в центре радиусом R_1 (равным среднему значению радиуса внешнего цементного кольца). Обозначим: E, σ – модуль упругости и коэффициент Пуассона глины, D – цилиндрическая жесткость плиты. При этом

$$D = Eh^3 \Big/ \left(12\left(1-\sigma^2\right)\right). \qquad (2)$$

Упругое сопротивление подстилающего грунта будем описывать соотношением упругой постели

$$p_w = kw, \qquad (3)$$

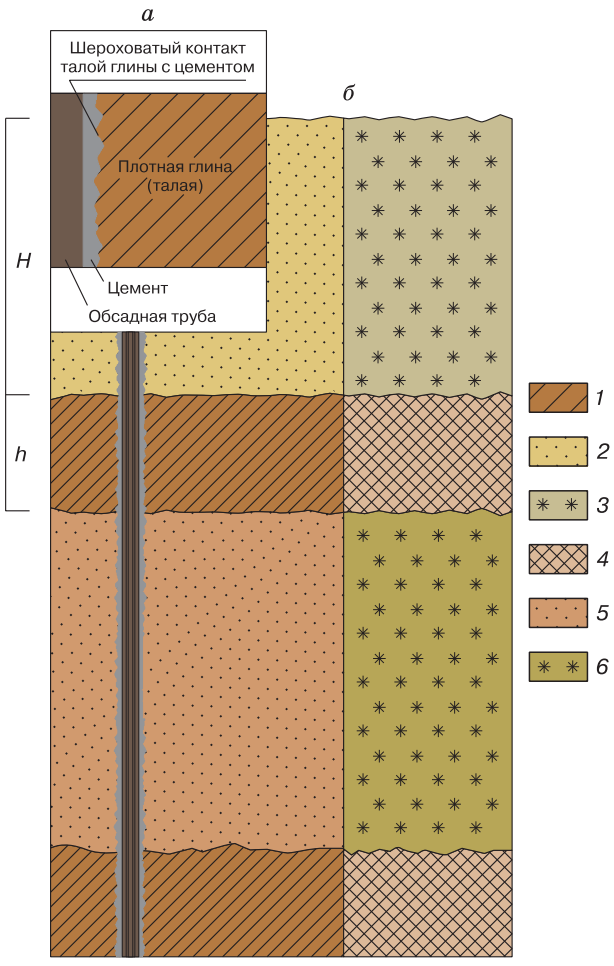

Рис. 4. Иллюстрация к выбору расчетной схемы:

а – граница сцепления глинистого пласта с цементным камнем; *б* – геологический разрез; *1* – плотная талая глина; *2* – талый песок; *3* – мерзлый песок; *4* – плотная мерзлая глина; *5* – талый сжимаемый грунт (упругая постель); *6* – мерзлый грунт.

где p_w – реактивное давление; w – величина вертикальной деформации плиты; k – коэффициент постели. Если приложенная к плите внешняя нагрузка q является осесимметричной относительно ее центральной оси, то в цилиндрической системе координат статическая деформация плиты зависит только от радиальной координаты r и описывается неоднородным бигармоническим уравнением [*Коренев, 1954; Тимошенко, 1967*]. В этих работах введены безразмерные величины и имеющий размерность длины параметр l:

$$u = w/l,\ x = r/l,\ Q = ql^3/D,\ l = \sqrt[4]{D/k}. \qquad (4)$$

Тогда уравнение записывается в безразмерном виде:

$$\Delta_x \Delta_x u + u = Q; \qquad (5)$$

$$\Delta_x = \frac{d^2}{dx^2} + \frac{1}{x}\frac{d}{dx}. \qquad (6)$$

В рассматриваемом здесь случае внешняя нагрузка q определяется весом перекрывающей толщи грунта (включая вес самого глинистого пласта) за вычетом выталкивающей силы воды и выражается следующим образом:

$$q = (\rho_s - \rho_w) g (H + h), \qquad (7)$$

где ρ_s, ρ_w – плотность грунта в талом состоянии и плотность воды; g – ускорение свободного падения. Определяемая выражением (7) нагрузка q не зависит от радиальной координаты (является постоянной вдоль радиуса). Учет выталкивающей силы в (7) справедлив, если на промежуточных стадиях консолидации вода из подстилающих глинистый пласт грунтов может дренировать в перекрывающие породы по зазорам и трещинам на контакте глинистого слоя с цементом вплоть до наступления стабилизированного состояния, деформации в котором описываются уравнением (5).

В качестве граничных условий для (5) примем условия жесткой заделки глинистого пласта по внешнему и внутреннему периметрам плиты, что приводит к четырем дополнительным условиям:

$$u(x_1) = u(x_2) = 0, \quad u'(x_1) = u'(x_2) = 0, \qquad (8)$$

где $x_1 = R_1/l$; $x_2 = R_2/l$; штрих означает производную по x.

Уравнение (5) является линейным неоднородным дифференциальным уравнением четвертого порядка. Его общее решение определяется суммой общего решения однородной части (при $Q = 0$) и любого из частных решений (5). Общее решение однородной части выражается линейной комбинацией четырех функций Бесселя: ber(x), bei(x), ker(x), kei(x) [*Тимошенко, 1967*] (называемых также функциями Кельвина [*Справочник..., 1979*]). При Q = const частным решением (5) является функция $u(x) = Q$. Таким образом, общее решение (5) может быть представлено в виде

$$u(x) = Q + A_1 \,\mathrm{ber}(x) + A_2 \,\mathrm{bei}(x) + \\ + A_3 \,\mathrm{ker}(x) + A_3 \,\mathrm{kei}(x). \qquad (9)$$

Из условий (8) определяются неизвестные константы $A_1 - A_4$ (выражения не приводятся в силу их громоздкости). Если считать фиксированным значение x_1, то каждая из этих констант является функцией трех входных параметров: Q, l, x_2. Способ их явного определения показывает, что каждую из этих функций можно представить в следующем виде:

$$A_n = Q\,\varphi_n(l, x_2), \quad n = 1, 2, 3, 4, \qquad (10)$$

где функции φ_n не зависят от Q.

Суммарные силовые реакции по внутреннему (P_i) и внешнему (P_e) контурам плиты определяются известными выражениями [*Коренев, 1954; Ландау, Лифшиц, 1987*]

$$P_i = 2\pi R_1 \frac{D}{l^2} \frac{d}{dx} \Delta_x u_{x=x_1}; \qquad (11)$$

$$P_e = -2\pi R_2 \frac{D}{l^2} \frac{d}{dx} \Delta_x u_{x=x_2}. \qquad (12)$$

Учитывая (9) и то обстоятельство, что применение стоящего в круглых скобках (11) и (12) оператора Лапласа к любой из функций Кельвина переводит ее в другую функцию из этой же группы с соответствующим знаком [*Справочник..., 1979*] (например, $\Delta_x \,\mathrm{ber}(x) = -\mathrm{bei}(x)$ и т. д.), эти соотношения можно переписать через первые производные от функций Кельвина. В частности, для внутреннего контура (на контакте с крепью скважины) получим

$$P_i = 2\pi R_1 \frac{D}{l^2} \big(-A_1 \mathrm{bei}'(x_1) + A_2 \mathrm{ber}'(x_1) - \\ - A_3 \mathrm{kei}'(x_1) + A_4 \,\mathrm{ker}'(x_1)\big). \qquad (13)$$

На основании соотношений (4), (10), (13) несложно показать, что зависимость величины P_i (как и P_e) от параметров E и k сводится к зависимости только от их отношения (E/k). Это свойство может снизить объем необходимых вычислений. Умножая обе части уравнения (5) на x и интегрируя в пределах от x_1 до x_2, а также по центральному углу в пределах от 0 до 2π, получим уравнение интегрального баланса сил, действующих на плиту в состоянии ее механического равновесия. Оно может быть представлено в виде

$$P_i + P_e + P_w = -P_q, \qquad (14)$$

где P_i, P_e определяются соотношениями (11) и (12); P_w – суммарная реакция упругой постели, заданная формулой

$$P_w = 2\pi \int_{R_1}^{R_2} p_w(r) r dr = 2\pi k l^3 \int_{x_1}^{x_2} u(x) x dx, \qquad (15)$$

P_q – суммарная нагрузка от веса перекрывающих пород:

$$P_q = \pi l^2 q \left(x_2^2 - x_1^2\right). \qquad (16)$$

Равенство (14) удобно использовать как тестовое соотношение для итоговой проверки выполненных расчетов.

Отметим, что вместо выбранного в (9) набора функций Б.Г. Коренев и другие авторы [*Коренев, 1954; Коренев, Черниговская, 1962; Горбунов-Посадов и др., 1984*] используют иной набор (связанный с функциями Кельвина линейными соотношениями), для которых составлены специальные таблицы. Однако используемый здесь набор функций в настоящее время имеет значительные преимущества, поскольку для них (как и для их первых производных) имеются высокоточные интерполяционные выражения [*Справочник..., 1979*],

позволяющие в значительной степени автоматизировать процесс вычислений. Переход к размерным величинам осуществляется с помощью соотношений (4). Если ось Ow направлена вверх, то величины w, g и P_q отрицательны (так как деформации прогиба, сила тяжести и вес пород направлены вниз, т. е. противоположно направлению оси Ow), а силы реакции (P_i, P_e, P_w) в (14) должны быть положительными (они направлены вверх).

Формулы (9), (11), (12) с учетом (13), (15), (16) позволяют вычислить все необходимые величины, характеризующие состояние равновесия глинистой плиты и соответствующие реактивные усилия во всех элементах системы. Для проектирования конструкций скважин наиболее важны расчетная нагрузка на крепь (суммарная сила реакции внутреннего контура закрепления плиты P_i) и ее зависимость от радиуса протаивания. Однако и другие величины могут быть полезными при оценке влияния сопутствующих процессов (например, при анализе величины осадки оттаивающего грунта, установлении диапазона нагрузок, обеспечивающих целостность глинистого пласта, и т. д.).

2.4. Примеры вычислений. Рассмотрим примеры вычислений для различных значений коэффициента постели (перекрывающих диапазон возможных значений этого параметра для талых грунтов [*Коренев, Черниговская, 1962*]) при следующих исходных данных: H = 70 м, h = 2 м, R_1 = = 0.2 м, $E = 10^7$ Па, $\sigma = 1/6$, ρ_s = 1800 кг/м^3, ρ_w = = 1000 кг/м^3, и для разных значений радиуса протаивания R_2. Модуль упругости E принят близким к этому показателю для наиболее плотных глин. Все вычисления достаточно просто осуществляются в среде MathCad.

На рис. 5 приведены результаты расчета деформаций глинистой плиты при фиксированном значении радиуса протаивания R_2 = 5 м и разных значениях коэффициента постели. Следует отметить, что при изменении коэффициента постели на пять порядков максимальный прогиб изменяется примерно на порядок.

В табл. 4 дан пример расчета полной нагрузки и всех реактивных сил в зависимости от величины радиуса протаивания. По табл. 4 с помощью соотношения (14) может быть оценена точность расчетов. Для сравнения в последнем столбце приведена зависимость нагрузки на крепь, определяемая по формуле (1). На данном примере видно изменение в монотонности поведения нагрузки на крепь в диапазоне изменений радиуса протаивания от 4.5 до 6 м.

На рис. 6 показан ход поведения суммарной нагрузки на крепь скважины в зависимости от радиуса протаивания при трех значениях коэффициента постели. Здесь же для сравнения приведена кривая нагрузок, полученная вычислением по формуле (1).

2.5. Обсуждение результатов. В отличие от формулы (1), расчеты предлагаемым способом демонстрируют немонотонную зависимость нагрузки от радиуса протаивания. На начальном этапе нагрузка растет до некоторого максимального значения, далее происходит ее снижение с выходом на асимптотически постоянное (не зависящее от

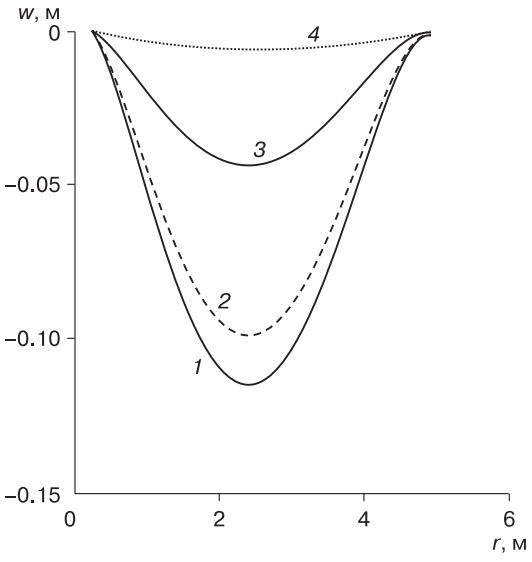

Рис. 5. Кривые функции вертикальной деформации пласта (w) от радиальной координаты (r) при R_2 = 5 м и разных значениях k:

1 – 10^3 Па/м; *2* – 10^6 Па/м; *3* – 10^7 Па/м; *4* – 10^8 Па/м.

Таблица 4. **Зависимость величины общей нагрузки и реактивных сил (абсолютные значения) от положения границы протаивания (R_2) при $k = 10^7$ Па/м**

R_2, м	P_i	P_e	P_w	P_q	P_{sh}
	тс				
0.2	0	0	0	0	15
0.5	14.4	22.8	0	37.2	38
1.0	55.1	115.1	0	170.2	77
1.5	116	273.5	2.2	392	116
2.0	195	493	14	702	155
2.5	284	760	57	1101	194
3.0	371	1053	165	1589	233
3.5	441	1344	380	2165	271
4.0	486	1613	731	2830	310
4.5	503	1856	1225	3584	349
5.0	500	2078	1848	4426	388
6.0	470	2498	3408	6377	465

Примечание. Для наглядности все силовые характеристики (P_i, P_e, P_w, P_q, P_{sh}) даны в тонна-силах (1 тс = 10^4 Н). Обозн. см. в тексте (формулы (11), (12), (15), (16), (1)).

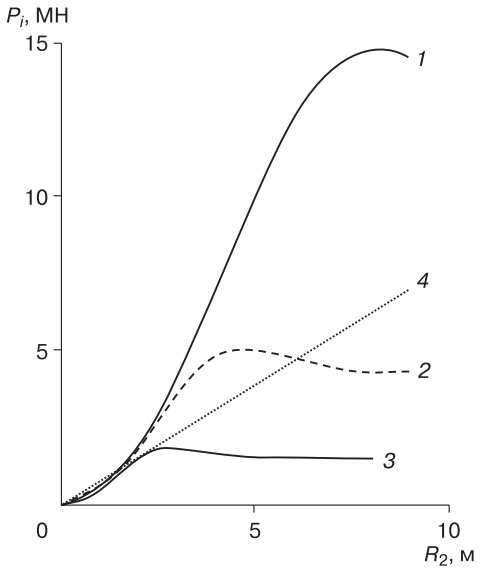

Рис. 6. Зависимость суммарной нагрузки на крепь (P_i) от радиуса протаивания (R_2) при разных значениях k:

1 – 10^6 Па/м; *2* – 10^7 Па/м; *3* – 10^8 Па/м; *4* – по формуле (1).

R_2) значение. Величина максимума и асимптотическое значение уменьшаются с ростом коэффициента постели (при этом наиболее существенную роль в перераспределении реактивных нагрузок играет реакция основания P_w). Положение максимума смещается в сторону больших значений R_2 с уменьшением коэффициента постели (т. е. с уменьшением сопротивления упругого основания максимум нагрузки соответствует более поздним моментам времени от начала эксплуатации скважины). Например, для коэффициента $k = 10^3$ Па/м максимум на кривой достигает величины около $6 \cdot 10^7$ Н (6000 тс). При этом его положение примерно соответствует значению $R_2 = 13$ м, что, как правило, имеет место спустя несколько десятков лет непрерывной эксплуатации скважины. Однако разрушающего значения эти нагрузки достигают уже при радиусе протаивания 5–6 м (при заданной глубине 70 м). Малые значения величины k могут быть характерны для грунтов, имеющих повышенное льдосодержание в исходном (мерзлом) состоянии. В этом случае нагрузки превосходят разрушающие значения, примененные в экспериментах работы [*Hirshberg et al., 1988*], а также являются опасными для потери продольной устойчивости крепи [*Горелик, Солдатов, 2016*]. Грунты в высокой степени консолидированные в процессе формирования, промерзавшие по эпигенетическому типу и обладающие высокими коэффициентами сопротивления деформациям, являются более безопасными для эксплуатации скважин. Следует, однако, иметь в виду, что расчетные нагрузки (учитывая (10) и (13)) фактически пропорциональны глубине залегания глинистого пласта H. Это означает, что для глубины примерно 200 м (на которой произошли аварийные деформации скважин) нагрузки в точке максимума будут достигать опасных значений, в том числе для коэффициентов постели $k = 10^7$ и 10^8 Па/м.

Показанное на рис. 6 поведение нагрузки находится в полном соответствии с наблюдаемым в натурных условиях влиянием процесса протаивания на сроки и интенсивность деформаций крепи шахтных стволов [*Теория..., 1965*] и скважин [*Горелик и др., 2015*]. Наиболее опасными для сооружений являются первые несколько лет с момента их пуска в эксплуатацию. Дальнейшая эксплуатация снижает риски опасных деформаций.

Наличие максимума в функции $P_i(R_2)$ не является очевидным, и для его обоснования полезно привести некоторые физические соображения. Параметр l, введенный соотношениями (4), определяет характерное расстояние от точки приложения местной нагрузки к плите, на котором ее деформации затухают до некоторого постоянного значения. Например, если ориентироваться на решение задачи о деформации неограниченной плиты под действием сосредоточенной силы, то такое расстояние составляет приблизительно $3l$ [*Тимошенко, 1967*].

В рассматриваемой задаче местные (неоднородные) нагрузки сосредоточены на круговых контурах заделки плиты. Если радиус плиты R_2 настолько велик, что выполняется условие $R_2 >> 2(3l)$, то картина деформаций плиты (в поперечном разрезе) должна иметь блюдцеобразный вид: протяженное дно ограничено с краев довольно резкими закругленными поднятиями, причем протяженность поднятий вдоль радиуса равна примерно $3l$. Форма и характерные размеры поднятий будут слабо зависеть от протяженности дна при выполнении записанного неравенства и при дальнейшем увеличении R_2. Это означает, что при фиксированном значении R_1 функция $P_i(R_2)$, согласно (11), асимптотически стремится к постоянному значению. В то же время, согласно (12), функция $P_e(R_2)$ должна линейно возрастать при тех же условиях. При этом общая нагрузка от веса перекрывающей толщи (согласно (16), пропорциональная величине $(R_2)^2$) главным образом компенсируется реакцией упругого основания (которая, согласно (15), также пропорциональна $(R_2)^2$). В то же время очевидно, что при возрастании R_2 от значения R_1, по крайней мере в небольшой окрестности этой точки, все реактивные силы должны возрастать, поскольку они пропорциональны весу перекрывающих пород. Из высказанных соображений следует, что с увеличением R_2 нагрузка на крепь должна монотонно возрастать в начальные моменты протаивания и стремиться к асимптоти-

чески постоянному значению при длительных сроках эксплуатации. Это, однако, еще не устанавливает однозначно необходимость существования максимума в поведении этой функции (что возможно, только если приближение к асимптотическому значению происходит сверху). С учетом того, что зависимость коэффициентов A_1–A_4 от переменной R_2 носит весьма громоздкий характер, фактическое наличие этого максимума устанавливается чисто расчетным путем.

Предлагаемый способ расчета позволяет вплотную подойти к решению проблемы оптимального сближения устьев на кустовых площадках в районах залегания мерзлых пород из условия обеспечения надежности скважин в период эксплуатации.

Необходимо также отметить, что данный способ расчета подразумевает наличие достаточной информации о характере чередования глинистых и супесчаных слоев грунта в интервале залегания мерзлых пород и их деформационных характеристиках в оттаявшем состоянии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Известные факты вынужденной остановки скважин на северных месторождениях углеводородов ясно демонстрируют действие дополнительных нагрузок на крепь, возникающих в результате оттаивания мерзлых пород. Лабораторное (экспериментальное) исследование действия этих нагрузок на моделях крепи показывают, что нагрузки могут вызвать разрушающие деформации двух видов: потеря продольной устойчивости крепи; пластическое течение металла элементов крепи в области муфтового соединения трубы с образованием гофрированных форм. Основной проблемой при проектировании надежной конструкции скважин для районов распространения мерзлых пород является разработка адекватного способа расчета осевых нагрузок на крепь, возникающих при оттаивании мерзлых пород в процессе эксплуатации скважин.

2. В изложенном подходе к расчету вертикальных нагрузок предполагается, что они обусловлены весом оттаивающих пород, перекрывающих прочные глинистые пласты, которые опираются по внутреннему контуру на крепь скважины, по внешнему контуру имеют продолжение в область залегания еще не оттаявших пород, а снизу подвержены воздействию упругой реакции подстилающих пород в оттаявшем состоянии.

3. В процессе оттаивания мерзлых пород вокруг скважины нагрузка на крепь обнаруживает (в отличие от известных подходов) немонотонное поведение при увеличении радиуса протаивания. Вначале нагрузка растет до некоторого максимального значения, далее происходит ее снижение с выходом на асимптотически постоянное (не зависящее от R_2) значение. Величина максимума и асимптотическое значение нагрузки уменьшаются с ростом коэффициента постели. Положение максимума смещается в сторону больших значений R_2 с уменьшением этого коэффициента. При низких значениях коэффициента (менее 10^5 Па/м) разрушающего значения эти нагрузки достигают уже при радиусе протаивания 5–6 м (при глубине залегания глины 70 м).

4. Малые значения коэффициента k могут быть характерны для грунтов, имеющих повышенное льдосодержание в исходном (мерзлом) состоянии. В этом случае нагрузки превышают разрушающие значения, которые зафиксированы в экспериментах [*Hirshberg et al., 1988*], а также являются опасными для потери продольной устойчивости крепи [*Горелик, Солдатов, 2016*]. Грунты, в высокой степени консолидированные в процессе формирования, промерзавшие по эпигенетическому типу и обладающие высокими коэффициентами сопротивления деформациям, существенно более безопасны для эксплуатации скважин. Для глубины примерно 200 м (на которой произошли аварийные деформации скважин) нагрузки в точке максимума будут достигать опасных значений, в том числе для коэффициентов постели $k = 10^7$ и 10^8 Па/м.

5. Показанное на рис. 6 поведение нагрузки на крепь находится в соответствии с наблюдаемыми в натурных условиях фактами влияния процесса протаивания на сроки и интенсивность деформаций крепи шахтных стволов [*Теория..., 1965*] и скважин [*Горелик и др., 2015*]. Наиболее опасны для сооружений первые несколько лет с момента их пуска в эксплуатацию. Дальнейшая эксплуатация снижает риски возникновения опасных деформаций.

Авторы выражают благодарность рецензентам д-ру техн. наук, профессору Л.Н. Хрусталеву, д-ру техн. наук, профессору В.Г. Григулецкому за внимательное прочтение рукописи и полезные замечания; руководству ООО "Газпромдобыча Ямбург" за проявленный интерес и содействие в проведении исследований; зам. генерального директора ООО "ТюменНИИГипрогаз" канд. техн. наук В.Ф. Штолю за интерес к работе и полезные консультации.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ для ведущих научных школ (НШ-3929.2014.5).

Литература

Баулин В.В. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности / В.В. Баулин, Е.Б. Белопухова, Г.И. Дубиков, Л.М. Шмелев. М., Наука, 1967, 214 с.

Baulin, V.V., Belopukhova, E.B., Dubikov, G.I., Shmelev, L.M., 1967. Geocryological Conditions of the West Siberian Lowland. Nauka, Moscow, 214 pp. (in Russian)

Быков И.Ю. Техника экологической защиты Крайнего Севера при строительстве скважин. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1991, 238 с.

Bykov, I.Yu., 1991. Environmental Protection in the Extreme North upon Borehole Drilling. Izd-vo LGU, Leningrad, 238 pp. (in Russian)

Василевский В.В. Повышение эксплуатационной надежности газовых и нефтяных скважин в многолетнемерзлых породах: Дис. ... канд. техн. наук. М., 2002, 163 с.

Vasilevsky, V.V., 2002. Improving operation reliability of gas and oil wells in permafrost: Extended abstract of Cand. Sci. (Techn.) dissertation. Moscow, 2002, 163 pp. (in Russain)

Горбунов-Посадов М.И. Расчет конструкций на упругом основании / М.И. Горбунов-Посадов, Т.А. Маликова, В.И. Соломин. М., Стройиздат, 1984, 680 с.

Gorbunov-Posadov, M.I., Malikova, T.A., Solomin, V.I., 1984. Design of Structures on Elastic Foundation. Stroiizdat, Moscow, 680 pp. (in Russian)

Горелик Я.Б., Солдатов П.В., Селезнев А.А. Инженерно-геокриологические условия Ямбургского газоконденсатного месторождения и динамика состояния кустовых площадок эксплуатационных скважин // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 58–69.

Gorelik, J.B., Soldatov, P.V., Seleznev, A.A., 2015. Thermal stability of frozen ground at sites of well clusters in the Yamburg gas-condensate field. Earth's Cryosphere XIX (1), 53–60.

Горелик Я.Б., Солдатов П.В. О нарушении продольной устойчивости крепи эксплуатационных скважин при сохранении боковой опоры на оттаивающие мерзлые породы // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 4, с. 93–104.

Gorelik, J.B., Soldatov, P.V., 2016. Instability of casing in permafrost production wells with a lateral support from thawing ice-rich soil. Earth's Cryosphere XX (4), 84–92.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.

Dubikov, G.I., 2002. Composition and Cryostratigraphy of Permafrost in Western Siberia. GEOS, Moscow, 246 pp. (in Russian)

Коренев Б.Г. Вопросы расчета балок и плит на упругом основании. М., Госстройиздат, 1954, 232 с.

Korenev, B.G., 1954. Problems of Designing Beams and Slabs on Elastic Foundations. Gosstroiizdat, Moscow, 232 pp. (in Russian)

Коренев Б.Г. Расчет плит на упругом основании / Б.Г. Коренев, Е.И. Черниговская. М., Госстройиздат, 1962, 356 с.

Korenev, B.G., Chernigovskaya, E.I., 1962. Analysis of Plates on Elastic Foundations. Gosstroiizdat, Moscow, 356 pp. (in Russian)

Ландау Л.Д. Теоретическая физика. Т. VII. Теория упругости / Л.Д. Ландау, Е.М. Лифшиц. М., Наука, 1987, 248 с.

Landau, L.D., Lifshits, E.M., 1987. Course of Theoretical Physics, Pt. VII. Theory of Elasticity. Nauka, Moscow, 248 pp. (in Russian)

Медведский Р.И. Строительство и эксплуатация скважин на нефть и газ в вечномерзлых породах. М., Недра, 1987, 230 с.

Medvedskiy, R.I., 1987. Construction and Operation of Petroleum Wells in Permafrost. Nedra, Moscow, 230 pp. (in Russian)

Ремизов В.В. Надымгазпром: Геотехномониторинг в криолитозоне / В.В. Ремизов, В.И. Кононов, А.И. Березняков и др. М., ИРЦ Газпром, 2001, 149 с.

Remizov, V.V., Kononov, V.I., Bereznyakov, A.I., et al., 2001. Nadymgazprom: Geotechnical Monitoring in Permafrost. IRC Gazprom, Moscow, 149 pp. (in Russian)

Совершенствование систем разработки, добычи и подготовки газа на месторождениях Крайнего Севера / Под ред. Р.И. Вяхирева. М., Наука, 1996, 406 с.

Vyakhirev, R.I. (Ed.), 1996. Improving the system for gas fields development and operation in the Extreme North, Nauka, Moscow, 406 pp. (in Russian)

Справочник по специальным функциям / Под ред. М. Абрамовиц, И. Стиган. М., Наука, 1979, 831 с.

Abramovits, M., Stigan, I. (Eds.), 1979. Manual of Special Functions. Nauka, Moscow, 831 pp. (in Russian)

Тимошенко С.П. Пластинки и оболочки. М., Наука, 1967, 620 с.

Timoshenko, S.P., 1967. Stability of Rods, Plates and Shells. Nauka, Moscow, 620 pp. (in Russain)

Теория и практика мерзлотоведения в строительстве / Под ред. Л.А. Братцева, В.Ф. Жукова. М., Наука, 1965, 188 с.

Bratsev, L.A., Zhukov, V.F. (Eds.), 1965. Theory and Practice of Permafrost Science in Construction. Nauka, Moscow, 188 pp. (in Russian)

Goodman, M.A. World Oil's Handbook of Arctic Well Completions. Houston, Texas, USA, Gulf Publ. Company, 1978, 51 p.

Hirshberg, A.J., Moyer, M.C., Rickenbach, R.M. Surface-casing strain capacity for north slope operations // SPE Drilling Eng., 1988, Sept., p. 289–295.

Поступила в редакцию
22 мая 2017 г.

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 61–69 **http://www.izdatgeo.ru**

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.578.46:528.8(1–924.82) DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(61-69)

ОСОБЕННОСТИ ПОСЛОЙНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В СРЕДНЕТАЕЖНОЙ ЗОНЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

М.П. Тентюков

Институт естественных наук Сыктывкарского государственного университета имени Питирима Сорокина, 167001, Сыктывкар, Октябрьский просп., 55, Россия; tentukov@yandex.ru

Приведены результаты апробации модернизированного устройства для послойного снегоотбора, позволяющего проследить изменения интегральных физико-химических параметров (водородный показатель, окислительно-восстановительный потенциал, удельная электропроводность и плотность снега) в толще снежного покрова во время его формирования в среднетаежной зоне на северо-востоке Европейской равнины. Оценена информативность использования данных параметров для мониторинга аэрозольного загрязнения снежного покрова.

Геохимия снега, мониторинг, окислительно-восстановительный потенциал, удельная электропроводность, послойный снегоотборник, снежный покров

FEATURES OF LAYERED VARIABILITY OF INTEGRAL PHYSICO-CHEMICAL PARAMETERS IN THE SNOW COVER IN THE MIDDLE TAIGA ZONE IN THE NORTH-EAST OF THE EUROPEAN PLAIN

M.P. Tentyukov

Institute of Natural Sciences, Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, 55, Oktoberskiy prosp., Syktyvkar, 167001, Russia; tentukov@yandex.ru

The results of testing an upgraded device for layer-by-layer snow sampling have been used to determine changes in the integrated physical-chemical parameters of snow (pH value, ox-red potential, conductivity and density of the snow) in the snow mass during its formation in the mid-taiga zone in the northeast of the European Plain. The value of these parameters for monitoring aerosol pollution of the snow cover has been estimated.

Geochemistry of snow, monitoring, oxidation-reduction potential, electrical conductivity, layer-by-layer snow sampler, snow cover

ВВЕДЕНИЕ

Еще в 1871 г. А.И. Воейков обратил внимание на важную роль снежного покрова в природных процессах [*Воейков, 1949*]. В этой работе ученый впервые сформировал основные направления исследований снежного покрова, традиционно развивающиеся и сегодня [*Котляков, 2002*]. Однако следует заметить, что бóльшая часть снеговедческих работ посвящена тематике, где снежный покров рассматривается как депонирующая среда, в которой накапливаются и сохраняются вещества, поступающие на поверхность из приземной атмосферы [*Скрипальщикова и др., 2002; Локощенко, 2005; Павлов и др., 2011; Yunker, Macdonald, 2003; Meyera, Waniaa, 2008; AMAP Assessment..., 2009; Rempillo et al., 2011*].

Между тем развитие исследований изменчивости химического состава снега в рамках территориального распределения характеристик снежного покрова обусловило формирование научного направления, связанного с геохимическим изучением снежного покрова. Его начало в 1936 г. было обозначено в двух работах, где снежный покров рассматривался как депонирующий субстрат для естественной [*Влодавец, 1936*] и техногенной пыли [*Вашков и др., 1936*]. В качестве самостоятельного объекта геохимического опробования снежный покров впервые был использован при изучении ореолов рассеяния рудных месторождений [*Колотов и др., 1965*] и выявлении аэротехногенного загрязнения [*Елпатьевский, 1976*].

Геохимическое исследование снежного покрова оказалось информативным при индикации техногенного загрязнения ландшафтов [*Глазовский и др., 1983; Белоерцева, 1999; Walker et al., 2003*], оценке трансграничного переноса сульфатов [*Василенко и др., 1985*] и дальнего атмосфер-

© М.П. Тентюков, 2018

ного переноса аэрозолей [*Ганзей, Разжигаева, 2006; Шевченко и др., 2015; Welch et al., 1991*], а также загрязнения поверхностных вод [*Бреслав и др., 1985*] и городских ландшафтов [*Экогеохимия..., 1995*].

Следует отметить, что указанные работы, относящиеся к геохимической тематике, объединяет одна черта: все они в той или иной мере характеризуют изменения качественных и количественных параметров химического состава снега в объеме снежной массы. Между тем, согласно существующим представлениям, снежный покров – это своеобразная осадочная пористая порода, состоящая из двухкомпонентной (воздух–вода) среды, в которой ледяные кристаллы, формируя структуру и текстуру снежной толщи, образуют стенки пор. Из-за постоянно протекающих в снежной толще процессов сублимации поры в снеге, в отличие от других пористых пород, всегда насыщены водяным паром. Его конденсация приводит к появлению субохлажденной пленочной жидкости. В больших порах она выстилает их поверхность, а в узких образует капиллярную жидкость. Возможность образования субохлажденной пленочной жидкости на поверхности ледяных кристаллов теоретически показана Б.П. Вейнбергом [*1940*], а экспериментально – В.И. Квиливидзе с соавторами [*1970*]. Предполагается, что градиентное (термофоретическое) движение пленочной жидкости по поверхности отдельных граней ледяных кристаллов в условиях насыщенности внутрипорового пространства водяными парами может активизировать в снежной толще криохимические реакции между субохлажденной пленочной влагой и аккумулированным аэрозольным веществом. О геохимических последствиях данных реакций, несмотря на накопленные к настоящему времени результаты исследований снежного покрова, известно мало.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Считается [*Котляков, 1968*], что активность сублимационного метаморфизма проявляется в структурных преобразованиях снежных слоев (изменение зернистости снега, формирование в снежной толще зон уплотнения/разрыхления). Следовательно, послойные диагенетические преобразования снежных слоев могут отражаться и на вертикальной изменчивости геохимических и физических параметров (водородный показатель, окислительно-восстановительный потенциал, удельная электропроводность и плотность снега), контролирующих особенности химического преобразования аэрозольного вещества, аккумулированного в снежной толще. Однако анализ послойных изменений указанных параметров в геохимических исследованиях снежного покрова применяется редко, возможно, это происходит из-за того, что использование цилиндрических пробоотборников для опробования слоев снега (см., например, [*Кузьмин, 1957; Handbook of Snow..., 1981*]) приводит к не вполне корректным результатам, так как круглое сечение при горизонтальном отборе снега не совпадает с геометрией слоев снега, слагающих снежную толщу.

Цель настоящей работы – выявление особенностей послойной изменчивости интегральных физико-химических параметров (водородный показатель, окислительно-восстановительный потенциал, удельная электропроводность, плотность снега) при формировании снежной толщи и оценка информативности полученных результатов для мониторинга аэрозольного загрязнения снежного покрова.

ХАРАКТЕРИСТИКА СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Снеговедческие наблюдения проводили на ключевом участке, в пределах зеленой зоны в 4 км к западу от г. Сыктывкара. Исследуемая территория располагается на водораздельном участке в придолинной части р. Сысола и относится к Мезенско-Вычегодской равнине, поверхность которой имеет волнистый и увалистый рельеф. Коренная растительность представлена среднетаежными зеленомошными ельниками-черничниками, которые на заболоченных междуречьях сменяются ельниками-долгомошниками с участием березы и сосны. На месте коренных лесов при вырубке развиваются вторичные смешанные мелколиственные леса с включениями распаханных участков: последние нередко заняты луговой растительностью.

Особенности снегонакопления. Зимой 2009/10 г. формирование снежного покрова шло неравномерно. Первый снег выпал в конце октября, и к началу ноябрьской оттепели (первая декада) его высота на ключевом участке составила 18–23 см. К концу оттепели мощность снежного покрова уменьшилась до 4–6 см, а на его поверхности образовалась ледяная корка (до 3–5 мм), которая сохранилась в снежной толще до конца зимы. В последнюю пятидневку декабря и первую половину января отмечались сильные снегопады, прирост снега составлял 10–20 см за декаду. С 13 января до 24 февраля установился антициклональный режим погоды с редкими снегопадами и низкими температурами воздуха. В бесснежный период с 13 по 25 января на поверхности снега сформировалась радиационная корка из прозрачного льда толщиной 2–3 мм, которая сохранилась в снежной толще до начала снеготаяния. Средний недельный прирост высоты снежного покрова на ключевом участке в этот малоснежный период достигал 3–5 см. Режим снегонакопления изменился к концу зимы, что было

вызвано сильными снегопадами в конце февраля и начале марта. В этот период прирост снежной толщи составил 10–12 см. Однако наибольшее увеличение высоты снежного покрова фиксировалось с 9 по 27 марта. К концу данного периода мощность снежной толщи увеличилась до 81 см, но с 27 марта установилась теплая погода и началось интенсивное таяние снега. Уже к 5 апреля мощность снежного покрова уменьшилась до 42 см. Полностью на ключевой площадке снег сошел 22 апреля.

МЕТОДИКА РАБОТЫ С МОДИФИЦИРОВАННЫМ ПОСЛОЙНЫМ СНЕГООТБОРНИКОМ

Послойный снегоотборник с прямоугольным сечением расширяет спектр аппаратуры, применяемой для исследования снежного покрова. Идея послойного пробоотборника и приемы работы с ним были опубликованы автором ранее [*Тентюков, 2014*], а конструкция пробоотборника защищена патентом [*Снегоотборник..., 2011*]. Ниже приводятся результаты апробации модифицированного устройства “Снегоотборник Тентюкова”.

Суть модификации заключается в наличии дополнительного узла, включающего раму с роликовыми направляющими и нож-лоток. Усовершенствованная конструкция послойного снегоотборника защищена патентом [*Послойный снегоотборник, 2013*]. Новый снегоотборник позволяет получать пробы снега равного объема, когда снежная толща имеет сложную стратиграфию, состоящую из горизонтов с прослоями, различающимися по плотности и количеству оледенелых включений, не выдержанных по простиранию. Рама с роликовыми направляющими, устанавливаемая внутри корпуса 1, имеет по две пары продольных 2 и поперечных 3 ребер жесткости (рис. 1, *а*). При этом продольные ребра жесткости выполнены в виде роликовых направляющих, а поперечные – в виде металлических пластин. Для фиксирования рамы на нужной глубине внутренняя пластина-поперечина 3 по краям имеет неподвижные фиксаторы-выступы 4, а наружная – подвижные 5.

Рис. 1. Устройство для послойного отбора снега (*а*) и фоторяд, демонстрирующий его применение (*б–ж*).

1 – корпус снегоотборника; 2 – продольные ребра жесткости; 3 – поперечные ребра жесткости; 4 – неподвижные фиксаторы-выступы; 5 – подвижные шток-фиксаторы; 6 – цилиндры-направляющие для подвижных шток-фиксаторов; 7 – передняя пластина-поперечина с подвижными шток-фиксаторами; 8 – пружинный механизм, обеспечивающий возвратно-поступательный ход подвижных шток-фиксаторов; 9 – установочные отверстия для рамы с роликовыми направляющими; 10 – нож-лоток для отбора послойных проб снега; 11 – роликовые направляющие для перемещения нож-лотка.

Подвижность обеспечивается возвратно-поступательным движением штоков-фиксаторов 5 в цилиндрах-направляющих 6, неподвижно закрепленных на концах передней пластины-поперечины 7 (см. рис. 1, *а*). Ограничение возвратно-поступательного хода и выступа штоков-фиксаторов регулируется пружинным механизмом 8, расположенным на передней пластине-поперечине. Для установки рамы на нужной глубине в трех прямоугольных пластинах сделаны установочные отверстия 9 с фиксированным шагом. Для получения снежных пластин равного объема устройство снабжено нож-лотком 10, выполненным в виде прямоугольного ящика без задней стенки и с заостренным наружным краем основания. На боковых стенках нож-лотка закреплены роликовые направляющие 11, взаимодействующие с роликовыми направляющими рамы (см. рис. 1, *а*). Высота стенок нож-лотка больше фиксированного шага опробования. Погрешность параллельных послойных измерений плотности при толщине снега до 50 см составляет 6–8 %.

Порядок снегоотбора показан на рис. 1, *б–е*. Призма снегоотборника (см. рис. 1, *б*) заглубляется вертикально при постоянном усилии, направленном вниз (см. рис. 1, *в*). После заглубления призмы перед ее лицевой стенкой отрывают снежный шурф (см. рис. 1, *г*). Затем снимают переднюю стенку призмы и внутри нее закрепляют раму в установочных отверстиях над поверхностью снега (см. рис. 1, *д*). При этом расстояние до рамы должно быть меньше, чем высота стенок нож-лотка. Далее в роликовые направляющие рамы вставляют нож-лоток (см. рис. 1, *е*), который поступательным движением вдвигается в снежный керн. Снежный брикет (размером 2 × 27 × 36 см) из ножлотка помещают в полиэтиленовый пакет для последующего взвешивания и расчета плотности снежного слоя. Затем с помощью пружинного механизма освобождают передние фиксаторы, раму выдвигают из установочных отверстий задней пластины, перемещают ниже на один фиксированный интервал и закрепляют в установочных отверстиях, после чего операцию по отбору нового снежного брикета повторяют.

Для работы в глубоком и рыхлом снегу устройство снабжено тремя составными стойками диаметром 0.8 мм, каждая длиной 1.5 м (см. рис. 1, *ж*). Стойки вставляются в специальные проушины, закрепленные на стенках призмы снегоотборника. Поскольку стеклотекстолит имеет низкий теплообмен, снег к стенкам пробооотборника не примерзает и устройство может свободно перемещаться в снежной толще по направляющим стойкам. Фиксирование призмы в снежной толще на нужной глубине осуществляется с помощью стопорных винтов. Для свободного заглубления призмы снегоотборника в снежную толщу, в которой имеются прослои из ледяных корок и/или снежных досок, устройство снабжено металлической линейкой (1 м), один конец которой заточен, что позволяет протыкать снежные доски и ледяные корки по периметру призмы без смятия снежных слоев.

Подготовка проб к анализу в день отбора заключалась в их взвешивании на электронных весах с точностью до 0.1 г и расчете плотности снега (ρ). После снег растапливали при комнатной температуре. В снеговой воде значения водородного показателя определяли потенциометрическим методом со стеклянным и проточным хлорсеребряным электродами на приборе HI 8519N, а удельную электропроводность (EC) – кондуктометрическим методом*. Отклонение расчетных значений от измеренных в среднем составило: для электропроводности – 12 %, pH – 17. При замерах окислительно-восстановительного (ОВ) потенциала (Eh) использовали платинированный стеклянный электрод HI 3220, который перед началом работы проверяли измерением ОВ-потенциала $Fe^{3+} \leftrightarrow Fe^{2+}$ (феррицианид–ферроцианид) равных концентраций по $3 \cdot 10^{-3}$ М в 0.1 М растворе хлористого калия. Для данной системы Eh = 430 мВ при 25 °С. Поверку платинированного электрода проводили на пробном образце снеговой воды (из одной пробы взяты 10 аликвот, которые составили контрольную выборку). Испытание показало, что равновесное состояние между талой водой и электродом устанавливалось через 4–5 мин; показания Eh были стабильными при среднеквадратичном отклонении σ ± 8.4 мВ, а пределы колебаний в контрольной выборке составили 350–370 мВ.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности строения снежной толщи. К началу наблюдений (25.01.2010 г.) мощность снежного покрова на снегомерном пункте составила 54 см. В снежной толще выделяются три горизонта из мелко-, средне- и крупнозернистого снега. Верхний слой мощностью до 25 см образован рыхлым матово-белым сыпучим мелкозернистым снегом, который в нижней части с постепенным переходом увеличивается, образуя слой (10–15 см) непрозрачных зерен средней размерности. С глубины 35 до 54 см относительные размеры ледяных кристаллов снега возрастают еще больше, – формируется слой глубинной изморози. В нем вы-

* Определение интегральных физико-химических параметров снеговой воды выполнено в экоаналитической лаборатории Института биологии Коми НЦ УрО РАН (ведущий инженер-химик В.В. Ситникова и ст. лаборант Н.А. Трофимова, которым автор выражает свою благодарность).

деляются два текстурно различающихся слоя. Верхний представлен рыхлым слоем глубинной изморози из крупнозернистого снега (размеры кристаллов 3–5 мм) с хорошо различимой штриховкой Фореля на гранях, а нижний образован агрегатами (6–10 мм) из крупнозернистого фирнизованного снега. Между ними залегает ледяной прослой в виде корки, образовавшейся во время ноябрьской оттепели. Такая трехслойная структура снежной толщи устойчиво сохранялась в течение всего периода наблюдений и стала быстро разрушаться с началом таяния снега (27 марта). В целом за период наблюдений (25.01–05.04.2010 г.) описаны 11 снежных разрезов, в каждом из которых послойно (с интервалом 2 см) отбирали пробы снега (схема пробоотбора в каждом разрезе приведена на рис. 2).

Наблюдение за послойной изменчивостью плотности снежной толщи показало наличие тренда роста плотности снега с глубиной (см. рис. 2, *А*), который сохранялся до начала снеготаяния. К концу периода снегонакопления междуслойные изменения плотности снежной толщи стали заметнее. Так, если в феврале колебания плотности в средней части снежной толщи укладывались в интервал 0.20–0.25 г/см^3 (разрезы 08.02–24.02), то в марте размах колебаний стал больше – 0.20–0.35 г/см^3 (разрезы 01.03–27.03). В последнюю декаду марта проникновение относительно теплого и влажного воздуха сопровождалось усилением ветра. Это вызвало уплотнение снега и с поверхности – от 0.09 до 0.22 г/см^3 (разрезы 09.03–22.03). Однако уже через неделю плотность снежных слоев изменилась. В разрезе 27.03 под верхним уплотненным слоем (0.20 г/см^3) из мелкозернистого снега образовался слой среднезернистого снега сухой сыпучести мощностью до 10 см и плотностью 0.13–0.15 г/см^3. С увеличением высоты снега амплитуда колебаний плотности в нижней части снежной толщи уменьшилась.

В целом следует отметить, что в период нарастания снежного покрова плотность свежевыпавшего снега в разрезах составила 0.07–0.11 г/см^3, а снега глубоких слоев – 0.29–0.40 г/см^3. Вместе с тем данные по средней плотности снега между разрезами менялись мало – от 0.22 до 0.24 г/см^3, что отвечает многолетним средним значениям. Иными словами, в снежном разрезе вертикальные (межслойные) изменения плотности снега более контрастны и динамичны, чем средние показатели плотности между разрезами.

Электропроводность (ЕС) измеряется кондуктометрическим методом. Кондуктометрия относится к электрохимическим методам анализа, она основана на измерении электропроводности разбавленных растворов*, которая пропорциональна концентрации вещества-электролита в растворе [*Грилихес, Филановский, 1980*]. Наблюдения за динамикой электропроводности снега в период

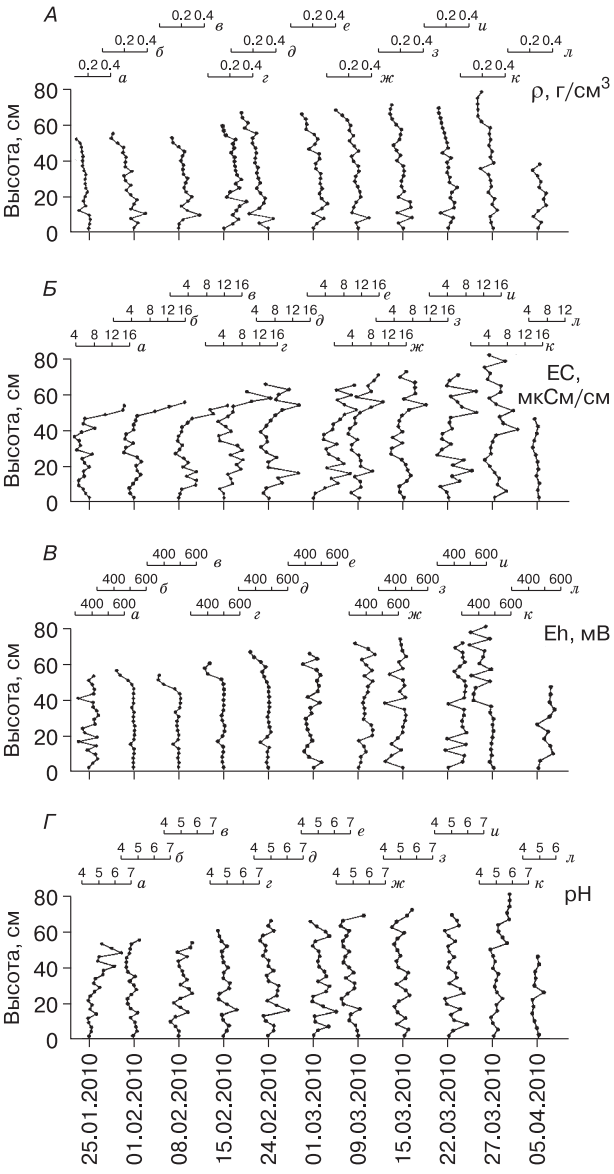

Рис. 2. Послойная изменчивость интегральных параметров снежной толщи:

А – плотность снега (ρ); *Б* – электропроводность (ЕС); *В* – окислительно-восстановительный потенциал (Eh); *Г* – водородный показатель (pH). Буквенная индексация разреза и время отбора проб: *а* – 25.01.2010; *б* – 01.02.2010; *в* – 08.02.2010; *г* – 15.02.2010; *д* – 24.02.2010; *е* – 01.03.2010; *ж* – 09.03.2010; *з* – 15.03.2010; *и* – 22.03.2010; *к* – 27.03.2010; *л* – 05.04.2010.

* Известно, что молярная электрическая проводимость раствора (μ) равна электрической проводимости объема раствора, содержащего 1 моль вещества и заключенного между электродами, находящимися на расстоянии 1 см друг от друга. Единица измерения – сименс (См, международное обозначение – S), величина, обратная ому.

между снегопадами показали, что с 25.01 по 01.02 его величина в самом верхнем слое постепенно увеличивалась – от 12.0 до 16.2 мкСм/см (см. рис. 2, *Б*). При этом электропроводность в пробе свежевыпавшего снега всегда оказывалась ниже, чем в лежалом снеге, взятом с поверхности в период между снегопадами, примерно в 1.5–4 раза (от 4.1–12.0 до 16.2–18.1 мкСм/см). Предполагается, что это обусловлено осаждением сульфатов в составе ледяных кристаллов инея [*Тентюков, 2007, 2011*].

Механизм окисления диоксида серы с образованием железосодержащих сульфатов в условиях низких температур в атмосфере хорошо освещен в научной литературе [*Гершензон и др., 1990; Гершензон, Пурмаль, 1990; Ермаков и др., 2003*]. Известно, что в атмосфере образуются сульфатные комплексы железа, которые, оседая на поверхность, гидролизуются. Их минеральная форма в снежной толще в условиях восстановительной среды возможна в виде купоросов. К ним относят водные сульфаты с двухвалентным железом, которые нередко дополняются изоморфной примесью Cu, Mg, Zn, Mn. Все они образуются исключительно как сезонные и техногенные минералы при вымораживании из растворов [*Мирошников, Щеглова, 1959; Амичба, 1983*]. В результате в верхнем снежном слое повышается содержание растворимых соединений. Их электролитическая диссоциация приводит к росту концентрации ионов и увеличению электропроводности снега в этой части снежного профиля.

Окислительно-восстановительный потенциал. Особенности временно́й и послойной изменчивости распределения окислительно-восстановительного потенциала Eh в снежном покрове показаны на рис. 2, *В*. Средние значения параметра в период нарастания снежного покрова изменялись от 404 до 512 мВ, а во время его схода – от 347 до 399 мВ. При этом коэффициент вариации для первого и второго периодов составил 64 и 28 % соответственно. Как правило, слой свежевыпавшего снега характеризовался более низкой величиной Eh (331–380 мВ), чем в нижележащих – 400–460 мВ. Следует заметить, что в первую фазу наблюдений (25.01–24.02) окислительно-восстановительные процессы в верхнем слое снега (до 10–12 см) протекали интенсивнее. Так, средние значения Eh по пяти шурфам (с 25.01 по 24.02) M равны (420.0 ± 61.5) мВ при крайних значениях 370–521 мВ, а в нижележащей толще – M = = (513.0 ± 18.4) мВ при диапазоне колебаний от 502 до 527 мВ (без учета флуктуаций Eh в разрезе 25.01). Во вторую фазу наблюдений (с 01.03 по 22.03), которая характеризовалась возросшей циклонической активностью, частыми снегопадами и затоками относительно теплых масс воздуха, контрастность ОВ-процессов увеличилась по всему снежному профилю, средние значения Eh по четырем шурфам (с 01.03 по 22.03) оказались ниже: M = (410.5 ± 58.4) мВ при диапазоне колебаний от 331 до 480 мВ. Третья фаза наблюдений совпала с началом интенсивного снеготаяния (с 27.03 по 05.04). В данный интервал времени средние значения Eh составили (391.7 ± 46.4) мВ при колебаниях параметра от 338 до 479 мВ.

Анализ распределения значений Eh в разрезах 25.01 и 01.02 выявил общий ход кривых распределения ОВ-потенциала (см. рис. 2, *В*). Предполагается, что такой ход кривых в верхней части снежного профиля связан с фотоэлектрокаталитическим окислением аэрозольного вещества, аккумулированного в снежном покрове. Этому во многом способствует "ультрафиолетовая (УФ) прозрачность" снежного покрова. Известно, что солнечный свет может проникать в снежную толщу до 60 см [*Кузьмин, 1957*]. Вместе с тем активные участки на поверхности аэрозольных частиц могут влиять на капиллярную конденсацию и появление нанопленок жидкости с электролитическими и фотосенсибилизирующими свойствами. Последнее способствует уменьшению ширины запрещенной зоны УФ-излучения, что делает возможным протекание реакций фотоэлектрокаталитического окисления аэрозольного вещества при облучении дневным светом и относительно низких температурах [*Cort, Scot, 2001*]. При пояснении особенностей протекания реакций фотоэлектрокаталитического окисления аэрозольного вещества при облучении дневным светом часто применяют схему, где две субмикронные аэрозольные частицы, удерживаемые на поверхности более крупной за счет адгезии, осуществляемой действием капиллярных сил конденсирующейся жидкости, образуют электрохимическую ячейку, в которой одна частица выполняет функции катода, а другая – анода. Электроды замыкаются во внешней цепи, и фотоэлектролиз протекает за счет генерирования фототока при облучении капиллярной жидкости, способной к фотосенсибилизации. Предполагается, что ее освещение инициирует образование первичных короткоживущих радикалов, которые затем вступают в необратимые реакции взаимодействия, заканчивающиеся образованием стабильных продуктов фотореакции.

Известна следующая схема фотолиза неорганических ионов с образованием короткоживущих радикалов ($OH^{\bullet}$) [*Уоллинг, 1960*]:

$$FeOH^{2} \xrightarrow{h\nu} Fe^{2+} + OH^{\bullet},$$

где ν – частота колебания света; h – постоянная Планка.

При облучении раствора ион металла движется к катиону и восстанавливается, что приводит к изменению ОВ-потенциала в верхних слоях. Ниже по снежному профилю активность протека-

ния ОВ-процессов с участием короткоживущих радикалов контролируется межслоевыми различиями ОВ-потенциала, которые играют важную роль в перераспределении продуктов химического преобразования аэрозольного вещества. Поскольку данное перераспределение происходит за счет электродвижущей силы реакций окисления–восстановления в широком диапазоне pH, скорость межслоевой диффузии вещества будет тем выше, чем больше разность потенциалов между отдельными снежными слоями или горизонтами. Именно такие межслоевые различия Eh в снежной толще создают предпосылки для активизации радиальной миграции элементов с переменной валентностью (Cr^{2+}, V^{2+}, Mo^{3+}, Ni^{2+}, Co^{2+}). А так как во всех исследованных снежных разрезах разность потенциалов между отдельными слоями достигает до сотни милливольт и выше, очевидно, что в снежной толще существует окислительно-восстановительная зональность.

Водородный показатель. Анализ динамики водородного показателя pH в снеговой воде показал, что в начале наблюдения он варьировал в диапазоне от 4.3 до 6.5 (см. рис. 2, *Г*). В дальнейшем распределение pH фиксировалось в интервале 4.6–5.5 и оставалось таковым до начала схода снежного покрова (27 марта). В период с 27.03 по 05.04 колебания водородного показателя несколько уменьшились. Его средние значения по шурфам pH менялись от 5.3 до 5.5, тогда как послойная изменчивость единичных значений кислотности в снежной толще оказалась контрастнее: разница между минимальными и максимальными значениями pH составляет 1.1–1.6. Следует заметить, что наблюдаемая динамика изменений водородного показателя отражает интегральную характеристику всей совокупности кислотно-основных взаимодействий в снежном покрове. Поэтому в условиях высокого пылевого загрязнения снежного покрова анализ динамики вертикального распределения pH малоинформативен [*Кондратенок и др., 1995*].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнена апробация модифицированного послойного снегоотборника, позволяющего получать пробы снега равного объема, когда снежная толща имеет сложную стратиграфию и включает горизонты с прослоями, различающимися по плотности и количеству оледенелых включений, не выдержанных по простиранию. Полученные результаты позволяют считать, что новый прибор дополнит спектр аппаратуры, применяемой для изучения снежного покрова.

В ходе испытаний модифицированного послойного пробоотборника определена послойная изменчивость интегральных геохимических параметров (водородного показателя, окислительно-восстановительного потенциала, электропроводности) в снежном покрове. Выявлено, что показатель электропроводности в пробе свежевыпавшего снега всегда оказывался в 1.5–4 раза ниже, чем в лежалом снеге, взятом с поверхности в период между снегопадами. Показано, что межслойная изменчивость распределения окислительно-восстановительного потенциала в снежной толще выше в период нарастания снежного покрова, чем во время его схода (от 404 до 512 мВ и от 347 до 399 мВ соответственно). Обоснованно предполагается, что межслоевые различия ОВ-потенциала играют важную роль в перераспределении продуктов химического преобразования аэрозольного вещества, аккумулированного в снежной толще. При этом скорость межслоевой диффузии вещества будет тем выше, чем больше разность потенциалов между отдельными снежными слоями. Установлено, что средние значения водородного показателя между шурфами менялись мало (от 5.3 до 5.5), тогда как послойная изменчивость единичных значений кислотности в снежной толще оказалась контрастнее: разница между минимальными и максимальными значениями pH составляет 1.1–1.6.

На основе полученных результатов заключается, что в снежной толще происходят активные физико-химические преобразования аэрозольного вещества. Данное обстоятельство следует учитывать при интерпретации результатов геохимического мониторинга аэротехногенного загрязнения снежного покрова.

Литература

Амичба Т.М. Изменение минерального состава оловянных руд в криозоне (на примере месторождений Северо-Восточной Якутии) // Структура, минералогия и зональность оловорудных месторождений Северо-Востока СССР в связи с вопросами локального прогноза. М., ВИМС, 1983, с. 105–118.

Amichba, T.M., 1983. Changes in the mineral composition of tin ores in the permafrost zone (mineral deposits of Northeastern Yakutia), in: The Structure, Mineralogy, and Zonality of Tin Ore Deposits of the Northeast of the USSR in Relation to Local Forecasting Issues. VIMS, Moscow, 105–118. (in Russian)

Белоерцева И.А. Техногенное воздействие на снежный покров Верхнего Приангарья // География и природ. ресурсы, 1999, № 2, с. 46–51.

Beloertseva, I.A., 1999. The anthropogenic impact on the snow cover of Upper Priangarye. Geografia i Prirodnye Resursy, No. 2, 46–51.

Бреслав Е.И., Черногаева Г.М., Василенко В.Н. и др. Роль снежного покрова в загрязнении сульфатами поверхностных вод // Метеорология и гидрология, 1985, № 5, с. 108–111.

Breslav, E.I., Chernogaeva, G.M., Vasilenko, V.N., et al., 1985. The role of the snow cover in contamination of ground waters with sulfates. Meteorologia i Gidrologia, No. 5, 108–111.

Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Исследование дальнего переноса сульфатов в Советской Арктике по загрязнению снежного покрова // Метеорология и гидрология, 1985, № 4, с. 114–117.

Vasilenko, V.N., Nazarov, I.M., Fridman, S.D., 1985. A study of distant transport of sulfates in Soviet Arctic by snow cover contamination. Meteorologia i Gidrologia, No. 4, 114–117.

Вашков В.И., Постников П.А., Симонов В.И. Определение загрязнения местности промышленными отходами по исследованию снежного покрова // Гигиена и санитария, 1936, № 9, с. 18–27.

Vashkov, V.I., Postnikov, P.A., Simonov, V.I., 1936. Determining contamination of a location with industrial waste by snow cover studies. Gigiena i Sanitaria, No. 9, 18–27.

Вейнберг Б.П. Лед, свойства, возникновение и исчезновение льда. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1940, с. 32–41.

Veinberg, B.P., 1940. Ice, its Properties, Appearance and Disappearance of Ice. Publishing House of the Academy of Sciences of USSR, Moscow-Leningrad, pp. 32–41. (in Russian)

Влодавец В.И. Заметки о навеянном минеральном осадке на льдах // Тр. Аркт. ин-та. Л., 1936, т. 33, с. 24–32.

Vlodavets, V.I., 1936. Notes on transported mineral deposit on ice. Works of the Arctic Institute, Leningrad, vol. 33, pp. 24–32. (in Russian)

Воейков А.И. Влияние снеговой поверхности на климат // Избр. сочинения. Л.; М., Изд-во АН СССР, 1949, т. 2, 531 с.

Voeykov, A.I., 1949. The Impact of the Snow Cover on the Climate, in: Collected Works, Publishing House of the Academy of Sciences of USSR, Moscow; Leningrad, vol. 2, 531 pp. (in Russian)

Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г. Состав материала пыльных бурь на юге Дальнего Востока // Литология и полез. ископаемые, 2006, № 3, с. 242–249.

Ganzey, L.A., Raszhigaeva, N.G., 2006. The composition of the material of dust storms in the south of the Russian Far east. Litologia i Poleznye Iskopaemye, No. 3, 242–249.

Гершензон Ю.М., Звенигородский С.Г., Розенштейн В.Б. Химия радикалов OH и HO_2 в земной атмосфере // Успехи химии, 1990, т. 59, вып. 10, с. 1601–1626.

Gershenzon, Y.M., Zvenigorodsky, S.G., Rozenshtein, V.B., 1990. The chemistry of OH and HO_2 radicals in the Earth's atmosphere. Uspekhi Khimii 59, issue 10, 1601–1626.

Гершензон Ю.М., Пурмаль А.П. Гетерогенные процессы в земной атмосфере и их экологические последствия // Успехи химии, 1990, т. 59, вып. 11, с. 1729–1756.

Gershenzon, Y.M., Purmal, A.P., 1990. Heterogeneous processes in the atmosphere and their environmental effects. Uspekhi Khimii 59, issue 11, 1729–1756.

Глазовский Н.Ф., Злобина А.И., Учватов В.П. Химический состав снежного покрова некоторых районов Верхнеокского бассейна // Региональный экологический мониторинг (На примере Верхнеокского бассейна). М., Наука, 1983, с. 67–86.

Glazovsky, N.F., Zlobina, A.I., Uchvatov, V.P., 1983. The chemical composition of snow cover in certain regions of the Upper Oka River basin, in: Regional Environmental Monitoring (the Example of Upper Oka Basin). Nauka, Moscow, pp. 67–86. (in Russian)

Грилихес М.С. Контактная кондуктометрия: Теория и практика метода / М.С. Грилихес, Б.К. Филановский. Л., Химия, 1980, 175 с.

Grilikhes, M.S., Filanovsky, B.K., 1980. Contact Conductometry: the Theory and Practice of the Method. Khimia, Leningrad, 175 pp. (in Russian)

Елпатьевский П.В. Химический состав снеговых вод и его изменение техногенными факторами // Геохимия зоны гипергенеза и техническая деятельность человека. Владивосток, Дальнаука, 1976, с. 45–63.

Elpatyevsky, P.V., 1976. The chemical composition of the snow waters and its change due to anthropogenic factors, in: Geochemistry of Hypergenesis Zone and the Technological Activities of Man. Dalnauka, Vladivostok, pp. 45–63. (in Russian)

Ермаков А.Н., Ларин И.К., Угаров А.А., Пурмаль А.П. О катализе железа и окисления SO_2 в атмосфере // Кинетика и катализ, 2003, т. 44, № 4, с. 524–537.

Ermakov, A.N., Larin, I.K., Ugarov, A.A., Purmal, A.P., 2003. On catalysis of iron and on oxidation of SO_2 in the atmosphere. Kinetika i Kataliz 44 (4), 524–537.

Квиливидзе В.И., Киселев В.Ф., Ушакова Л.А. О существовании квазижидкой пленки на поверхности льда // Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 5, с. 1125–1127.

Kvilividze, V.I., Kiselev, V.F., Ushakova, L.A., 1970. On existence of quasi-loqiod film on the ice surface. Dokl. AN SSSR 191 (5), 1125–1127.

Колотов Б.А., Киселева Е.А., Рубейкин В.З. К вопросу о вторичном рассеянии рудных месторождений // Геохимия, 1965, № 7, с. 878–880.

Kolotov, B.A., Kiseleva, E.A., Rubeykin, V.Z., 1965. On the issue of secondary sedimentation of ore deposits. Geokhimia, No. 7, 878–880.

Кондратенок Б.М., Лукша В.Г., Тентюков М.П. и др. Химический мониторинг урбанизированных территорий // Сер. препринтов сообщений "Научные доклады". Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 1995, вып. 344, 36 с.

Kondratenok, B.M., Luksha, V.G., Tentykov, M.P., et al., 1995. The chemical monitoring of urbanized territories. Preprints of scientific reports, RAS, Ural Branch, Komi scientific center, Syktyvkar, iss. 344, 36 pp. (in Russian)

Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 479 с.

Kotlyakov, V.M., 1968. The Snow Cover of the Earth and Glaciers. Gidrometeoizdat, Leningrad, 479 pp. (in Russian)

Котляков В.М. В мире снега и льда. М., Наука, 2002, 384 с.

Kotlyakov, V.M., 2002. In the World of Snow and Ice. Nauka, Moscow, 384 pp. (in Russian)

Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л., Гидрометеоиздат, 1957, 179 с.

Kuzmin, P.P., 1957. The Physical Properties of Snow Cover. Gidrometeoizdat, Leningrad, 179 pp. (in Russian)

Локощенко М.А. Снежный покров и его современные изменения в Москве // Метеорология и гидрология, 2005, № 6, с. 71–82.

Lokoshchenko, M.A., 2005. Snow cover and its current changes in Moscow. Meteorologia i Gidrologia, No. 6, 71–82.

Мирошников Л.Д., Щеглова О.С. О концентрации водорастворимых сульфатов на полуострове Челюскина // Записки ВМО. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1959, ч. 88, вып. 6, с. 686–692.

Miroshnikov, L.D., Shcheglova, O.S., 1959. On concentration of water-soluble sulfates on Cheluskin Peninsula. Zapiski VMO. Publishing House of AS USSR, Moscow; Leningrad, pt 88, iss. 6, 686–692.

Павлов В.Е., Морозов С.В., Рапута В.Ф. и др. Исследование аэрозольных выпадений полиароматических углеводородов в сфере влияния г. Барнаула // Химия в интересах устойчивого развития, 2011, № 3, с. 287–294.

Pavlov, V.E., Morozov, S.V., Raputa, V.F., et al., 2011. A study of aerosol sediments of polyaromatic hydrocarbons in the impact zone of Barnaul. Khimia v Interesakh Ustoychivogo Razvitia, No. 3, 287–294.

Послойный снегоотборник: Пат. 2477461 Рос. Федерация: МПК G 01 N 1/04 / Тентюков М.П., заявитель и патентообладатель Ин-т биологии Коми НЦ УрО РАН. № 201123918/05; заявл. 10.06.2011; опубл. 10.03.2013, Бюл. № 7.

Tentykov, M.P., 2013. Patent # 2477461 Russian Federation, MPK G 01 N 1/04. Device for Layer-by-layer Snow Sampling.

Claimant and patent holder Biology Institute, Komi Scientific Center, Ural Branch of RAS # 201123918/05; claim as of 10.06.2011; published 10.03.2013, bulletin # 7.

Скрипальщикова Л.Н., Харук В.И., Яхимович А.П. и др. Зонирование техногенных воздействий по ореолам загрязнения снегового покрова // Сиб. экол. журн., 2002, № 1, с. 95–100.

Skripalshchikova, L.N., Kharuk, V.I., Yakhimovich, A.P., et al., 2002. Zoning of technogenous influences across contamination aureoles of the snow cover. Sibirsky Ekologich. Zhurnal, No. 1, 95–100.

Снегоотборник Тентюкова: Пат. 2411487 Рос. Федерация: МПК G 01 N 1/04 / Тентюков М.П., заявитель и патентообладатель Ин-т биологии Коми НЦ УрО РАН. № 2009131266/05; заявл. 17.08.2009; опубл. 10.02.2011, Бюл. № 4.

Tentykov, M.P., 2011. Patent # 2411487 Russian Federation, MPK G 01 N 1/04. Tentykov's Snow Sampler. Claimant and patent holder Biology Institute, Komi Scientific Center, Ural Branch of RAS # 2009131266/05; claim as of 17.08.2009; published 10.02.2011, bulletin # 4.

Тентюков М.П. Особенности формирования загрязнения снежного покрова: морозное конденсирование техногенных эмиссий (на примере районов нефтедобычи в Большеземельской тундре) // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 4, с. 31–41.

Tentyukov, M.P., 2007. Features of the snow cover pollution formation: frosty condensation of mancaused emission (by the example of petroleum production regions in Bol'shezemel'skaya tundra). Earth's Cryosphere XI (4), 31–41.

Тентюков М.П. Морозное конденсирование диоксида серы и загрязнение поверхности снега // Метеорология и гидрология, 2011, № 12, с. 29–35.

Tentykov, M.P., 2011. Frost condensation of sulfur dioxide and snow surface pollution. Meteorologia i Gidrologia, No. 12, 29–35.

Тентюков М.П. Послойный снегоотборник с прямоугольным сечением // Лед и снег, 2014, № 1 (125), с. 81–84.

Tentykov, M.P., 2014. Device with rectangular section for layer-by-layer snow sampling. Led i Sneg 1 (125), 81–84.

Уоллинг Ч. Свободные радикалы в растворе / Под ред. Г.А. Разуваева. М., Иностр. лит-ра, 1960, 531 с.

Wolling, C., 1960. Free Radicals in Solution. Razuvayev, G.A. (Ed.). Inostr. lit-ra, Moscow, 531 pp. (in Russian)

Шевченко В.П., Воробьев С.Н., Кирпотин С.Н. и др. Исследование нерастворимых частиц в снежном покрове Западной Сибири на профиле от Томска до эстуария Оби // Оптика атмосферы и океана, 2015, т. 28, № 6, с. 499–504.

Shevchenko, V.P., Vorobyev, S.N., Kirpotin, S.N., et al., 2015. A study of non-soluble particles in the snow cover of Western Siberia on the profile from Tomsk to the Ob estuary. Optika Atmosfery i Okeana 28 (6), 499–504.

Экогеохимия городских ландшафтов / Под ред. Н.С. Касимова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 336 с.

Kasimov, N.S. (Ed.), 1995. Ecogeochemistry of Townscapes. Moscow University Press, Moscow, 336 pp. (in Russian)

AMAP Assessment 2009: Human Health in the Arctic. Oslo, Norway, 2009, 254 p.

Cort, A., Scot, T.M. Atmospheric nanoparticles // Rev. Mineral. and Geochem., 2001, vol. 44, No. 1, p. 293–349, DOI: 10.2138/rmg.2001.44.08.

Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use / Ed. by D.M. Gray, D.H. Male. Canada, Toronto, Pergamon Press, 1981, 776 p.

Meyera, T., Waniaa, F. Organic contaminant amplification during snowmelt // Water Res., 2008, vol. 42, No. 8–9, p. 1847–1865.

Rempillo, O., Seguin, A.M., Norman, A-L., et al. Dimethyl sulfide air-sea fluxes and biogenic sulfur as a source of new aerosols in the Arctic fall // J. Geophys. Res., 2011, vol. 116, D00S04, DOI: 10.1029/2011JD016336.

Walker, T.R., Crittenden, P.D., Young, S.D. Regional variation in the chemical composition of winter snow pack and terricolous lichens in relation to sources of acid emissions in the Usa river basin, northeast European Russia // Environ. Pollution, 2003, vol. 125, p. 401–412.

Welch, H.E., Muir, D.C.G., Billeck, B.N., et al. Brown snow: A long-range transport event in the Canadian Arctic // Environ. Sci. and Technol., 1991, vol. 25, p. 280–286.

Yunker, M.B., Macdonald, R.W. Petroleum biomarker sources in suspended particulate matter and sediments from the Fraser River Basin and Strait of Georgia, Canada // Organic Geochem., 2003, vol. 34, p. 1525–1541.

Поступила в редакцию
6 апреля 2016 г.

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 70–80 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 551.4.042, 551.435.47, 551.435.48 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(70-80)

ПРОРЫВ ОЗЕРА БАШКАРА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ) 1 СЕНТЯБРЯ 2017 ГОДА

С.С. Черноморец[1], Д.А. Петраков[1], А.А. Алейников[2], М.Ю. Беккиев[3], К.С. Висхаджиева[1], М.Д. Докукин[3], Р.Х. Калов[3], В.М. Кидяева[1], В.В. Крыленко[4], И.В. Крыленко[1], И.Н. Крыленко[1], Е.П. Рец[5], Е.А. Савернюк[1], А.М. Смирнов[1]

[1] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; devdorak@gmail.com*
[2] *ИТЦ "СКАНЭКС", 108811, Москва, Киевское ш., стр. 1, Бизнес-парк "Румянцево", 8 под., оф. 732, Россия*
[3] *Высокогорный геофизический институт, 360030, Нальчик, пр. Ленина, 2, Кабардино-Балкарская Республика, Россия*
[4] *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский просп., 36, Россия*
[5] *Институт водных проблем РАН, 119333, Москва, ул. Губкина, 3, Россия*

Прорыв озера Башкара 1 сентября 2017 г. является отражением современного этапа деградации ледников, когда нарушается стабильный режим озер, моренных массивов, ледников. Оценка параметров прорыва озера и условий его формирования проводилась посредством маршрутных наземных и аэровизуальных наблюдений, инструментальных измерений с применением различных технических средств (квадрокоптер, эхолот, автоматическая метеостанция, датчик уровня воды), материалов космических съемок. Триггерным импульсом прорыва озера стал аномальный ливень (около 100 мм) в ночь с 31 августа на 1 сентября на фоне выпавших накануне (30–31 августа) осадков (45 мм). Объем жидкой фазы потока составил порядка 1.1 млн м^3, основная его часть (800 тыс. м^3) была сброшена из озера. В долине реки Адыл-Су в селевой паводок было вовлечено 350–500 тыс. м^3 твердого материала. По результатам исследований даны рекомендации по проведению мероприятий для предупреждения чрезвычайных ситуаций, опасность возникновения которых сохраняется.

Прорыв ледникового озера, селевой паводок, Кавказ

THE OUTBURST OF BASHKARA GLACIER LAKE (CENTRAL CAUCASUS, RUSSIA) ON SEPTEMBER 1, 2017

S.S. Chernomorets[1], D.A. Petrakov[1], A.A. Aleynikov[2], M.Y. Bekkiev[3], K.S. Viskhadzhieva[1], M.D. Dokukin[3], R.K. Kalov[3], V.M. Kidyaeva[1], V.V. Krylenko[4], I.V. Krylenko[1], I.N. Krylenko[1], E.P. Rets[5], E.A. Savernyuk[1], A.M. Smirnov[1]

[1] *Lomonosov Moscow State University, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; devdorak@gmail.com*
[2] *SCANEX R&D Centre, 1, Kiev highway, Business Park "Rumyantsevo", 8 entrance, office 732, Moscow, 108811, Russia*
[3] *High-Mountain Geophysical Institute, 2, prosp. Lenina, Nalchik, Kabardino-Balkaria Republic, 360030, Russia*
[4] *Shirshov Institute of Oceanology, RAS, 36, Nahimovskiy prosp., Moscow, 117997, Russia*
[5] *Institute of Water Problems, RAS, 3, Gubkina str., Moscow, 119333, Russia*

The outburst of Bashkara Lake on September 1, 2017 reflects the current stage of glacier downwasting when the stable regime of lakes, debris complexes and glaciers is disturbed. We have estimated the parameters of the lake outburst as well as threshold and trigger conditions using ground-based and aerial observations, satellite imagery analysis, and instrumental data obtained from a drone, an echo-sounder, an automatic weather station, and a water level datalogger. An abnormal shower with 100 mm of precipitation happened during a night from August, 31 to September, 1 following the previous (August, 30–31) 45 mm rainfall, has been recognized as trigger of the lake outburst. The volume of the liquid phase of the debris flood was about 1.1 mln m^3, including water released during the lake outburst (0.8 mln m^3). In the valley of the Adylsu River, 0.35–0.50 mln m^3 of debris was entrained into the flow. Based on this research we propose recommendations on measures how to prevent emergencies which still could take place in the area.

Glacial lake outburst flood (GLOF), debris flood, Caucasus

ВВЕДЕНИЕ

Ночью 1 сентября 2017 г. в долинах рек Адыл-Су и Баксан в Приэльбрусье (Кабардино-Балкарская Республика, Россия) прошел катастрофический селевой паводок. Погибли три человека. Полностью разрушено или существенно повреждено более 3.3 км федеральной автодороги А-158 "Прохладный–Баксан–Эльбрус" и около 500 м автодороги в долине р. Адыл-Су. Почти 7750 местных жителей и отдыхающих оказались заблокированы в Приэльбрусье без транспортного сообщения с остальной частью страны, вывоз туристов и доставка жизненно необходимых продуктов осу-

© С.С. Черноморец, Д.А. Петраков, А.А. Алейников, М.Ю. Беккиев, К.С. Висхаджиева, М.Д. Докукин, Р.Х. Калов, В.М. Кидяева, В.В. Крыленко, И.В. Крыленко, И.Н. Крыленко, Е.П. Рец, Е.А. Савернюк, А.М. Смирнов, 2018

ществлялись вертолетами. Было нарушено газоснабжение шести населенных пунктов – Терскол, Тегенекли, Эльбрус, Нейтрино, Байдаевка и Верхний Баксан. Отсутствовали энергоснабжение, телефонная (стационарная и мобильная) связь. Судя по предварительным официальным данным, опубликованным в "Российской газете" 8 сентября 2017 г., затраты на аварийно-спасательные работы составили 160 млн руб., на работы по восстановлению жизнедеятельности пострадавших районов – 650 млн руб. [*Мысливская, 2017*].

Причиной селевого паводка стал прорыв ледникового озера Башкара (рис. 1). Координаты места прорыва 43°12′35″ с.ш. и 42°43′28″ в.д. В конце 1950-х гг. прорывы оз. Башкара приводили к разрушительным селевым потокам по долине р. Адыл-Су [*Ковалев, 1961; Сейнова, Золотарев, 2001*]. В те годы плотиной озера было тело ледника Башкара, и прорывы проходили по подледным каналам. После формирования устойчивого подледного канала прорывы озера прекратились. Режим озера был стабильным около 40 лет.

Колебания ледников Приэльбрусья, в том числе ледника Башкара, в 1980–1990-х гг. привели к изменению моренного рельефа, деформации существующих и формированию новых стадиальных морен [*Докукин, Савернюк, 2012*]. В 1990-е гг. поверхностный сток из оз. Башкара оказался блокирован новым валом боковой морены высотой до 7–8 м, через который вода стала стекать по фильтрационным каналам [*Докукин, Шагин, 2014*]. Это во многом определило особенности режима озера в последующие годы. В начале XXI в. на месте отступающего языка ледника Башкара началось быстрое формирование новых озер, названных Лапа и Мизинчик [*Черноморец и др., 2003*]. Объем и площадь оз. Башкара в это время зависели от колебаний уровня, но рост объема озер ниже ледника на фоне эпизодических повышений уровня Башкары свидетельствовали о нарастании селевой угрозы [*Черноморец и др., 2007а*]. О росте вероятности прорыва оз. Башкара также говорилось неоднократно, например в [*Залиханов и др., 2009; Petrakov et al., 2012*].

В 2008 г. впервые был зафиксирован перелив воды из озера через моренную дамбу в грот ледника Башкара [*Кидяева и др., 2013*], вероятность прорыва озера оценивалась как высокая [*Петраков, 2008*]. Прорыва не произошло, в месте перелива сформировалась отмостка, препятствовавшая дальнейшему размыву русла. Силами Главного управления МЧС по Кабардино-Балкарии был проведен ряд профилактических мероприятий, направленных на информирование населения и слежение за озером. В частности, в месте перелива на оз. Башкара в 2009 г. был сделан прокоп глубиной 1.8 м, что привело к понижению максимального объема озера примерно на 100 тыс. м^3. На основе расчетного гидрографа, полученного специалистами ОАО "Севкавгипроводхоз" [*Гнездилов и др., 2007*], был смоделирован вероятный прорывной паводок из оз. Башкара [*Petrakov et al., 2012*].

Рис. 1. Озера Башкара и Лапа на Центральном Кавказе после прорыва, произошедшего 1 сентября 2017 г.

Фото с квадрокоптера Е.А. Савернюк, 08.10.2017 г.

В период 2009–2014 гг. уровень оз. Башкара был невысок и перелива воды через моренную дамбу не происходило, но в 2015–2017 гг. уровень резко повысился, перелив отмечался ежегодно и продолжительность его увеличилась с 1 недели в 2015 г. до 2 месяцев в 2017 г. При полевых и аэровизуальных обследованиях отмечалась фильтрация воды через моренную дамбу. Таким образом, после относительно стабильного периода 2009–2014 гг. вероятность прорыва озера снова возросла.

Целью данной работы стал анализ причин прорыва озера Башкара и предварительная оценка объемов селевого паводка.

МОНИТОРИНГ БАШКАРИНСКИХ ОЗЕР ДО ПРОРЫВА

Методы мониторинга группы Башкаринских озер детально описаны в работе [*Petrakov et al., 2012*]. Дно озера Башкара, подпруженного береговой мореной и ледником, было стабильным, что в результате серии батиметрических съемок (2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2008, 2009, 2012 гг.) позволило получить зависимости объема воды от уровня озера. Батиметрические кривые были использованы для оценки объема воды в озере до его прорыва.

С 2013 г. для наблюдений за уровнем на оз. Башкара использовали автоматические регистраторы Keller DCX (Швейцария), которые измеряют уровни воды пьезометрическим способом. Один из датчиков размещался под водой и регистрировал временной ход суммарного давления атмосферы и столба воды над датчиком, второй устанавливался на берегу и измерял атмосферное

давление для введения поправки на его величину при расчете уровня воды, а также температуру воздуха. Считывание данных производили единовременно в конце сезона. В результате работы регистраторов получали детальный (частота сохранения данных в памяти устройства 1 раз в час) ход уровней воды и температур воды и воздуха за селеопасный период. Эти данные об уровнях воды с помощью регистраторов Keller DCX хорошо соотносятся с данными измерений по футштоку и результатами предшествующих измерений с помощью уровнемера АДУ.

Таким образом, с той же степенью детализации был определен ход уровней воды и температур воды и воздуха за селеопасные периоды 2013–2017 гг. Погрешность измерений уровня при помощи прибора составляет первые сантиметры.

Метеоданные за период, предшествовавший прорыву озера, получены при помощи автоматической станции Davis Vantage Pro 2. Метеостанция была установлена на субгоризонтальной площадке на высоте 2650 м в 500 м от оз. Башкара, на ледниковом стационаре Джанкуат. Температурный датчик находился на высоте 1.8 м над поверхностью. Погрешность измерений температуры составила 0.5 °С, осадков – 0.5 мм. Все измерения проводились 1 раз в 15 минут.

ОБСЛЕДОВАНИЕ ОЗЕР И ПУТИ СЕЛЕВОГО ПАВОДКА

Для оценки ситуации перед прорывом использованы материалы маршрутных обследований М.Д. Докукина, Р.Х. Калова в июне, июле и В.В. Крыленко, А.А. Алейникова во второй половине августа 2017 г. Аэровизуальные обследования и анализ текущей ситуации проводились с вертолета ГУ МЧС по КБР с участием М.Д. Докукина, Р.Х. Калова, М.Ю. Беккиева и М.М. Хаджиева (1 и 10 сентября 2017 г.). Наземные обследования котловин озер Башкара и Лапа, включавшие обход контуров, фиксацию береговой линии до и после события, а также склоновых процессов в котловине оз. Башкара, первичную и повторную фотосъемки местности с закрепленных точек выполняли А.М. Смирнов, В.М. Кидяева, И.В. Крыленко 1–8 сентября. Это позволило выявить изменения на склонах и в русле реки, а также сопоставить ситуацию после прорыва с предыдущими годами. Также этой группой в выбранных условно устойчивых характерных створах вдоль русла реки была получена информация о расходах прорывного паводка и объеме вовлечения твердой составляющей. Максимальные уровни потока и величина падения уровня оз. Башкара оценены по меткам высоких вод лазерным дальномером Bushnell. Измерены ширина и глубина вреза, определены площади поперечных сечений потока. Оценки параметров потока в нижней части долины р. Адыл-Су и работы берегоукрепительных сооружений выполнялись М.Д. Докукиным и Р.Х. Каловым 15 сентября. Съемка котловин озер и приледниковой области с беспилотного летательного аппарата (БПЛА) Phantom 4, батиметрическая съемка озер Башкара и Лапа, обходы их по внешним контурам, а также обследование вдоль тракта селевого паводка проведены С.С. Черноморцем, Е.А. Савернюк, М.Д. Докукиным, А.В. Хаткутовым 7–9 октября 2017 г.

Кроме того, для анализа изменений в зоне прорывного паводка были использованы космические снимки: со спутника Канопус В1 – 22.08.2017, 19.09.2017; со спутника Sentinel 2A – 26.08.2017, 28.08.2017, 02.09.2017, 05.09.2017, 10.09.2017, 07.10.2017; снимки С.Н. Рязанского с Международной космической станции – 03.09.2017.

ОБСУЖДЕНИЕ ПРИЧИН ПРОРЫВА ОЗЕРА

Высокий уровень воды в конце лета. Среднемноголетняя отметка уровня воды в озере в летний период составляла около 2588 м. Как правило, пиковые значения уровней отмечались в первой половине лета [*Кидяева и др., 2013*], а к концу августа уровень воды, по показаниям уровнемера, а также данным сравнения маршрутных и аэровизуальных наблюдений, снижался (рис. 2). В целом в предпрорывный период уровень воды в озере держался на не характерных для конца лета высоких отметках (около 2591 м), на протяжении 2.5 месяцев наблюдался поверхностный перелив через перемычку, однако уровни воды в озере, вплоть до середины дня 31 августа, не превышали наблюдавшихся в предшествующие дни. Перелив воды, подтверждающий показания уровнемера, зафиксирован и при маршрутных обследованиях 29 июня, 28 июля и 18 августа.

Интенсивные и продолжительные осадки. За первую половину дня 31 августа выпало 45 мм жидких осадков за 15 ч (с 23:00 30 августа до 14:00 31 августа). Это привело к подъему уровня в озере на 33 см, прекращение осадков во второй половине дня обусловило стабилизацию и даже некоторый спад уровня в озере. В 20 часов 31 августа начался дождь аномальной интенсивности, крайне редко встречающийся в этом районе, по данным наблюдений на ледниковом стационаре Джанкуат. Всего за 5 ч (с 20:00 31 августа до 01:00 1 сентября) сумма жидких осадков по осадкомеру составила около 98 мм, три локальных пика с интенсивностью осадков порядка 40 мм/ч отмечались в районе 20:45, 22:00 и 24:00.

Следствием аномального ливня был сход склоновых селей в долинах рек Джанкуат и Шхельда, который выявлен при сравнении космоснимков Sentinel 2A от 26 августа и 2 сентября и зафиксирован при облете 1 сентября. На склоне

в коллювиально-пролювиальных отложениях образовался врез длиной около 800 м и шириной 20–40 м. Площадь отложений склонового селя в кармане правой береговой морены ледника Шхельда составила более 32 тыс. м^2. Отложения селя шириной до 100 м отмечены на участках предполья ледника.

Быстрый рост уровня воды перед прорывом. Как показало последующее считывание данных с автоматического регистратора, уже за первый час аномального ливня (с 20 до 21 часа) отметка уровня в озере выросла на 12 см, далее, вплоть до прорыва, рост уровня в озере не прекращался. В озере 1 сентября в 01:00 уровень воды был на 55 см выше, чем 31 августа в 20:00, и составлял 578 см над уровнемером. Столь быстрого роста уровня озера за период прямых наблюдений также не отмечалось. К следующему сроку наблюдений в 2 часа ночи уровнемер уже находился выше уреза воды, т. е. спуск озера как минимум на 6 м уже осуществился (см. рис. 2).

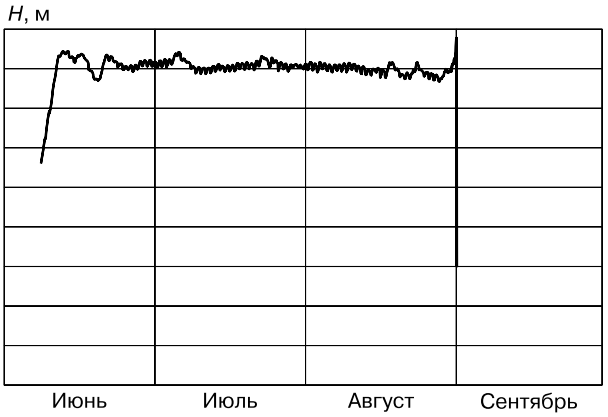

Рис. 2. Колебания уровня воды в оз. Башкара летом 2017 г.

Горизонтальные линии проведены через 1 м. После прорыва 01.09.2017 г. уровень опустился на 16.5 м, но уровнемер фиксировал показания только до того, как оказался на поверхности.

Оценка объема селевого паводка. В результате прорыва перемычка была размыта, к утру 1 сентября уровень воды упал на 16.5 м относительно предпрорывного (рис. 3), объем воды в озере уменьшился на 3/4 (с 1 млн м^3 до 200 тыс. м^3). Вниз на ледник Башкара и далее по долине р. Адыл-Су пошел катастрофический паводок, на отдельных участках переходящий в водокаменный селевой поток. Приток воды в озеро в период аномального ливня (площадь водосбора озера около 3.8 км^2, суммарный слой осадков 100 мм, ко-

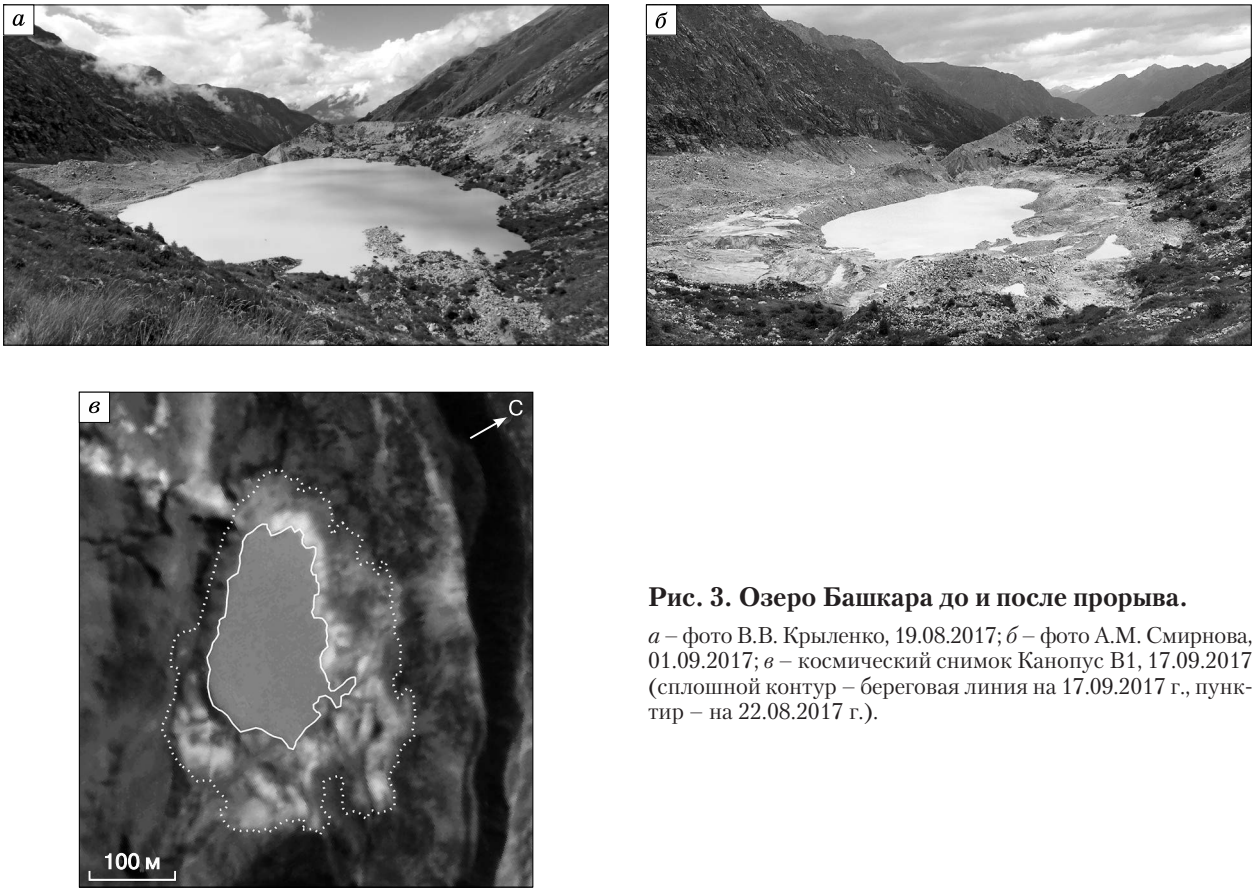

Рис. 3. Озеро Башкара до и после прорыва.

а – фото В.В. Крыленко, 19.08.2017; *б* – фото А.М. Смирнова, 01.09.2017; *в* – космический снимок Канопус В1, 17.09.2017 (сплошной контур – береговая линия на 17.09.2017 г., пунктир – на 22.08.2017 г.).

а
С
пос. Эльбрус
Баксан
12
11
Шхельда
10
Адыл-Су
УСБ "Джантуган"
9
8
7
6
5
4
3
2
1
оз. Лапа
оз. Башкара
1
2
3
4
5

б
1
оз. Башкара

в
1

г
1
2
3
оз. Лапа
4
5
6

д
6

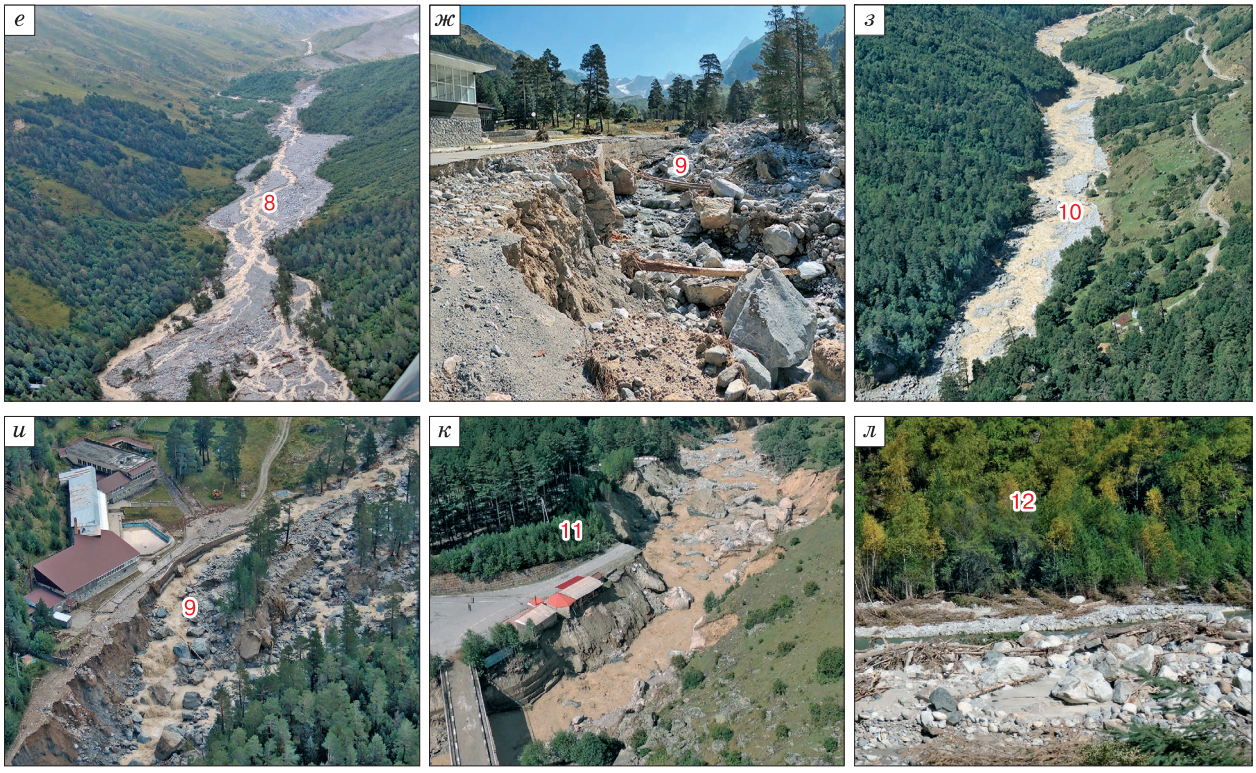

Рис. 4. Зона катастрофы в долине р. Адыл-Су до впадения в р. Баксан.

а – преобладающие типы русловых процессов в долине р. Адыл-Су при прохождении селевого паводка 01.09.2017 г.; *1* – аккумуляция наносов; *2* – эрозия донная и боковая; *3* – транспорт наносов; *4* – контур озера до прорыва по состоянию на 22.08.2017 г., *5* – после прорыва по состоянию на 03.09.2017 г. Литодинамические зоны: 1 – проран; 2 – ледник Башкара; 3 – конус выноса; 4 – массив конечно-моренных гряд и мертвых льдов; 5 – зандровая площадка; 6 – врез в морены Малого ледникового периода; 7, 8 – ущелье Адыл-Су выше УСБ "Джантуган"; 9 – территория УСБ "Джантуган" и подрезанный склон; 10 – русло ниже УСБ "Джантуган"; 11 – мост через Адыл-Су и русло реки ниже по течению; 12 – долина р. Адыл-Су перед выходом в ущелье р. Баксан и устье р. Адыл-Су.

Автор схемы В.М. Кидяева. Подложка – снимок с Международной космической станции (автор С.Н. Рязанский, 03.09.2017). *б–м* – фотоиллюстрации к схеме (номера литодинамических зон приведены на снимках красным цветом). Авторы снимков: *б* – И.В. Крыленко, 03.09.2017; *в* – В.М. Кидяева, 03.09.2017; *г–к*, *м* – М.Д. Докукин, 01.09.2017; *л* – С.С. Черноморец, 07.10.2017.

эффициент стока 0.6) в грубом приближении мог составить до 200 тыс. м^3. Не менее 50 тыс. м^3 воды было вовлечено в поток при выплеске из расположенного у нижнего края ледника Башкара озера Лапа (площадь зеркала которого до паводка составляла порядка 60 тыс. м^2) в результате прошедшего через него катастрофического паводка. На это указывает наблюдаемое после прорывного паводка понижение уровня воды в оз. Лапа примерно на 80–100 см ниже длительно стоявшего предпаводочного. В долине р. Адыл-Су добавочный объем воды, вовлеченный в прорывной паводок, состоял из русловых запасов в реке и боковой приточности. В период дождевого паводка, но до прохождения прорывного, гидроморфологические характеристики русла Адыл-Су в первом приближении приняты следующими: средняя ширина 8–10 м, средняя глубина 1 м, средняя скорость 2 м/с. С учетом скорости течения в реке и скорости продвижения лобовой волны прорывного паводка за счет русловых запасов в прорывной паводок было вовлечено не менее 50 тыс. м^3 воды.

С учетом кратковременности прохождения прорывного паводка авторы предположили, что компенсация вклада боковой приточности происходит за счет потерь стока на растекание по пойме и заплески. По предварительной оценке, объем водной составляющей селевого паводка составил около 1.1 млн м^3.

Оценка объема твердой составляющей проводилась на основании профилей, построенных в ходе обследования, анализа фотографий с борта вертолета, полученных в результате облета сразу после прорыва, и космических снимков с борта МКС. Выделенные литодинамические зоны приведены на рис. 4.

Согласно предварительным оценкам, объем твердого материала, вовлеченного в селевой паводок, составил 350–500 тыс. м^3. Основная масса твердого материала поступила в поток за счет боковой эрозии на участке 11 ниже моста через р. Адыл-Су (200–300 тыс. м^3, см. рис. 4, *к*) и на участке 9 ниже учебно-спортивной базы (УСБ) "Джантуган" (100–150 тыс. м^3, см. рис. 4, *ж*, *и*). Незначительные по протяженности участки вовлечения твердого материала с преобладанием донной эрозии 1 (проран, 20 тыс. м^3, см. рис. 4, *б*, *в*), 4 (фронтальный уступ морены ниже озера Лапа, 20 тыс. м^3, см. рис. 4, *г*) и 6 (каньон в моренах Малого ледникового периода, 20 тыс. м^3, см. рис. 4, *д*) расположены в верхней части долины. После участков эрозии следуют участки аккумуляции наносов или их транспорта и последующей аккумуляции (см. рис. 4, *е*, *з*, *л*, *м*).

ОЦЕНКА СКОРОСТИ И РАСХОДОВ СЕЛЕВОГО ПАВОДКА

По опросным сведениям, лобовая волна паводка достигла ущелья Шхельды (6.4 км ниже истока из оз. Башкара) в районе 01:20 ночи, пос. Эльбрус (10 км ниже истока) – не позднее 01:30 ночи. К 02:30 1 сентября 2017 г. расход воды в р. Адыл-Су заметно снизился (прекратился мощный грохот). Согласно этим цифрам, скорость продвижения передовой волны паводка составила 5–6 м/с.

Паводок достиг р. Баксан и прошел по ней несколько десятков километров, вызвав местами разрушение дорог, мостов, водоводов, газопровода и ЛЭП. Вследствие прохождения прорывного паводка и сопутствующих ему деформаций русла на р. Баксан в городе Тырныауз, в 40 км от озера, был размыт на 2.0–2.2 м гребень запруды селя 14–15 августа 2017 г. из р. Герхожан-Су и заметно снижен уровень временного подпрудного водоема, существовавшего с середины августа 2017 г.

Максимальные прорывные расходы воды, судя по оставленным на леднике Башкара и в верхней части долины Адыл-Су следам, могли составить порядка 500 м^3/с, расходы на участках локальной трансформации в селевой поток в 1.5–4.0 км ниже озера могли быть и больше. Так, в районе моста через р. Адыл-Су следы прохождения паводка зафиксированы на высоте 7–8 м над руслом реки. С учетом параметров моста и скорости потока примерно 5 м/с расход воды мог достигать 800 м^3/с. Ниже по долине Адыл-Су максимальный расход постепенно уменьшался и к выходу в долину Баксана составил ориентировочно 200–250 м^3/с.

Продолжающееся сокращение ледника Башкара. Поверхность ледника Башкара, подпиравшего дамбу в 2008 г., значительно понизилась (рис. 5). Отступание правой ветви ледника, примыкающей к оз. Башкара, по фронту с 2009 по 2017 г. составило 30–35 м, основного потока ледника Башкара, примыкающего к оз. Лапа с 2007 по 2017 г., – 100–105 м.

Понижение поверхности ледника Башкара способствовало уменьшению устойчивости моренной дамбы. Если в 2008 г. она "опиралась" на ледник, то в последние годы эта опора исчезала.

Вероятный механизм прорыва. Из-за притока большого объема воды в результате выпадения аномального количества осадков через моренную перемычку шел поток с увеличенным расходом воды. Этому способствовало: 1) временное поднятие уровня воды в озере на 55 см вследствие перекрытия зоны поверхностного стока оползневыми массами со склонов моренной гряды и быстрый ее размыв (расход воды мог увеличиваться до нескольких десятков кубометров в секунду – вода сбрасывалась на участке большей ширины, чем раньше); 2) повышение эрозионной способности потока в результате насыщения его рыхлыми оползневыми массами с большим количеством мелкозема.

На фоне резкого нарастания расходов воды через гребень до 6–10 м^3/с значительно усилилась фильтрация через тело перемычки. Увеличение гидродинамического напора вместе с ослаблением устойчивости плотины из-за ее обводнения, могло привести к нарушению сплошности запруды, к ее сдвигу и почти мгновенному обрушению. Разрушение перемычки, удерживающей озеро, предположительно происходило в два этапа. На первом, очень кратковременном, происходило обрушение (сдвиг) перемычки. На втором, более продолжительном, после спада уровня в озере на 8–10 м шло образование нового узкого прорана за счет донной и боковой эрозии. В течение этого этапа уровень озера упал еще на 6–7 м.

На высокую вероятность подобного развития событий указывают следы разового единовременного выплеска большого количества воды на нижележащий ледник (см. рис. 1, 4, *г*) и отсутствие каких-либо следов террас или стояния промежу-

Рис. 5. Участок моренной дамбы на оз. Башкара в 2008 и 2017 гг.

а – 16.07.2008 г.; *б* – 28.07.2017 г. Понижение поверхности ледника Башкара более 10 м. Красная стрелка иллюстрирует изменение положения глыб относительно максимального уровня воды (*б*) по сравнению с уровнем 2008 г. (*а*). Фото М.Д. Докукина.

точных уровней в озере, что наблюдается при эрозионном разрушении перемычки (см. например, [*Черноморец и др., 2007б*]). В пользу этой гипотезы также указывает трапециевидная конфигурация верхней части прорана, через которую произошло опорожнение основного объема воды из озера. В результате после быстрого заполнения воронки у грота (глубиной относительно края ледника около 17–20 м) водные массы выплеснулись на поверхность ледника Башкара. По его поверхности прошел мощный и, вероятно, кратковременный вал воды.

Состояние озерно-ледниковой системы Башкары после прорыва. Результаты батиметрических съемок озер Башкара и Лапа приведены в таблице.

Озеро Башкара. Сток из озера идет через гребень перемычки (отметка гребня около 2574 м), протяженность перемычки около 70 м, ниже уклон резко увеличивается и поток ныряет в подледниковый грот с площадью сечения входного отверстия 10–15 м^2. В пределах перемычки поток течет во врезе с шириной днища 3–5 м и субвертикальными стенками высотой 15–20 м, сложенными мореной (см. рис. 4, *б*, *в*). Опасность представляет обрушение крупных блоков грунта со стен прорана (отмечены свежие осыпи/осовы объемом до 30 м^3), что может привести к подпору в озере с последующим размывом запруды. Возможная величина подъема воды может составить дециметры–первые метры, прорывной паводок при размыве

Параметры озер Башкара и Лапа после прорыва 1 сентября 2017 г. (по состоянию на 8 октября 2017 г.)

Озеро	Площадь, тыс. м^2	Объем, тыс. м^3	Макс. глубина, м	Средняя глубина, м
Башкара	26	216	18	8
Лапа	43	218	12	5

будет незначительным и, скорее всего, сможет быть полностью пропущен через подледниковый/внутриледниковый канал стока, выполняющий роль регулятора.

Участок между озерами. Ширина заплеска составила около 50 м в створе выхода на ледник ниже грота, далее поток распластался более чем на 100 м и разделился на два рукава (см. рис. 4, *г*, зона 6). Основной, левый поток устремился к понижению в центральной части ледника, правый относительно узкой полосой (30–40 м) прошел ближе к правобережной морене и водопадом низвергнулся с крутого (примерно 30 м) уступа над гротом потока, в который вода из оз. Башкара стекала до прорыва. Левый поток вследствие очень высокой скорости "перескочил" участок ледника с противоуклоном, взлетев на высоту более 5–7 м, достиг понижения в сильнотрещиноватой центральной части ледника, где выработал глубокий (до 15 м) и широкий котел, в котором (вероятно, уже на спаде паводка) произошло обрушение значительных блоков льда. На крутом краевом уступе ледника левый поток низвергался в оз. Лапа широким фронтом. Вероятно, на спаде паводка в нижней части уступа потоком воды был выработан "раструб" длиной в несколько десятков метров и шириной на выходе более 20 м.

Озеро Лапа. Подпруда-перемычка оз. Лапа образована несколькими конечно-моренными валами. После прорыва уровень держался примерно на 1 м ниже предпаводочного, хорошо фиксировался по абразионным уступам на песчаных берегах и по термоабразионной нише в вертикальных обрывах ледовых берегов. Переток начинался широким пологим переливом, ниже на 60 м расположены крутые водосливы высотой 3–4 м. Ниже водосливов рукава врезались в массив мертвых льдов размерами 60 × 100 м, обнаженный прорывным паводком, на глубину 3–5 м (см. рис. 4).

По состоянию на 8 октября 2017 г. уровень оз. Лапа снизился по сравнению с отметками до прорыва примерно на 1.8 м. Можно прогнозировать его снижение из-за регрессивной эрозии канала во льду, по которому идет перелив.

В любом случае, размыв перемычки будет проходить в мелководной части озера (рис. 6), и возможный сброс воды из озера, не считая поступающей воды, не превысит 200 тыс. м^3.

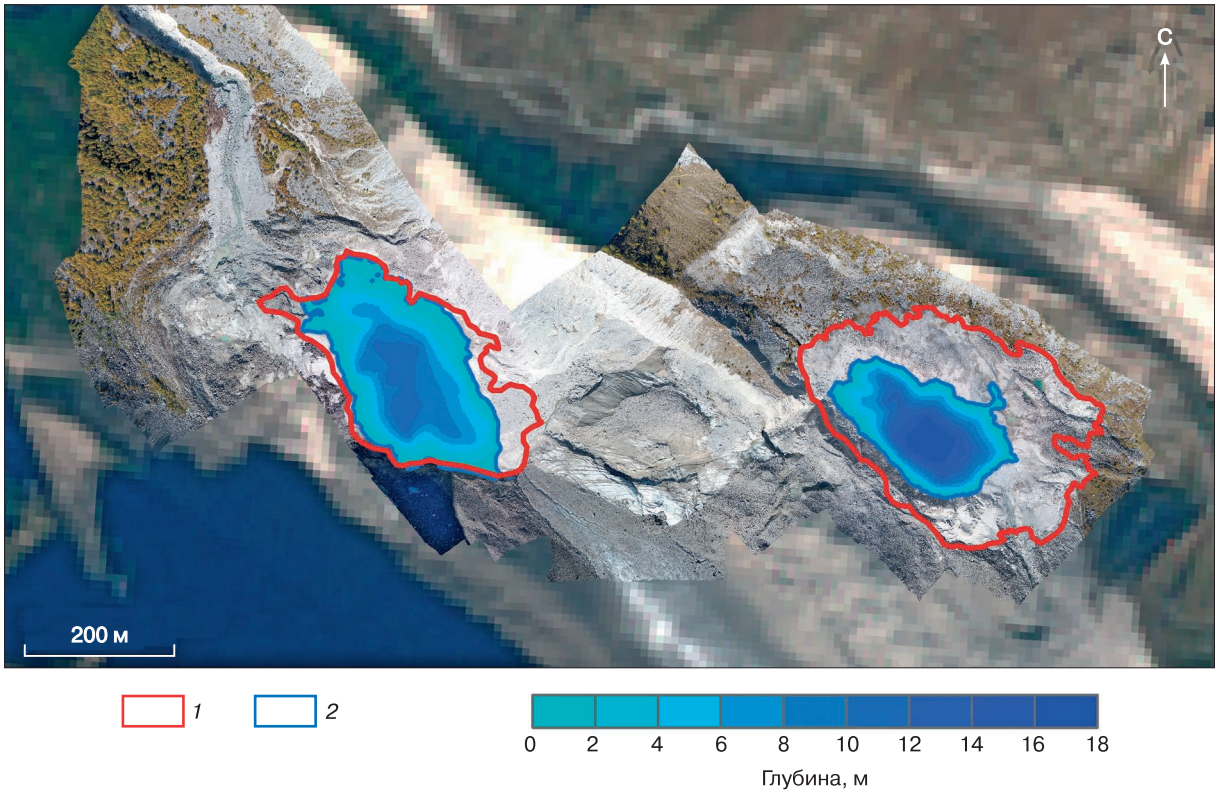

Рис. 6. Батиметрические карты озер Башкара (*справа*) и Лапа (*слева*) после прорыва.

Контур озера: *1* – по данным космического снимка Канопус В1 от 22.08.2017; *2* – по данным съемки с квадрокоптера, 08.10.2017. Подложка – космический снимок Sentinel-2 от 07.10.2017 г. и ортофотоплан из снимков с квадрокоптера от 08.10.2017 г. Съемка с квадрокоптера и батиметрические карты – Е.А. Савернюк, ортофотоплан – А.И. Яркова, Е.А. Балдина.

СЕЛЕВОЙ ПОТОК 7 СЕНТЯБРЯ В ДОЛИНЕ РЕКИ АДЫЛ-СУ

В результате сравнения материалов облетов 1–10 сентября 2017 г. был выявлен факт схода селевого потока 7 сентября. О частичном размыве восстановленной дороги у пос. Нейтрино 7 сентября были сообщения местных жителей. На рис. 7 показан участок долины р. Адыл-Су в районе учебно-методического центра (УМЦ) “Эльбрус” после прорыва оз. Башкара 1 сентября и 10 сентября,

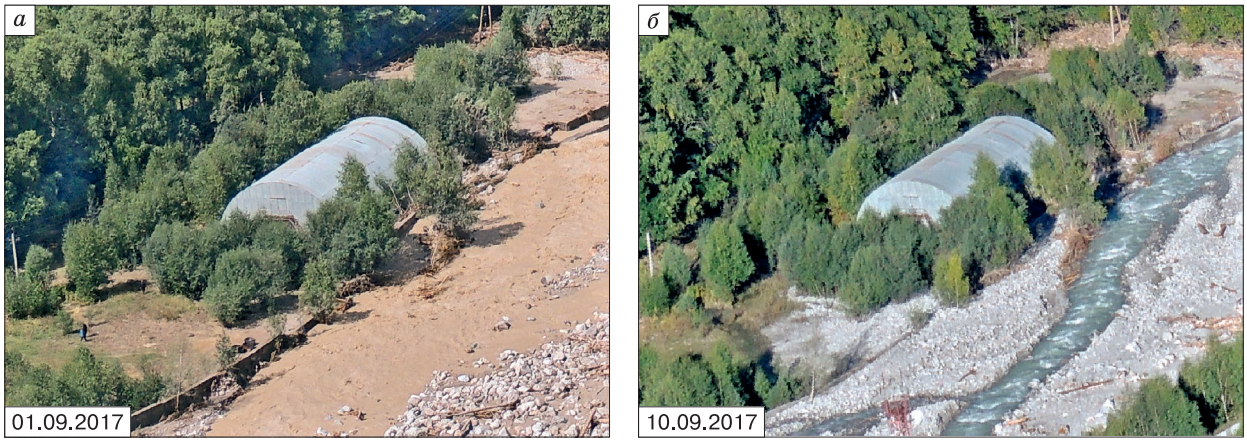

Рис. 7. Селезащитная стенка на территории учебно-методического центра “Эльбрус” до (*а*) и после (*б*) схода селевого потока 7 сентября (фото М.Д. Докукина).

после схода селя. Произошло отложение селевого материала толщиной 1.5–2.0 м, сель вышел поверх защитной стенки на территорию УМЦ "Эльбрус". Сходу селя способствовало наличие многочисленных размывов и отложений рыхлого материала в русле р. Адыл-Су, появившихся после прорыва оз. Башкара 1 сентября 2017 г., а также интенсивные жидкие осадки, чуть более 70 мм за 15 часов.

ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Прорыв привел к сокращению объема воды в оз. Башкара в 5 раз. Несмотря на это, вероятность повторного прорыва существует. Образовавшийся при прорыве врез является узким и глубоким (см. рис. 4, *б*, *в*). В будущем возможно перекрытие узкого участка прорана в моренной гряде оз. Башкара в результате оползания склона с формированием временной плотины высотой до 5 м, подъемом уровня воды в озере и дальнейшим прорывом новообразованной дамбы.

В 2018 г. требуется постоянный контроль состояния перемычки озер Лапа и Башкара и наблюдения за их уровенным режимом.

Необходимо исключить непродуманные и непрофессиональные попытки понизить уровень озер без проработки всех связанных с этим аспектов. Мировой опыт (см. [*Lliboutry et al., 1977*]) свидетельствует, что это может привести к катастрофе. Требуется разработка проекта контролируемого спуска озер. В частности, на оз. Башкара можно рекомендовать произвести расширение эвакуационного канала до 10–15 м по дну и уменьшение крутизны прилегающих к нему склонов до 15–20°, укладку труб с последующим укреплением и созданием аварийного водослива, а также использование сифонной перекачки озерной воды ежегодно в период с конца мая по сентябрь. Мероприятия на оз. Лапа требуют дополнительной проработки (например, здесь возможно применение гидромониторов для размыва и расширения ледяной перемычки).

Прорыв оз. Башкара создал новые условия формирования селей по руслу р. Адыл-Су. Появились участки крутых неустойчивых склонов, сложенных рыхлым материалом. В случае прохождения по руслам новых селей или паводков мобилизация этого материала пройдет значительно легче, чем в ситуации до 1 сентября 2017 г. Поэтому, даже если водный импульс будет не очень большим, подпитка нового потока твердым материалом может оказаться значительной и привести к разрушениям. События, подобные селевому потоку 7 сентября 2017 г., будут повторяться в более крупном масштабе.

Участки берегов, защищенные бетонными стенками, выдержали разрушительное воздействие паводка и селевого потока (см. рис. 7), что говорит о высокой эффективности этих сооружений. В дальнейшем укрепление берегов бетонными стенками позволит минимизировать ущерб от возможного повторения паводков и селей. Разрушенные и срезанные участки дорог приурочены к местам поворота русла р. Адыл-Су (см. рис. 4, *к*), а наиболее проблемными являются участки, на которых селевым потоком 1 сентября были вскрыты крупные глыбы.

Авторы выражают благодарность А.В. Хаткутову, Р.Г. Мискаровой, В.В. Суркову за участие в сборе материалов, Е.А. Балдиной, А.И. Ярковой за обработку снимков с БПЛА, Л.В. Десинову, У.Д. Курданову, В.В. Борисову, Б.Х. Хоханаеву, К.Х. Залиханову, Э.В. Запорожченко, М.М. Хаджиеву за ценные дискуссии, ГУ МЧС России по Кабардино-Балкарии, В.В. Поповнину, А.Х. Аджиеву за логистическую поддержку. Авторы благодарят специалистов ФГБУ "НИЦ "Планета" А.А. Невского, Н.И. Абросимова и В.В. Асмуса за предоставленные космические снимки Канопус-В1.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-05-08694, 16-35-60042, 18-05-00520).

Литература

Гнездилов Ю.А., Иващенко Е.Н., Красных Н.Ю. Оценка гипотетического прорыва озера Башкара // Сб. науч. тр. Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства (ОАО "Севкавгипроводхоз"). Пятигорск, 2007, вып. 17, с. 123–145.

Gnezdilov, Y.A., Ivashchenko, E.N., Krasnykh, N.Y., 2007. Estimation of the hypothetical outburst of Bashkara Lake, in: Proceedings of the North Caucasian Engineering and Design Institute for Water Industry and Land Reclamation (Sevkavgiprovodhoz). Pyatigorsk, issue 17, pp. 123–145. (in Russian)

Докукин М.Д., Савернюк Е.А. Наступание ледников в конце XX века как фактор активизации гляциальных селевых процессов (Центральный Кавказ) // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Тр. Второй конф., посвящ. 100-летию С.М. Флейшмана / Отв. ред. С.С. Черноморец. М., МГУ, 2012, с. 31–32.

Dokukin, M.D., Savernyuk, E.A., 2012. The advance of glaciers at the end of the 20th century as a factor of activation of glacial debris flows (Central Caucasus), in: Debris flows: disasters, risk, forecast, protection. Proceedings of the International Conference dedicated to the centenary of Professor S.M. Fleishman. Ed. by S.S. Chernomorets. MSU, Moscow, pp. 31–32. (in Russian)

Докукин М.Д., Шагин С.И. Особенности динамики ледниковых озер с подземными каналами стока (анализ разновременной аэрокосмической информации) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2, с. 47–56.

Dokukin, M.D., Shagin, S.N., 2014. Features of dynamics of glacial lakes with underground drain channels (analysis of multitemporal aerospace information). Earth's Cryosphere XVIII (2), 41–50.

Залиханов М.Ч., Анахаев К.Н., Недугов А.Н. О селеопасном озере Башкара // Метеорология и гидрология, 2009, № 2, с. 89–92.

Zalikhanov, M.Ch., Anakhaev, K.N., Nedugov, A.N., 2009. On mudflow hazardous Bashkara Lake. Meteorologia i Gidrologia 2, 89–92.

Кидяева В.М., Крыленко И.Н., Крыленко И.В. и др. Колебания уровня воды горных ледниковых озер Приэльбрусья // Геориск, 2013, № 3, с. 8–15.

Kidyaeva, V.M., Krylenko, I.N., Krylenko, I.V., et al., 2013. Fluctuations in the water levels of the glacier lakes of the Mount Elbrus region. Georisk, No. 3, 8–15.

Ковалев П.В. О селях на северном склоне Центрального Кавказа // Материалы Кавказ. экспедиции (по программе МГГ). Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1961, т. III, с. 149–161.

Kovalev, N.V., 1961. On debris flows on the northern slope of Central Caucasus, in: Proceedings of the Caucasian Expedition (by the program of the International Geophysical Year), Kharkov University Press, Kharkov, vol. III, 149–161. (in Russian)

Мысливская Г. Стихией можно управлять. Валентина Матвиенко оценила работу властей КБР по преодолению последствий селя // Рос. газета, 2017, 8 сент. – URL: https://rg.ru/2017/09/08/reg-skfo/matvienko-vlasti-kbr-horosho-spravilis-s-posledstviiami-selia.html.

Myslivskaya, G., 2017. A disaster may be controlled. Valentina Matviyenko appreciates the work conducted by the authorities of Kabardino-Balkaria Republic to overcome the effects of a debris flow. Rossiyskaya Gazeta, September 8, 2017.

Петраков Д.А. Селевая опасность ледниковых озер и оценка вероятности их прорыва // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Тр. Междунар. конф. (Пятигорск, Россия, 22–29 сентября 2008 г.) / Отв. ред. С.С. Черноморец. Пятигорск, Ин-т "Севкавгипроводхоз", 2008, с. 309–312.

Petrakov, D.A., 2008. Debris flow hazard of glacal lakes and assessment of their outburst risk, in: Chernomorets, S.S. (Ed.). Debris flows: disasters, risk, forecast, protection. Proceedings of the International Conference. Pyatigorsk, Russia, September, 22–29, 2008. Sevkavgiprovodhoz, Pyatigorsk, pp. 309–312. (in Russian)

Сейнова И.Б. Ледники и сели Приэльбрусья. (Эволюция оледенения и селевой активности) / И.Б. Сейнова, Е.А. Золотарев. М., Науч. мир, 2001, 204 с.

Seynova, I.B., Zolotarev, E.A., 2001. The Glaciers and the Debris Flows of the Elbrus Region. Nauchny Mir, Moscow, 204 pp. (in Russian)

Черноморец С.С., Петраков Д.А., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Тутубалина О.В., Алейников А.А., Тарбеева А.М. Динамика ледниково-озерного комплекса Башкара и оценка селевой опасности в долине реки Адыл-Су (Кавказ) // Криосфера Земли, 2007а, т. XI, № 1, с. 72–84.

Chernomorets, S.S., Petrakov, D.A., Krylenko, I.V., Krylenko, I.N., Tutubalina, O.V., Aleynikov, A.A., Tarbeeva, A.M., 2007a. Changes of the Bashkara glacier-lake system and assessment of debris flow hazard in the Adyl-Su river valley (Caucasus). Earth's Cryosphere XI (1), 72–84.

Черноморец С.С., Петраков Д.А., Тутубалина О.В. и др. Прорыв ледникового озера на северо-восточном склоне Эльбруса 11 августа 2006 г.: прогноз, событие и последствия // Материалы гляциол. исслед., 2007б, вып. 102, с. 211–215.

Chernomorets, S.S., Petrakov, D.A., Tutubalina, O.V., et al., 2007b. The outburst of a glacier lake on the north-eastern slope of Mount Elbrus on August 11, 2006: the forecast, event and after-effects. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy (Data of Glaciological Studies), issue 102, 211–215.

Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Алейников А.А. Новые селеопасные озера у края ледника Башкара на Центральном Кавказе // Материалы гляциол. исслед., 2003, вып. 95, с. 153–160.

Chernomorets, S.S., Tutubalina, O.V., Aleinikov, A.A., 2003. New hazardous lakes near the edge of Bashkara Glacier in Central Caucasus. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy (Data of Glaciological Studies), issue 95, 153–160.

Lliboutry, L., Morales Arnao, B., Pautre, A., Schneider, B. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historical failures of morainic dams, their causes and prevention // J. Glaciol., 1977, vol. 18, p. 239–254.

Petrakov, D.A., Tutubalina, O.V., Aleinikov, A.A., Chernomorets, S.S., Evans, S.G., Kidyaeva, V.M., Krylenko, I.N., Norin, S.V., Shakhmina, M.S., Seynova, I.B. Monitoring of Bashkara Glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst // Natural Hazards, 2012, vol. 61, No. 3, p. 1293–1316.

Поступила в редакцию
31 октября 2017 г.

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 81–90 **http://www.izdatgeo.ru**

АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КЛИМАТ

УДК 551.583:551.578.46 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(81-90)

ВКЛАД АНОМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ИЗМЕНЧИВОСТЬ КЛИМАТА ЗИМНЕГО ПЕРИОДА НА СЕВЕРЕ ЕВРАЗИИ

Л.М. Китаев

Институт географии РАН, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия; lkitaev@mail.ru

Для крупных физико-географических регионов севера Евразии количественно проиллюстрированы особенности пространственно-временных изменений приземной температуры воздуха, осадков и снегозапасов за период 1966–2011 гг. Повсеместно отмечается устойчивое потепление, тенденции изменчивости осадков и снегозапасов имеют малые линейные тренды (за исключением Дальнего Востока). Выявлены, рассчитаны и типизированы региональные значения аномалий исследуемых характеристик. Определен вклад суммарных значений аномалий в общую изменчивость суммы значений выборки. В результате получены распределения значений характеристик и вид многолетних тенденций, особенно в случаях незначимых коэффициентов линейного тренда. Наибольший вклад суммарных значений аномалий приземной температуры воздуха характерен для Западной и Восточной Сибири, осадков и снегозапасов – для Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Приземная температура воздуха, осадки, снегозапасы, частота проявления аномалий, значения аномалий, пространственная и временная изменчивость

THE CONTRIBUTION OF ANOMALOUS VALUES OF METEOROLOGICAL CHARACTERISTICS TO WINTER CLIMATE VARIABILITY IN NORTHERN EURASIA

L.M. Kitaev

Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetniy per., 109017, Moscow, Russia; lkitaev@mail.ru

The spatial and temporal changes in the air temperature, precipitation and snow cover have been quantitatively illustrated for the main regions of northern Eurasia for the period of 1966–2011. Steady warming is registered widely, regional variability of precipitation and snow cover have low trend values – with the exception of the territory of the Russian Far East. Values of regional anomalies of the characteristics under study have been calculated and categorized. The contribution of the cumulative values of anomalies to the total variability of the amount of sample values has been defined for all the characteristics. As a result, statistical distribution of the property values and the type of long-term trends have been refined, particularly for cases with not significant coefficients of the linear trend. The largest contribution of the total values of air temperature anomalies has been observed for Western and Eastern Siberia, and the largest contribution of cumulative values of anomalies for precipitation and snow cover has been obtained for the region of Eastern Siberia and the Russian Far East.

Air temperature, precipitation, snow storage, frequency of anomaly events, values of the anomalies, spatial and temporal variability

ВВЕДЕНИЕ

Особенности метеорологического режима холодного периода средних и высоких широт Евразии (прежде всего приземной температуры воздуха, осадков, снегозапасов) обусловливают недостаток или избыток почвенной влаги, экстремально малые или катастрофически большие объемы весеннего половодья, состояние биоты и, как следствие, характер хозяйственной деятельности. В настоящее время исследования изменчивости климатических параметров проводятся по многим направлениям. Существенная пространственная вариабельность альбедо поверхности в зимний период, связанная с ландшафтными условиями и особенностями снегонакопления [*Конанев, 1978; Котляков, 2004; Рубинштейн и др., 2006; Китаев, Титкова, 2011; Трофимова, 2014*], не может не оказывать влияния на характер обмена теплом и влагой между поверхностью и атмосферой. Многолетнее повышение приземной температуры воздуха обусловливает изменчивость параметров снежного покрова. В частности, для севера Евразии выявлены зависимости сроков залегания снежного покрова от характера потепления и особенностей атмосферной циркуляции [*Попова, Полякова, 2013*]; данные об изменчивости снегозапасов и толщины снега последних десятилетий в связи с региональной неоднородностью приземной температуры воздуха приведены в работах

© Л.М. Китаев, 2018

А.Н. Кренке [*Кренке и др., 2000, 2009*], В.М. Котлякова [*2004*]. В течение второй половины XX в. региональные тенденции увеличения доли жидких осадков зимой не повлияли на изменчивость снегонакопления [*Китаев и др., 2010*], а предел нарастания снегозапасов в связи с потеплением климата еще не наступил в большинстве регионов Севера [*Китаев и др., 2004; Кренке и др., 2009*]. Изменения метеорологических характеристик в современных условиях имеют неоднозначные пространственные и временные особенности – здесь возможны как положительные, так и отрицательные тенденции, не совпадающие в локальном и региональном масштабах [*Китаев и др., 2012; Второй... доклад..., 2014; Kitaev et al., 2002; Brown, Mote, 2009; Bulygina et al., 2011*].

Указанные выше особенности хорошо иллюстрируются средними значениями и величиной стандартного отклонения метеорологических характеристик, при этом вклад их аномальных значений в изменчивость климата также необходимо учитывать. Основная задача настоящей работы состоит в выявлении пространственно-временных распределений аномалий метеорологических характеристик и их вклада в формирование климата зимнего периода. Объект исследований – север Евразии в границах России за период 1966–2011 гг.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ ИХ ОБРАБОТКИ

Исследования базируются на анализе данных наблюдений 800 метеорологических станций Гидрометслужбы России в период 1966–2011 гг. (*http://meteo.ru*): суточных значений приземной температуры воздуха и осадков, снегозапасов по данным декадных маршрутных снегосъемок. Технология проведения метеорологическими станциями режимных наблюдений регламентируется соответствующими правилами [*Наставление..., 1985*]. Рассмотрена многолетняя изменчивость снегозапасов на конец февраля в сочетании с изменчивостью средних за ноябрь–май значений приземной температуры воздуха и осадков. Исследованы особенности крупных физико-географических регионов севера Евразии в границах России (по секторам) – Восточно-Европейская равнина (30–60° в.д.), Западная Сибирь (60–90° в.д.), Средняя Сибирь (90–125° в.д.), Восточная Сибирь и Дальний Восток (125–180° в.д.). На юге территория ограничена нами 50-й параллелью, поскольку в более низких широтах России количественная оценка малых значений снегозапасов равнинных территорий и снегозапасов высокогорных областей статистически не совсем валидна.

Анализ проводился стандартными методами математической статистики и геоинформационных технологий, для чего данные метеостанций были пересчитаны в узлы регулярной сетки 1 × 1°, что позволяет использовать многолетние ряды данных наблюдений без дополнительного учета пропусков в них. Применяемый метод интерполяции – кригинг (kriging) – один из видов обобщенной линейной регрессии для моделирования поверхностей, при расчете которой минимизируется стандартное отклонение [*Байков и др., 2010*]. Ошибка пространственного осреднения может достигать 7–15 мм за год для осадков [*Груза и др., 2013*] и –0.007...–0.003 °С для приземной температуры января [*Жильцова, Анисимов, 2009*]. Для снегозапасов Восточно-Европейской равнины принята ошибка не более чем 10 мм [*Кислов и др., 2001*], для остальных районов – 7–15 мм (по-видимому, ориентировочно равна ошибке для осадков).

Основной объект исследований – зимние аномалии приземной температуры воздуха, осадков и снегозапасов. Характеристики считаются аномальными, если они превышают одинарную и удвоенную величины стандартного отклонения для многолетних рядов с удаленным трендом.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Результаты исследований изменчивости метеорологических характеристик публиковались неоднократно и обобщены, в частности, во “Втором оценочном докладе об изменениях климата” [*Второй... доклад..., 2014*]. Поэтому ниже информация дается в кратком виде – для иллюстрации общего состояния климата последних десятилетий. Средние для рассматриваемых регионов величины метеорологических характеристик и стандартное отклонение рядов значений соответствуют климатическим особенностям севера Евразии (табл. 1). Значимые региональные коэффициенты линейного тренда характерны только для многолетних изменений приземной температуры воздуха: с отрицательным знаком для Восточной Сибири и Дальнего Востока (–0.054 °С/год) и с положительным знаком для остальной территории при максимальном значении коэффициента в Западной Сибири (0.050 °С/год).

Наиболее заметный многолетний прирост приземной температуры воздуха наблюдается на северо-западе Восточно-Европейской равнины (Кольский полуостров, Карелия) и на севере Западной и Средней Сибири (низовья Оби и Енисея). Многолетнее снижение приземной температуры характерно для северных областей Дальнего Востока и юга Западной Сибири. Участки со значимым приростом осадков и снегозапасов расположены в Западной Сибири выше 60-й параллели, на территории Чукотки и п-ова Камчатка, в низовьях Амура. Участки со значимым отрицательным трендом снегозапасов отмечены в центре и на севере Средней Сибири.

Таблица 1. **Изменчивость метеорологических характеристик холодного периода (октябрь–май)**

Показатель	Температура воздуха, °С	Осадки, мм	Снегозапасы, мм
Восточно-Европейская равнина			
Среднее	–8.7	142	92
Стандартное отклонение	1.69	13.66	10.76
Коэффициент линейного тренда	0.046	*0.280*	*0.165*
Западная Сибирь			
Среднее	–16.6	108	107
Стандартное отклонение	2.27	11.15	12.53
Коэффициент линейного тренда	0.050	*0.086*	*0.268*
Средняя Сибирь			
Среднее	–27.1	59.8	88.4
Стандартное отклонение	1.90	5.23	10.13
Коэффициент линейного тренда	0.047	*0.045*	*0.149*
Восточная Сибирь и Дальний Восток			
Среднее	–24.7	86	99
Стандартное отклонение	1.25	13.79	15.52
Коэффициент линейного тренда	–0.054	0.487	0.549

Примечание. Курсивом выделены значения незначимых коэффициентов линейного тренда.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Как уже упоминалось, аномальными значениями в ходе приземной температуры воздуха, осадков и снегозапасов (соответственно, среднее и сумма за ноябрь–февраль и величина на конец февраля) принимаются значения, превышающие одинарное и удвоенное стандартное отклонение. Для их получения в многолетнем ходе характеристик для каждого года осреднялись значения соответствующего параметра по всем ячейкам 1 × 1° каждого из регионов. Затем для полученных та-

Таблица 2. **Частота проявлений аномальных лет**

Регион	Характеристика	Аномалии – одинарное стандартное отклонение		Аномалии – удвоенное стандартное отклонение	
		Положительные	Отрицательные	Положительные	Отрицательные
Восточно-Европейская равнина	Температура воздуха, °С	1971, 1981, 1983, 2004	1969, 1979, 1985, 1987, 1994, 1998	1983	1969, 1985
	Осадки, мм	1966, 1968, 1976, 1977, 1985, 1987, 1993, 2000, 2003	1967, 1972, 1974, 1978, 1983, 1984, 1991, 2008	2003	–
	Снегозапасы, мм	1968, 1976, 1979, 1986, 1993, 1994, 1995, 2000	1969, 1972, 1975, 2003, 2009	1993	2003
Западная Сибирь	Температура воздуха, °С	1968, 1981, 1983, 1984, 1995, 2002, 2007	1969, 1977, 1985, 1993, 1998, 2001, 2010	1983	1969, 2010
	Осадки, мм	1966, 1974, 1979, 1983, 1994, 2000, 2007, 2010	1967, 1969, 1971, 1972, 1984, 1987, 2003	1966	2003
	Снегозапасы, мм	1973, 1979, 1992, 1993, 1998, 2007	1968, 1986, 2000, 2003, 2010	1993	1992
Центральная Сибирь	Температура воздуха, °С	1968, 1976, 1984, 1989, 1992, 1995, 2002	1966, 1969, 1977, 1985, 2010	1989	1969, 2001
	Осадки, мм	1974, 1978, 1982, 1991, 1993, 2007	1968, 1969, 1977, 1985, 1986, 1987, 1988, 2003	–	2003
	Снегозапасы, мм	1975, 1981, 1982, 1993, 2007	1966, 1977, 1985, 1986, 1987, 2003, 2010	2000	2003
Восточная Сибирь и Дальний Восток	Температура воздуха, °С	1968, 1976, 1986, 1996, 2011	1966, 1983, 1998, 1999, 2000	1996, 2011	1982
	Осадки, мм	1967, 1978, 1982, 1992, 1993, 2007	1966, 1977, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 2003, 2010	1967, 1982	2003
	Снегозапасы, мм	1966, 1974, 1978, 1982, 1991, 2003, 2010	1977, 1984, 1986, 1987, 1988, 1992, 1996, 2006	1982, 2010	–

Таблица 3. **Региональные значения коэффициентов асимметрии**

Регион	Температура воздуха, °С	Осадки, мм	Снегозапасы, мм
Восточно-Европейская равнина	0.205	0.282	0.375
Западная Сибирь	0.692	–0.221	0.029
Средняя Сибирь	0.275	0.534	0.008
Восточная Сибирь и Дальний Восток	0.430	0.630	1.066

ким образом многолетних рядов (1966–2011 гг.) рассчитывались величины одинарного и удвоенного стандартного отклонения; в заключение производилась выборка значений, превышающих величину одинарного и удвоенного стандартного отклонения (для положительной и отрицательной областей распределения характеристик). Проявления аномалий иллюстрирует табл. 2, где для каждого региона указаны аномальные годы в положительной и отрицательной областях распределения значений. Общее количество аномалий составляет 5–9 случаев (лет), или 12–22 % от общей продолжительности исследуемого периода.

Разница между количеством положительных и отрицательных аномалий достигает максимально трех случаев, что не нарушает симметрию в распределении характеристик. Это можно проиллюстрировать коэффициентом асимметрии, который для случайной величины X при $\mathrm{E}[X] < \infty$ задается формулой

$$\eta = \mu_3/\sigma^3,$$

где $\mu_3 = \mathrm{E}\left[\left(X - \mathrm{E}X^3\right)\right]$ – центральный момент третьего порядка; $\sigma = \sqrt{\mathrm{D}[X]}$ – стандартное отклонение. Коэффициент асимметрии положителен, если правый “хвост” распределения длиннее левого, и отрицателен в противном случае. Если распределение симметрично относительно математического ожидания, то его коэффициент асимметрии равен нулю. Оценка значимости коэффициентов асимметрии проводилась путем расчета средней квадратической ошибки

$$\sigma_\eta = \sqrt{6(n-1)/\left((n-1)(n+1)\right)},$$

где n – число членов совокупности.

Соотношение рассчитанных региональных коэффициентов асимметрии и их ошибки не превышает в нашем случае трех: $\eta/\sigma_\eta < 3$ (табл. 3), и тогда коэффициенты считаются незначимыми [*Лукасевич, 1998*]. Таким образом, распределение исследуемых характеристик является нормальным, и все статистические оценки, в том числе анализ аномалий, можно считать корректными.

ЗНАЧЕНИЯ АНОМАЛИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Выявление случаев аномалий, их количества в положительных и отрицательных областях распределения значений важно для иллюстрации многолетней вариабельности метеорологических характеристик (рис. 1). При этом определение конкретных аномальных значений позволяет более точно представить межгодовую изменчивость климатических условий.

Для всех аномалий рассчитаны конкретные значения приземной температуры воздуха, осадков и снегозапасов для положительной и отрицательной областей распределения (см. табл. 2). Многолетняя динамика значений, превышающих стандартное отклонение, для приземной температуры воздуха приведена на рис. 2, *А*, для осадков – на рис. 2, *Б*, для снегозапасов – на рис. 2, *В*. На

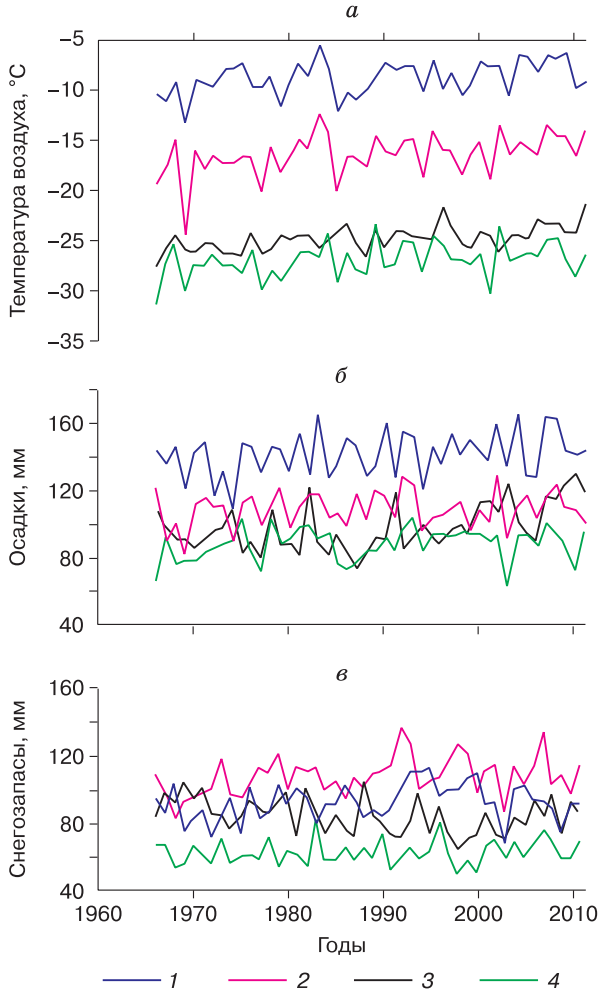

Рис. 1. Многолетий ход температуры воздуха (*а*), осадков (*б*) и снегозапасов (*в*) на территории Восточно-Европейской равнины (*1*), Западной Сибири (*2*), Средней Сибири (*3*), Западной Сибири и Дальнего Востока (*4*).

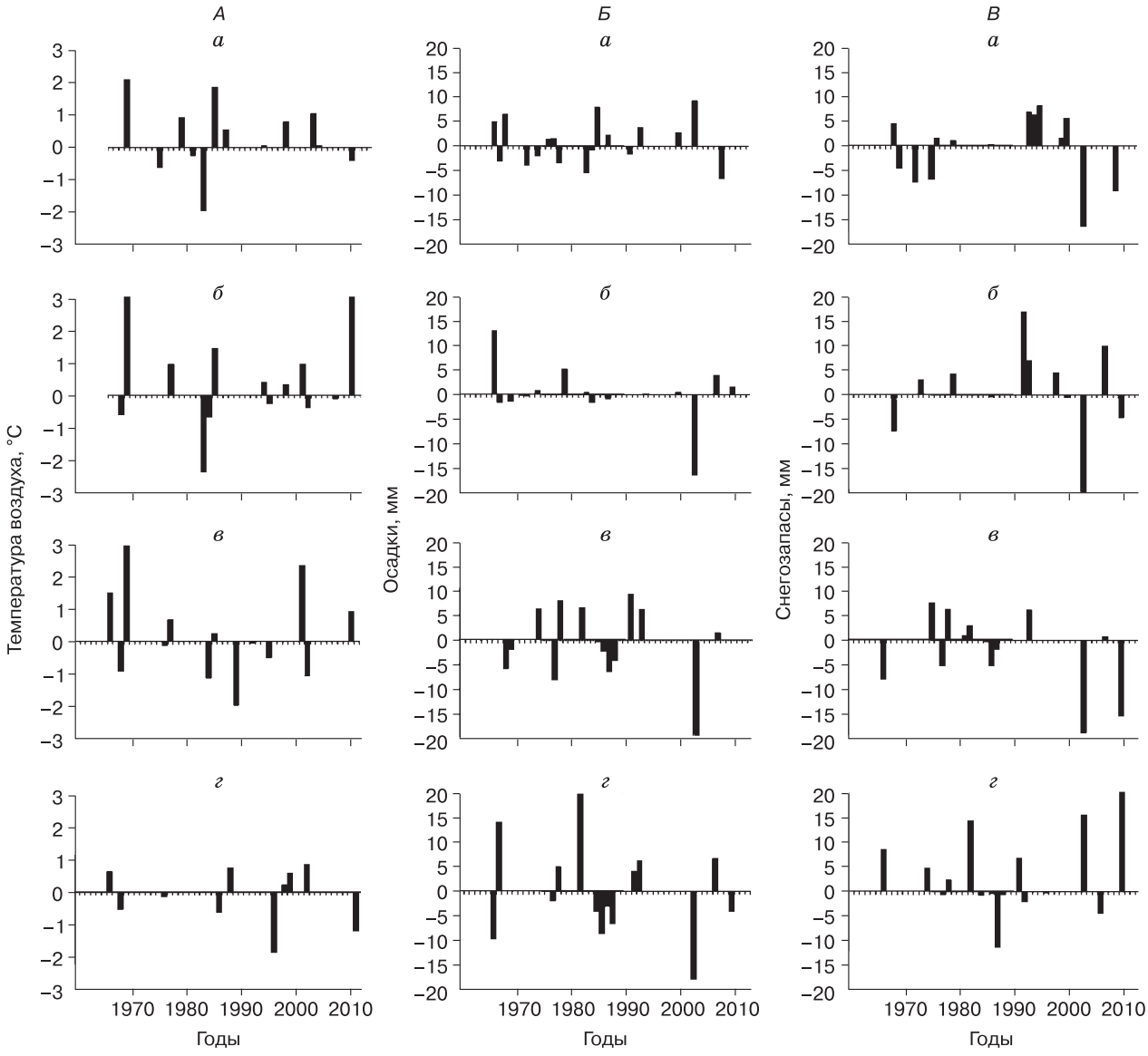

Рис. 2. Многолетний ход значений аномалий:

А – приземная температура воздуха; *Б* – осадки; *В* – снегозапасы; *а* – Восточно-Европейская равнина; *б* – Западная Сибирь; *в* – Средняя Сибирь; *г* – Восточная Сибирь и Дальний Восток.

рис. 2 видно, что не совпадает количество аномальных случаев в положительной и отрицательной областях выборок, различаются также суммы их значений за исследуемый период. Так, отношение суммы положительных значений к сумме отрицательных значений для аномалий характеристик за весь период составляет:

– Восточно-Европейская равнина: для аномалий приземной температуры воздуха – 2.6, для аномалий осадков – 0.9, для аномалий снегозапасов – 0.8;

– Западная Сибирь: для аномалий приземной температуры воздуха – 2.7, для аномалий осадков – 1.2, для аномалий снегзапасов – 1.0;

– Средняя Сибирь: для аномалий приземной температуры воздуха – 1.5, для аномалий осадков – 0.8, для аномалий снегозапасов – 0.4;

– Восточная Сибирь и Дальний Восток: для аномалий приземной температуры воздуха – 0.7, для аномалий осадков – 1.3, для аномалий снегозапасов – 1.6.

Значения аномалий и их соотношение в отрицательной и положительной областях распределения являются хорошим количественным показателем вклада экстремумов в межгодовую динамику, уточняющим характер многолетних тенденций изменения климата. Так, региональное потепление сопровождается существенным превышением

положительных значений аномалий приземной температуры воздуха над отрицательными (при коэффициентах асимметрии η = 0.20–0.69), за исключением Восточной Сибири и Дальнего Востока, где сумма отрицательных значений температуры преобладает, а коэффициент линейного тренда значим и отрицателен (при η = –0.430). Для значений аномалий осадков и снегозапасов Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири характерны близкие к единице отношения суммарных положительных и отрицательных значений аномалий (для осадков η = 0.282 и –0.221, для снегозапасов η = 0.375 и –0.029), что согласуется с незначимыми здесь коэффициентами линейного тренда. В Средней Сибири наблюдается преобладание отрицательных значений аномалий осадков и снегозапасов (при η = 0.534 и 0.008) также при отсутствии значимых тенденций в многолетних изменениях. Территория Восточной Сибири и Дальнего Востока отличается существенным преобладанием положительных аномалий осадков и снегозапасов (при η = –0.630 и 1.066) в сочетании со значимыми положительными коэффициентами их линейных трендов.

Соотношение положительных и отрицательных значений аномалий в более чем 1.3 раза характерно для случаев с положительным коэффициентом асимметрии, менее чем 1.3 раза – для случаев с отрицательным коэффициентом. Соотношение, равное 1.3, является пограничным по наличию значимых и незначимых коэффициентов линейных трендов.

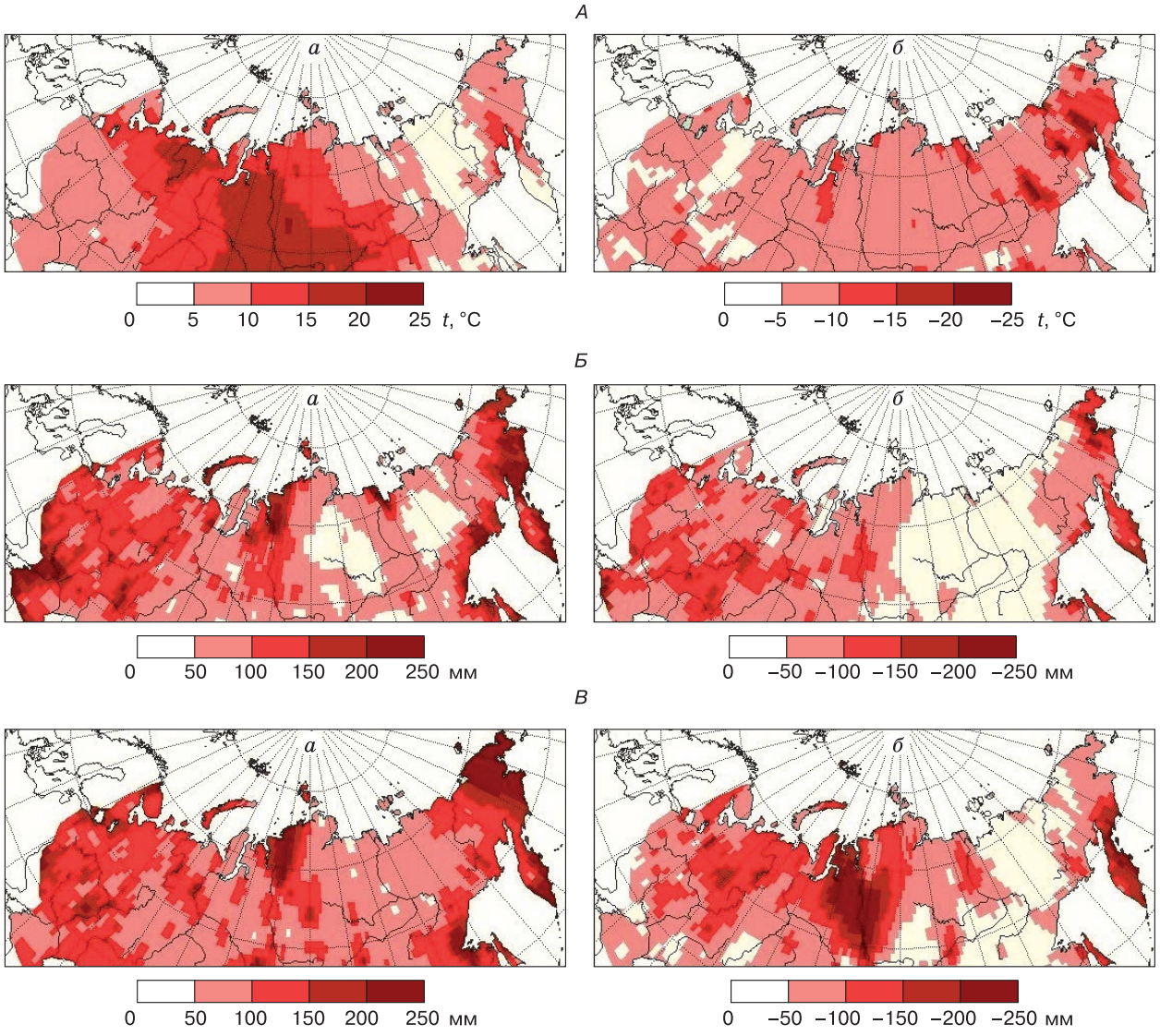

Рис. 3. Пространственное распределение суммарных за период исследований (1966–2011) положительных (*а*) и отрицательных (*б*) значений аномалий:

А – приземной температуры воздуха; *Б* – осадков; *В* – снегозапасов.

Для иллюстрации пространственного распределения значений аномалий характеристик для временных рядов с удаленным трендом каждой ячейки 1 × 1° рассчитывались среднее и стандартное отклонение, выявлялись превышения одинарной величины стандартного отклонения в положительной и отрицательной областях выборки, значения которых суммировались для исследуемого периода. В результате на рис. 3 представлено расположение аномальных участков, причем территориям с суммой аномалий более +20 °С и менее –20 °С для приземной температуры воздуха и более +200 мм и менее –200 мм для осадков и снегозапасов отвечают значения, превышающие удвоенную величину стандартного отклонения.

Территориями с проявлением значительных положительных суммарных аномалий приземной температуры воздуха следует считать север Восточно-Европейской равнины, Восточную и Среднюю Сибирь. Значительные суммарные отрицательные аномалии температуры проявляются на Дальнем Востоке. Отсутствуют существенные положительные и отрицательные суммарные аномалии осадков и снегозапасов в Средней и Восточной Сибири. Существенные положительные аномалии снегозапасов отмечены на западе Восточно-Европейской равнины, севере Западной Сибири и на Дальнем Востоке, отрицательные аномалии – на востоке Восточно-Европейской равнины, юге Западной Сибири и в центре Сибири.

Вклад аномалий в тенденции изменения исследуемых метеорологических характеристик можно оценить по отношению суммы их значений к общей за период сумме значений этих характеристик в положительной и отрицательной областях распределения (табл. 4). Таким образом, для севера Евразии суммарный вклад аномалий в общую сумму значений выборки составляет:

– для приземной температуры воздуха: 16–46 % в положительной области распределения и 10–26 % в отрицательной области;

– для осадков: 20–26 % в положительной области распределения и 18–31 % в отрицательной области;

– для снегозапасов: 14–28 % в положительной области распределения и 17–31 % в отрицательной области.

Полученный результат соответствует значимой тенденции потепления последних десятилетий: вклад в изменчивость приземной температуры воздуха положительных аномалий почти вдвое больше, чем отрицательных. Существенное превышение отрицательных суммарных значений аномалий осадков и снегозапасов над положительными (также почти вдвое) позволяет несколько уточнить тенденции их изменения при незначимых коэффициентах линейных трендов (по крайней мере, в отрицательной зоне распределения

Таблица 4. **Вклад аномалий в многолетние значения метеорологических характеристик**

Область распределения	Вклад аномалий (%)		
	Температура воздуха, °С	Осадки, мм	Снегозапасы, мм
Восточно-Европейская равнина			
Положительная	27	26	18
Отрицательная	10	18	23
Западная Сибирь			
Положительная	45	21	23
Отрицательная	12	31	21
Средняя Сибирь			
Положительная	46	20	14
Отрицательная	19	26	31
Восточная Сибирь и Дальний Восток			
Положительная	16	24	28
Отрицательная	26	19	17

проявляется наибольшая “активность” экстремальных случаев). Наибольший вклад суммарных значений аномалий в средние значения выборки приземной температуры воздуха характерен для Западной и Восточной Сибири, осадков и снегозапасов – для территории Восточной Сибири и Дальнего Востока, причем прежде всего за счет ситуации на Дальнем Востоке (см. рис. 3, *Б*, *В*).

В целом пространственное распределение суммарных аномалий приземной температуры воздуха соответствует районированию температуры по характеру межгодовых колебаний, проведенному В.В. Поповой [*2009*]. Так, выделенные в центре Сибири районы имеют ярко выраженную тенденцию к потеплению, это подтверждает наличие здесь значительных суммарных за период аномалий температуры (см. рис. 3, *А*). Отсутствие аномалий температуры характерно для междуречья Лены и Колымы – здесь не наблюдаются значимые многолетние тенденции в ходе приземной температуры воздуха [*Попова, 2009*]. “Спокойным” с точки зрения проявления температурных аномалий можно считать западную часть Восточно-Европейской равнины, она характеризуется относительно слабым трендом многолетней изменчивости температурного хода [*Попова, 2009*].

Пространственное распределение суммарных за период аномалий снегозапасов также соответствует их районированию в соответствии с особенностями межгодовой вариабельности [*Попова и др., 2015*]. Тем не менее на Дальнем Востоке отсутствуют существенные аномалии (см. рис. 3), а также значительные коэффициенты линейного тренда характеристик [*Второй... доклад..., 2014; Kitaev et al., 2002; Bulygina et al., 2011*]. Интенсивность изменения приземной температуры воздуха, осадков и снегозапасов в данном случае можно, по-видимому, связать с изменениями индекса Ти-

хоокеанской Североамериканской осцилляции – PNA (Pacific North American Pattern) [*Van den Dool et al., 2000*]. Частые повторения в последние десятилетия отрицательной фазы в изменениях индекса обусловливают северо-западный перенос воздушных масс, что сопровождается понижением температуры воздуха, увеличением осадков и, следовательно, снегозапасов. С некоторой осторожностью надо относиться к результатам по пространственному распределению климатических аномалий в горах Сибири, поскольку необходимо уточнение характера климатической изменчивости в условиях сильнопересеченного рельефа, а законы пространственной интерполяции для горных территорий могут не совпадать с подходами к интерполяции для равнинных территорий [*Кислов, Суркова, 2009*].

Пространственное распределение аномалий характеристик в целом соответствует климатическому районированию [*Попова, 2009; Второй... доклад..., 2014; Попова и др., 2015*], а климатическое районирование, в свою очередь, связано с изменчивостью индексов атмосферной циркуляции, поэтому можно предположить, что определяющим фактором возникновения аномалий является характер атмосферных процессов. Таким образом, исследования могут быть продолжены в рамках поиска взаимосвязи аномалий метеорологических характеристик и изменчивости атмосферной циркуляции.

ВЫВОДЫ

Для крупных физико-географических регионов севера Евразии количественно проиллюстрированы особенности пространственно-временных изменений приземной температуры воздуха, осадков и снегозапасов. Средние региональные величины и стандартное отклонение рядов значений метеорологических характеристик, а также многолетние тенденции соответствуют общим климатическим особенностям исследуемой территории [*Китаев, 2006; Китаев и др., 2006; Второй... доклад..., 2014*]. Повсеместно отмечается устойчивое потепление, региональные тенденции изменчивости осадков и снегозапасов имеют незначимые линейные тренды, за исключением восточной части Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Для многолетних рядов исследуемых характеристик выявлены случаи проявления аномалий – превышения их значениями одинарной и удвоенной величины стандартного отклонения. Количество аномальных лет с превышением одинарного стандартного отклонения находится в диапазоне 5–9, или 12–22 % от продолжительности рассматриваемого периода. Случаи превышения двойной величины стандартного отклонения немногочисленны – для каждой из характеристик не более 3, или 6 % за исследуемый период. Рассчитанная ошибка коэффициента асимметрии выборок указывает на то, что он незначим, статистическое распределение характеристик близко к нормальному, и это говорит о корректности выполненных статистических расчетов.

Для всех характеристик рассчитаны региональные значения аномалий – их суммарные за период величины для положительной и отрицательной областей распределения. Региональные отношения суммарных за период значений аномалий к отрицательным изменяются по всем характеристикам в диапазоне 0.4–2.7. Соотношение суммарных положительных и отрицательных значений характеристик более 1.3 раза характерно для случаев положительного коэффициента асимметрии, менее 1.3 раза – для случаев с отрицательным коэффициентом асимметрии. Соотношение 1.3 раза является пограничным по наличию значимых или незначимых коэффициентов линейных трендов. Таким образом, анализ суммарных значений аномалий может быть полезен при исследовании особенностей распределения значений характеристик и при уточнении характера многолетних тенденций, в частности, в случае незначимых коэффициентов линейного тренда.

Вклад суммарных значений аномалий в общую изменчивость суммы значений выборки достаточно заметен: для приземной температуры воздуха – до 46 % в положительной области распределения и до 26 % в отрицательной области; для осадков и снегозапасов – до 18 и 28 % в положительной области распределения значений и до 31 % в отрицательной области. Наибольший вклад суммарных значений аномалий в средние значения выборки приземной температуры воздуха характерен для Западной и Восточной Сибири, осадков и снегозапасов – для Восточной Сибири и особенно Дальнего Востока.

Предложенный подход позволяет уточнить тенденции изменения метеорологических характеристик, что существенно, в частности, для незначимых коэффициентов линейного тренда. Кроме того, в реальных значениях характеристик выделены области с наибольшей частотой проявления аномалий. В дальнейшем предполагается провести исследование причин возникновения аномалий и анализ их количественных показателей.

Работа выполнена при поддержке программы № 01482014-0015 фундаментальных научных исследований РАН (статистический анализ данных) и проекта № 16-05-00753 А РФФИ (сбор и обработка первичной информации).

Литература

Байков В.А., Бакиров Н.К., Яковлев А.А. Новые подходы в теории геостатистического моделирования // Вестн. УГАТУ, 2010, т. 14, № 2 (37), с. 209–215.

Baikov, V.A., Bakirov, N.K., Yakovlev, A.A., 2010. New approaches to the theory of geostatic simulation. Vestnik of UGATU (Ufa State Aviation Technical University) 14, No. 2 (37), 209–215.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., Росгидромет, 2014, 1008 с.

Second Evaluative Report of Rosgidromet on Climate Changes and their Effects on the Territory of the Russian Federation, 2014. Rosgidromet, Moscow, 1008 pp. (in Russian)

Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Клещенко Л.К., Смирнов В.Д. О пространственном осреднении в задачах мониторинга климата // Пробл. эколог. мониторинга и моделирования экосистем, 2013, т. XXV, с. 42–71.

Gruza, G.V., Rankova, E.Y., Kleshchenko, L.K., Smirnov, V.D., 2013. On spatial averaging in climate monitoring problems. Problemy Ekologicheskogo Monitoringa i Modelirovaniya Ekosistem XXV, 42–71.

Жильцова Е.Л., Анисимов О.А. О точности воспроизведения температуры и осадков на территории России глобальными климатическими архивами // Метеорология и гидрология, 2009, № 9, с. 66–74.

Zhiltsova, E.L., Anisimov, O.A., 2009. On the accuracy of presentation of air temperature and precipitation in the territory of Russia by global climatic archives. Meteorologia i Gidrologia 9, 66–74.

Кислов А.В., Китаев Л.М., Константинов И.С. Статистическая структура крупномасштабных особенностей поля снежного покрова // Метеорология и гидрология, 2001, № 8, с. 98–104.

Kislov, A.V., Kitaev, L.M., Konstantinov, I.S., 2001. The statistical structure of large-scale features of the snow cover field. Meteorologia i Gidrologia 8, 98–104.

Кислов А.В., Суркова Г.В. Пространственно-детализированный климатический прогноз температуры воздуха и осадков Восточной Сибири на основе учета локальных особенностей подстилающей поверхности // Метеорология и гидрология, 2009, № 3, с. 43–51.

Kislov, A.V., Surkova, G.V., 2009. Space-detailed climatic forecasting of air temperature and precipitation in Eastern Siberia on the basis of accounting for local features of the underlying surface. Meteorologia i Gidrologia 3, 43–51.

Китаев Л.М. Связь сезонных изменений температуры воздуха и снежного покрова Северной Европы // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, с. 76–82.

Kitaev, L.M., 2006. Relationship between seasonal changes of air temperature and snow cover in Northern Europe. Earth's Cryosphere X (3), 76–82.

Китаев Л.М., Кренке А.Н., Титкова Т.Б. Климатические условия пределов нарастания на севере Евразии // Лед и снег, 2004, т. 97, № 4, с. 117–126.

Kitaev, L.M., Krenke, A.N., Titkova, T.B., 2004. Climatic conditions of snow accretion in Northern Eurasia. Led i Sneg 97 (4), 117–126.

Китаев Л.М., Разуваев В.Н., Хейно Р., Форланд Т. Продолжительность залегания снежного покрова в Северной Европе // Метеорология и гидрология, 2006, № 3, с. 95–100.

Kitaev, L.M., Razuvaev, V.N., Heino, P., Førland, T., 2006. Duration of snow cover stay in Northern Europe. Meteorologia i Gidrologia 3, 95–100.

Китаев Л.М., Титкова Т.Б. Изменчивость альбедо снежного покрова – анализ спутниковых данных // Соврем. пробл. дистанционного зондирования Земли из космоса, 2011, т. 8, № 2, с. 47–54.

Kitaev, L.M., Titkova, T.B., 2011. Variability of snow cover albedo – analysis of satellite data. Sovermennye Problemy Distantsionnogo Zondirovania Zemli iz Kosmosa (Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Outer Space) 8 (2), 47–54.

Китаев Л.М., Титкова Т.Б., Коробов Е.Д. Изменчивость снегонакопления и динамика температуры почвы в связи с изменениями локальной метеорологической обстановки // Многолетние процессы в природных комплексах заповедников России / Под ред. Н.А. Потемкина, А.С. Желтухина. Великие Луки, ООО "Великолукская городская типография", 2012, с. 19–26.

Kitaev, L.M., Titkova, T.B., Korobov, E.D., 2012. Variability of snow accumulation and air temperature variation due to changes in the local meteorological conditions, in: Perennial Processes in the Natural Complexes of Russia's Natural Preserves. Ed. by N.A. Potemkin and A.S. Zheltukhin, Velikiye Luki City Press, Velikiye Luki, pp. 19–26.

Китаев Л.М., Трофимова Л.Б., Комаровская Е.В., Данилович И.С., Бильдюг А.А. Многолетняя изменчивость осадков и формирование снежного покрова Восточно-Европейской равнины // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 3, с. 77–81.

Kitaev, L.M., Trofimova, L.B., Komarovskaya, E.V., Danilovich, I.S., Bil'dyuk, A.A., 2010. Long-term variability of precipitation and snow cover formation of the East European plain. Earth's Cryosphere XIV (3), 77–81.

Копанев И.Д. Снежный покров на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1978, 181 с.

Kopanev, I.D., 1978. Snow Cover in the Territory of the USSR. Gidrometeoizdat, Leningrad, 181 pp. (in Russian)

Котляков В.М. Снежный покров и ледники Земли. М., Наука, 2004, 448 с.

Kotlyakov, V.M., 2004. The Earth's Snow Cover and Glaciers. Nauka, Moscow, 448 pp. (in Russian)

Кренке А.Н., Китаев Л.М., Титкова Т.Б. Оценка изменений снегозапасов на территории Северной Евразии в начале XXI в. (на основе модельных прогнозов зимних температур и осадков) // Материалы гляциол. исслед., 2009, вып. 107, с. 31–37.

Krenke, A.N., Kitaev, L.M., Titkova, T.B., 2009. Evaluation of changes in the snow accumulation in the territory of Northern Eurasia at the beginning of the 21st century. Materialy Glyatsiologicheskikh Issled., Moscow, issue 107, 31–37.

Кренке А.Н., Разуваев В.Н., Китаев Л.М., Мартуганов Р.А., Шакирзянов Р.И. Снежность на территории СНГ и его регионов в условиях глобального потепления // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 4, с. 97–106.

Krenke, A.N., Razuvaev, V.N., Kitaev, L.M., Martuganov, R.A., Shakirzjanov, R.I., 2000. Snowyness over FSU and its regions territory during the global warming. Earth's Cryosphere IV (4), 97–106.

Лукасевич И.Я. Анализ финансовых операций. М., ЮНИТИ, 1998, 400 с.

Lukasevich, I.Ya., 1998. Analysis of Financial Transactions. UNITI, Moscow, 400 pp. (in Russian)

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, ч. 1. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 299 с.

Instructions for Hydrometeorological Stations and Points, 1985, issue 3, part 1. Gidrometeoizdat, Leningrad, 299 pp. (in Russian)

Попова В.В. Современные изменения температуры приземного воздуха на севере Евразии: региональные тенденции и роль атмосферной циркуляции // Изв. РАН. Сер. геогр., 2009, № 6, с. 59–69.

Popova, V.V., 2009. Current changes in the air temperature in Northern Eurasia: regional trends and the role of atmospheric circulation. Bulletin of the Russian Academy of Sciences, geography series, No. 6, 59–69.

Попова В.В., Морозова П.А., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Китаев Л.М. Региональные особенности современной изменчивости снегонакопления в Северной Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутников // Лед и снег, 2015, т. 55, № 4, с. 73–86.

Popova, V.V., Morozova, P.A., Titkova, T.B., Cherenkova, E.A., Kitaev, L.M., 2015. Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. Led i Sneg 55 (4), 73–86.

Попова В.В., Полякова И.А. Изменения сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // Лед и снег, 2013, т. 53, № 2, с. 29–39.

Popova, V.V., Polyakova, I.A., 2013. Change of stable snow cover destruction dates in Northern Eurasia, 1936–2008: impact of global warming and the role of large-scale atmospheric circulation. Led i Sneg 53 (2), 29–39.

Рубинштейн К.Г., Громов С.С., Золоева М.В. Динамическая классификация снежного покрова // Вычислит. технологии, 2006, т. 11, № 57, с. 31–37.

Rubinshtein, K.G., Gromov, S.S., Zoloeva, M.V., 2006. Dynamic classification of the snow cover. Vychslitelnye Tekhnologii 11 (57), 31–37.

Трофимова Е.Б. Отражающая способность снежного покрова // Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры: сб. Оренбург, Оренбург. гос. ун-т, 2014, с. 1498–1500.

Trofimova, E.B., 2014. Reflectance of snow cover. In collected works a University as a regional center of Education, Science, and Culture. Orenburg State University, Orenburg, pp. 1498–1500. (in Russian)

Brown, R.D., Mote, P.W. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate // J. Climate, 2009, vol. 22, No. 8, p. 2124–2145.

Bulygina, O., Groisman, P., Razuvaev, V., Korshunova, N. Changes in snow cover over Northern Eurasia since 1966 // Environ. Res. Lett., 2011, No. 6, p. 2045–2051.

Kitaev, L., Krenke, A., Konstantinov, I., Kislov, A., Razuvaev, V., Martuganov, R. The snow cover characteristics of Northern Eurasia and their relationship to climatic parameters // Boreal Environ. Res., 2002, vol. 7, No. 4, p. 437–445.

Van den Dool, H.M., Saha, S., Johansson, A. Empirical Orthogonal Teleconnections // J. Climate, 2000, No. 13, p. 1421–1435.

URL: http://www/meteo.ru (текущий контент – 2017 г., дата обращения: 25.10.2017).

Поступила в редакцию
6 марта 2016 г.

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 91–100 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 551.578.46 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100)

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ВЫСОТУ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЛЕСУ И ПОЛЕ В ПЕРВОЙ ДЕКАДЕ XXI ВЕКА

А.В. Сосновский, Н.И. Осокин, Г.А. Черняков

Институт географии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия; alexandr_sosnovskiy@mail.ru

По данным метеостанций равнинной территории России проведено сравнение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова, измеренной по постоянной рейке и по маршрутной снегосъемке. Показано, что их значения могут отличаться в 0.6–1.9 раза. Построены карты максимальной высоты снежного покрова в лесу и поле. Сравнение высоты снежного покрова за 2001–2010 гг. с периодом 1966–2000 гг. показало ее рост в поле на 7 % и снижение в лесу на 4 %. Отношение максимальной высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. составило 1.22 и 1.06 соответственно. Климатические изменения привели к уменьшению высоты снежного покрова в марте относительно ее максимальных значений.

Климатические изменения, высота снежного покрова, лес, поле

IMPACT OF CLIMATE CHANGE ON SNOW DEPTH IN FOREST AND FIELD AREAS IN THE FIRST DECADE OF THE XXI CENTURY

A.V. Sosnovskiy, N.I. Osokin, G.A. Chernyakov

Institute of Geography, RAS,
29, Staromonetniy per., Moscow, 119017, Russia; alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Long-term mean maximum snow depths measured daily at a permanently mounted snow stake and along snow survey transects at Russian plainland weather stations differ by a factor of 0.6 to 1.9. Mapped maximum snow depths in forest and field areas show a 7 % increase at field sites but a 4 % decrease at forest sites in 2001–2010 relative to those in 1996–2000. The average ratio of mean maximum snow depths in the forest to the respective values in the field is 1.22 for 1966–2000 and 1.06 for 2001–2010. Climate change leads to reduction of March monthly snow depths relative to the long-term mean maximum values.

Climate change, snow depth, forest, field

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров является защитной оболочкой деятельного слоя земной поверхности в районах с отрицательными температурами воздуха. Он оказывает огромное влияние на климат, гидротермический режим почв и грунтов, гидрологию рек и озер, жизнь растений и животных и многие другие процессы [*Формозов, 1990; Осокин и др., 2006; Павлов, 2008*]. Современные климатические изменения оказывают значительное воздействие на параметры снежного покрова и, следовательно, на указанные процессы и явления. В работе [*Шерстюков, 2008*] отмечено, что температура почв и грунтов в Сибири зависит главным образом от высоты снежного покрова. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова рассмотрено в ряде работ. Так, в [*Шерстюков, 2009*] отмечено, что наибольший рост толщины снежного покрова за 1991–2005 гг. относительно 1961–1990 гг. характерен для восточной части Европейской территории России (ЕТР), Западной и Восточной Сибири, Приморья и Камчатки. Незначительные отрицательные аномалии наблюдаются на небольших участках в западной части ЕТР, в Забайкалье, верховье Лены и на Чукотке. Статистический анализ характеристик снежного покрова в Северной Евразии в базовый период (1951–1980 гг.) и период потепления (1989–2006 гг.) дан в работе [*Шмакин, 2010*]. При этом максимумы снегозапасов наблюдаются на Восточно-Европейской равнине – в Предуралье и бассейне р. Мезень, а минимумы – в Забайкалье и на юге Восточно-Европейской равнины. Наибольшая аккумуляция снега на севере Европы характерна для низовьев Печоры. В континентальной части Северной Евразии максимальная толщина снега – в среднем течении Енисея. В последние десятилетия наиболее значительный рост толщины снега отмечен на востоке ЕТР и в Западной Сибири. Очаги снижения толщины снежного покрова приурочены к низовьям Лены (до 12 см), северу Амурской области, югу Якутии (до 13 см) и юго-востоку Западной Сибири. В работе [*Осокин, Сосновский, 2014*] представлены карты распределения среднемесячных (ноябрь, январь, март) и максимальных толщины и плотности снежного покрова на территории России. Сравнение толщины снежного покрова за периоды 2001–2010 и 1966–2000 гг. показало, что в ноябре из-за потепления

© А.В. Сосновский, Н.И. Осокин, Г.А. Черняков, 2018

климата толщина снежного покрова стала меньше на 40 % на северо-востоке Европейской территории России, в центральных районах Западной Сибири, а также на северо-востоке Сибири. При этом максимальная толщина снежного покрова за 2001–2010 гг. увеличилась до 40 % на севере Тюменской области, в ряде районов юга ЕТР и Западной Сибири. Вместе с тем на севере Якутии, в районах восточнее р. Лена, а также в центральных районах Восточной Сибири максимальная толщина снега снизилась на 5–15 %. В центральных районах ЕТР и отдельных районах юга Сибири и Дальнего Востока максимальная толщина снежного покрова увеличилась на 5–15 %.

Снежный покров характеризуется рядом параметров, среди которых наиболее важные – высота и плотность снежного покрова. Для их определения проводятся измерения высоты снежного покрова на метеостанциях по постоянной рейке и в ходе снегомерных работ на маршрутах в поле и лесу. Материалы маршрутных снегомерных съемок начиная с 1966 г., а также координаты и названия метеорологических станций России, содержащих индекс ВМО (номер метеостанции, утверждаемый Всемирной метеорологической организацией – ВМО), приведены на сайте института ВНИИГМИ–МЦД [*ВНИИГМИ–МЦД, 2013*]. Наблюдения за снежным покровом по регламенту маршрутных снегосъемок осуществляются через каждые 10 дней в течение холодного периода и каждые 5 дней в период интенсивного снеготаяния. Длина маршрута составляет 1 или 2 км (в поле и лесу). Каждые 10 м в лесу или 20 м в поле измеряется высота снежного покрова и каждые 100 м в лесу или 200 м в поле измеряется плотность снежного покрова. Измерения проводятся зимой три раза в месяц: 10-го, 20-го и в последний день каждого месяца. Весной перед началом и в период снеготаяния производятся учащенные снегосъемки в каждый последний день пятидневки (5, 10, 15, 20, 25-го и последний день месяца).

По данным измерений высоты и плотности снежного покрова можно оценить его теплозащитную способность – одну из важных теплофизических характеристик снежного покрова. Теплозащитная способность снежного покрова определяется его термическим сопротивлением, равным отношению высоты к коэффициенту теплопроводности снега [*Осокин и др., 2013а*]. Коэффициент теплопроводности зависит от плотности снега, его структуры, температурного режима [*Осокин и др., 2013б*]. В большинстве формул зависимость коэффициента теплопроводности снега дается только от его плотности. Причем ряд из них дают прямо пропорциональную зависимость теплопроводности снега от его плотности [*Павлов, 2008; Осокин и др., 2013а*].

Современные изменения плотности снежного покрова на территории России рассмотрены в работах [*Осокин, Сосновский, 2014; Zhong et al., 2014*]. Изменения плотности снежного покрова, как правило, небольшие по сравнению с изменением высоты снежного покрова. Рост максимальной плотности снежного покрова в период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. на большей части территории ЕТР и Западной Сибири, как правило, не превышает 6 % [*Осокин, Сосновский, 2014*]. Поэтому основным динамическим параметром, определяющим термическое сопротивление снежного покрова, является его высота. При определении высоты снежного покрова возникает ряд проблем, так как измерения в лесу и поле могут значительно различаться.

Ветровой перенос снега является основной причиной различий в высоте снежного покрова в лесу и поле. Причем в разных регионах эта величина может значительно различаться. Поэтому возникает проблема выбора высоты снежного покрова для рассматриваемой территории. Другая проблема оценки адекватности информации о высоте снежного покрова – выбор между измерениями по рейке на метеостанциях и в ходе маршрутных снегосъемок.

Так, в работе [*Максютова, Густокашина, 2009*] при анализе изменения характеристик климата холодного периода на территории Иркутско-Черемховской равнины рассмотрены средние многолетние разности между показателями измерений по постоянной рейке и снегосъемок на станциях Тулун и Бохан. Эти разности в лесу увеличиваются в феврале–марте на ст. Тулун от 31 до 40 %, на ст. Бохан – от 50 до 200 %. В поле различия между результатами наблюдений по постоянной рейке и снегосъемок на ст. Тулун существенно ниже (2–15 %). На ст. Бохан уменьшение разностей происходит до конца февраля с 17 до 6 %, а затем к третьей декаде марта контрасты возрастают до 56 %. Таким образом, наряду с различием значений высоты снежного покрова, измеренных по постоянной рейке и снегосъемок в разные месяцы, их значения различаются по измерениям по постоянной рейке и снегосъемок в лесу и в поле.

Цель работы – оценить влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в первой декаде XXI в. в лесу и поле и сравнить данные измерений высоты снежного покрова по рейке на метеостанциях и в ходе маршрутных снегосъемок.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО РЕЙКЕ И МАРШРУТНОЙ СНЕГОСЪЕМКЕ

Начало современного потепления приходится на 60–70-е гг. XX в. Данные систематических

маршрутных снегосъемок на сети метеостанций приведены с 1966 г. Поэтому архивные данные для всех метеостанций были обработаны за период 1966–2014 гг. Метеостанции с переносом местоположения после 1966 г. исключались. Использовались данные в основном равнинных метеостанций. Для 93 % метеостанций высота расположения над уровнем моря не превышала 300 м. При построении карт использовались средние многолетние значения высоты снежного покрова.

Значение высоты снежного покрова, измеренное по рейке на метеостанции, может сильно отличаться от значений, измеренных в ходе маршрутных снегосъемок. Однако в большинстве работ анализ высоты снежного покрова проводится по измерениям по рейке. Основное влияние на разницу в этих измерениях оказывает месторасположение метеостанции и ветровой режим территории, что особенно заметно при смене места расположения метеостанции. Так, метеостанция в пос. Баренцбург на архипелаге Западный Шпицберген сменила место расположения в 1984 г. Это сразу сказалось на значении высоты снежного покрова, измеренном после 1984 г. Средняя многолетняя максимальная толщина снежного покрова за период с 1973 по 1983 г. составила 72 см (рис. 1), что в 2.4 раза меньше, чем за период с 1984 по 2013 г. [*Осокин, Сосновский, 2016*]. Такое различие не было связано с изменением количества твердых осадков.

Среднее годовое количество твердых осадков за период с 1973 по 2013 г. составило 420 мм. Количество твердых осадков снижалось на 0.5 мм/год и за 40 лет составило 20 мм, что не превысило 5 % от среднего годового значения и существенно меньше годовых колебаний. Поэтому расхождение в высоте снежного покрова вызвано только переносом места расположения метеостанции в 1984 г. При средней плотности снежного покрова в период максимального снегонакопления 350 кг/м^3 средняя толщина снежного покрова составит порядка 120 см, что в 1.7 больше, чем до переноса места расположения метеостанции, и в 1.4 раза меньше, чем после переноса.

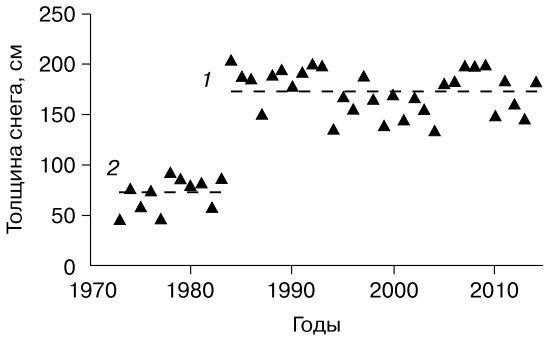

Рис. 1. Максимальная толщина снежного покрова по данным метеостанции Баренцбург на архипелаге Западный Шпицберген.

Тренды: *1* – 1984–2014 гг.; *2* – 1973–1983 гг.

Таким образом, в измерении толщины снежного покрова по рейке большую роль играют месторасположение метеостанции и локальный ветровой режим. Лишены недостатков, связанных с местом расположения метеостанции, измерения высоты снежного покрова на маршрутных снего-

Таблица 1. **Метеостанции, для которых значения средней многолетней (1966–2014 гг.) максимальной высоты снежного покрова, измеренные по рейке и снегосъемке, отличаются более чем на 25 %**

Номер станции	Название	Широта	Долгота	Высота над ур. моря, м	Отношение “рейка/снегосъемка”
22113	Мурманск	68°58′	33°03′	57	0.54
22165	Канин Нос	68°39′	43°18′	48	2.11
22471	Мезень	65°52′	44°13′	14	1.25
23219	Хоседа-Хард	67°05′	59°23′	82	1.43
23256	Тазовск	67°28′	78°44′	26	1.63
23274	Игарка	67°28′	86°34′	20	0.72
23330	Салехард	66°32′	66°41′	15	1.25
25138	Островное	68°07′	164°10′	98	0.69
25356	Эньмувеем	66°23′	173°20′	78	0.70
29282	Богучаны	58°23′	97°27′	131	0.68
29605	Татарск	55°13′	75°58′	110	1.30
30385	Усть-Нюкжа	56°35′	121°29′	430	0.74
30673	Могоча	53°45′	119°44′	624	0.73
31439	Богородское	52°23′	140°28′	33	0.59
32061	Александровск-Сахалинский	50°54′	142°10′	30	0.73
32287	Усть-Хайрюзово	57°05′	156°42′	5	1.51
34163	Октябрьский городок	51°38′	45°27′	202	1.50
34391	Александров Гай	50° 09′	48°33′	23	1.50

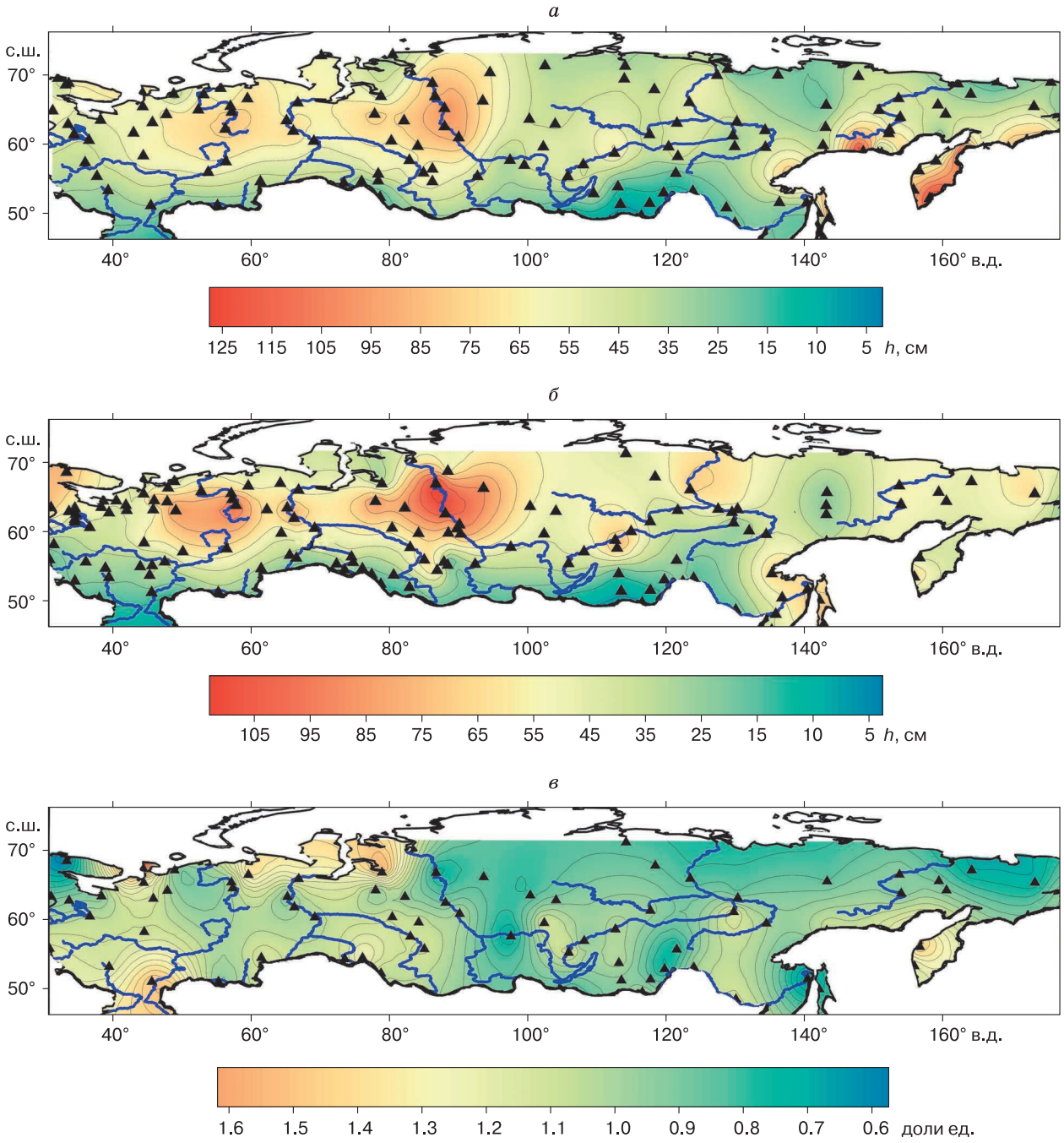

Рис. 2. Средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова (h) за период 1966–2014 гг.

а – измеренная по постоянной рейке; *б* – измеренная по маршрутной снегосъемке; *в* – отношение значений высоты снежного покрова, измеренных по рейке и по маршрутной снегосъемке.

съемках. На рис. 2, *а*, *б* приведены значения средней многолетней максимальной высоты снежного покрова за период 1966–2014 гг. по рейке и по маршрутным снегосъемкам соответственно. При этом были выделены метеостанции, на которых проводились измерения высоты снежного покрова обоими способами. Для этих метеостанций рассчитано отношение высоты снежного покрова по рейке к ее значению на маршрутных снегосъемках (см. рис. 2, *в*). Диапазон изменения средней многолетней максимальной высоты снежного покрова по рейке составляет по цветовой шкале 5–125 см (см. рис. 2, *а*), тогда так на маршрутных снегосъемках диапазон значений несколько ниже –

5–105 см (см. рис. 2, *б*). Однако отношение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова по рейке к ее значениям по снегосъемке имеет значительно больший разброс – от 0.6 до 1.6 (см. рис. 2, *в*). Причем в районах западнее Енисея, за исключением бассейна р. Печора, высота снежного покрова по рейке на 10–30 % больше, чем по данным маршрутных снегосъемок. Восточнее р. Енисей, за исключением отдельных южных районов Сибири, высота снежного покрова по рейке на 10–20 % ниже, чем по снегосъемке. Из 79 станций, где были проведены измерения высоты снежного покрова по рейке и снегосъемке, для 32 станций отличия этих значений составляет более 15 % и для 18 станций – более 25 %. В табл. 1 приведены метеостанции и их координаты, для которых значения средней многолетней (за период 1966–2014 гг.) максимальной высоты снежного покрова по рейке отличаются более чем на 25 % от ее значений по снегосъемке. Из табл. 1 видно, что на метеостанциях, расположенных восточнее 80° в.д., за исключением одной метеостанции на п-ове Камчатка, высота снежного покрова по рейке значительно ниже, чем по данным снегосъемок. Интересно отметить, что среднее значение высоты снежного покрова по рейке и снегосъемке для рассмотренных 79 метеостанций приблизительно совпадают – 52 и 53 см соответственно.

ВЫСОТА СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЛЕСУ И ПОЛЕ

Рассмотрим влияние климатических условий на высоту снежного покрова в лесу и поле на равнинной территории России. В работе [*Малкова и др., 2011*] отмечается, что в период 2000–2010 гг. для многих регионов характерны аномально высокие среднегодовые температуры воздуха. Были выявлены региональные особенности скорости потепления климата, вычислены тренды среднегодовой температуры воздуха за 1965–2000 и 2000–2010 гг., что позволило проследить современные тенденции изменения климата. Практически эти же временные интервалы (1966–2000 и 2001–2010 гг.) были рассмотрены в работе [*Осокин, Сосновский, 2014*] для оценки средних многолетних значений высоты и плотности снежного покрова за разные месяцы. При этом (из-за проблемы выбора) исключались метеостанции, на которых проводились маршрутные снегосъемки как в лесу, так и в поле. Однако для многих практических задач (сельское и лесное хозяйство, функционирование растений и животных, более точный учет альбедо поверхности и величин стока и т. п.) представляет интерес анализ влияния климатических изменений на высоту снежного покрова раздельно в поле и лесу.

Среднее многолетнее значение высоты снежного покрова в лесу и поле для метеостанций равнинной территории России за период 2001–2010 гг. представлено на на рис. 3, *а* и *б* соответственно. Среднее многолетнее максимальное значение высоты снежного покрова в поле изменяется от 10 см в Забайкалье до 80 см в центральной части ЕТР, тогда как в лесу эта величина изменяется от 10 см в Забайкалье до 120 см в бассейне среднего течения р. Енисей и до 90 см в бассейне р. Печора. При этом если наибольшие значения снежного покрова в лесу, равные 100–120 см, приурочены к районам среднего течения р. Енисей (см. рис. 3, *а*), то в поле районов с максимальной высотой снежного покрова 70–80 см несколько больше: центральные и северо-восточные районы ЕТР, районы среднего течения р. Енисей, междуречье верхнего течения Вилюя и Лены, юго-запад п-ова Камчатка, о. Сахалин (см. рис. 3, *б*). Наименьшие значения высоты снежного покрова в лесу и поле приходятся на Забайкалье и южные районы Восточной Сибири.

Рассмотрим отношение максимальных высот снежного покрова в поле и лесу за 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг. Максимальная высота снежного покрова в поле за 2001–2010 гг. выросла относительно периода 1966–2000 гг. на 35–55 % на северо-востоке ЕТР, северо-западе Западной Сибири и на юге Забайкалья. В центральных районах ЕТР и восточнее р. Лена произошло уменьшение на 5–15 %. В лесу наибольший рост максимальной высоты снежного покрова за указанные периоды приходится на юг Восточной Сибири, а наибольшее снижение (на 10–20 %) отмечается на юго-западе ЕТР, в Западной Сибири и восточнее р. Лена. Диапазон изменения этого отношения для поля по цветовой шкале составил 0.8–1.6, а для леса – от 0.7 до 1.5.

В среднем для равнинной территории России, по данным маршрутных снегосъемок, в поле высота снежного покрова за указанные периоды возросла на 9 %. Это достаточно условная величина, так как площадь территории около каждой метеостанции, занятой лесом и полем, различна, но может быть рассмотрена как сравнительная характеристика изменения высоты снежного покрова. Для леса произошло снижение максимальной высоты снежного покрова на 5 % за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. Более точно эта величина характеризует соотношение изменения высоты снежного покрова за рассматриваемые периоды для метеостанций, на которых проводились маршрутные снегосъемки как в лесу, так и в поле. Для этих метеостанций средние значения отношения максимальной высоты снежного покрова за 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг. показали рост на 7 % в поле и снижение на 4 % в лесу, что достаточно близко к предыдущим значениям. Максимальная средняя многолетняя высота снежного покрова в лесу за

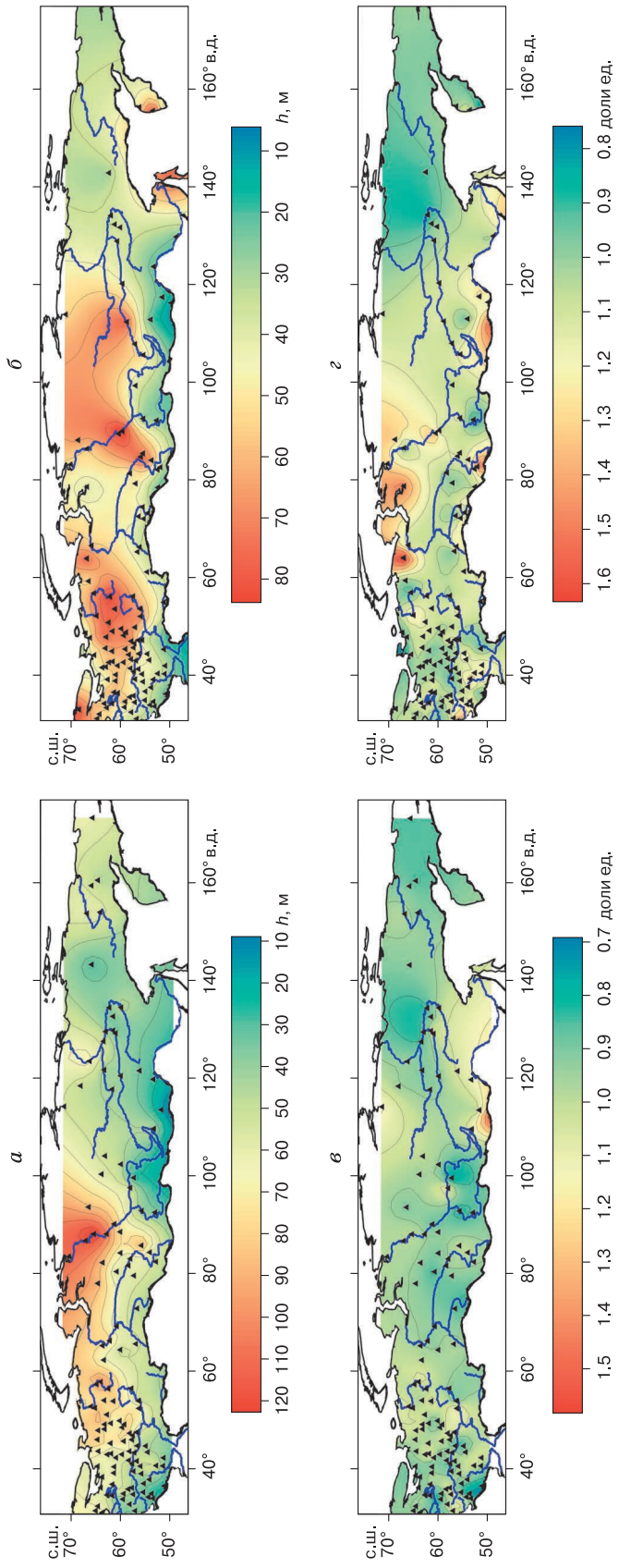

Рис. 3. Средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова в лесу (*а*) и в поле (*б*) за период 2001–2010 гг. и сравнение с периодом 1966–2000 гг. (*в* – в лесу, *г* – в поле), отношение максимальных значений высоты снежного покрова в марте к их максимальному значению за период снегонакопления в 2001–2010 гг. (*д* – в лесу, *е* – в поле).

2001–2010 гг. выросла относительно периода 1966–2000 гг. на 50 % на юге Забайкалья (при небольших абсолютных значениях). В районах восточнее р. Лена, в Западной Сибири и на западе ЕТР произошло уменьшение на 10–20 %.

Для описания состояния снежного покрова часто анализируются его параметры за март, что позволяет получить распределение высоты снежного покрова на один момент времени, когда на большей части территории России влияние таяния снежного покрова небольшое. Однако климатические изменения привели к увеличению числа оттепелей и количества жидких осадков в ряде районов России. Вследствие этого наблюдается уменьшение высоты снежного покрова в марте. На рис. 3, *д*, *е* представлено отношение средней многолетней высоты снежного покрова в марте к максимальным значениям за период 2001–2010 гг. на равнинной территории России. Высота снежного покрова в марте в лесу в отдельных районах бассейна рек Ангара и Лена сравнима с максимальными значениями, что может быть обусловлено не-

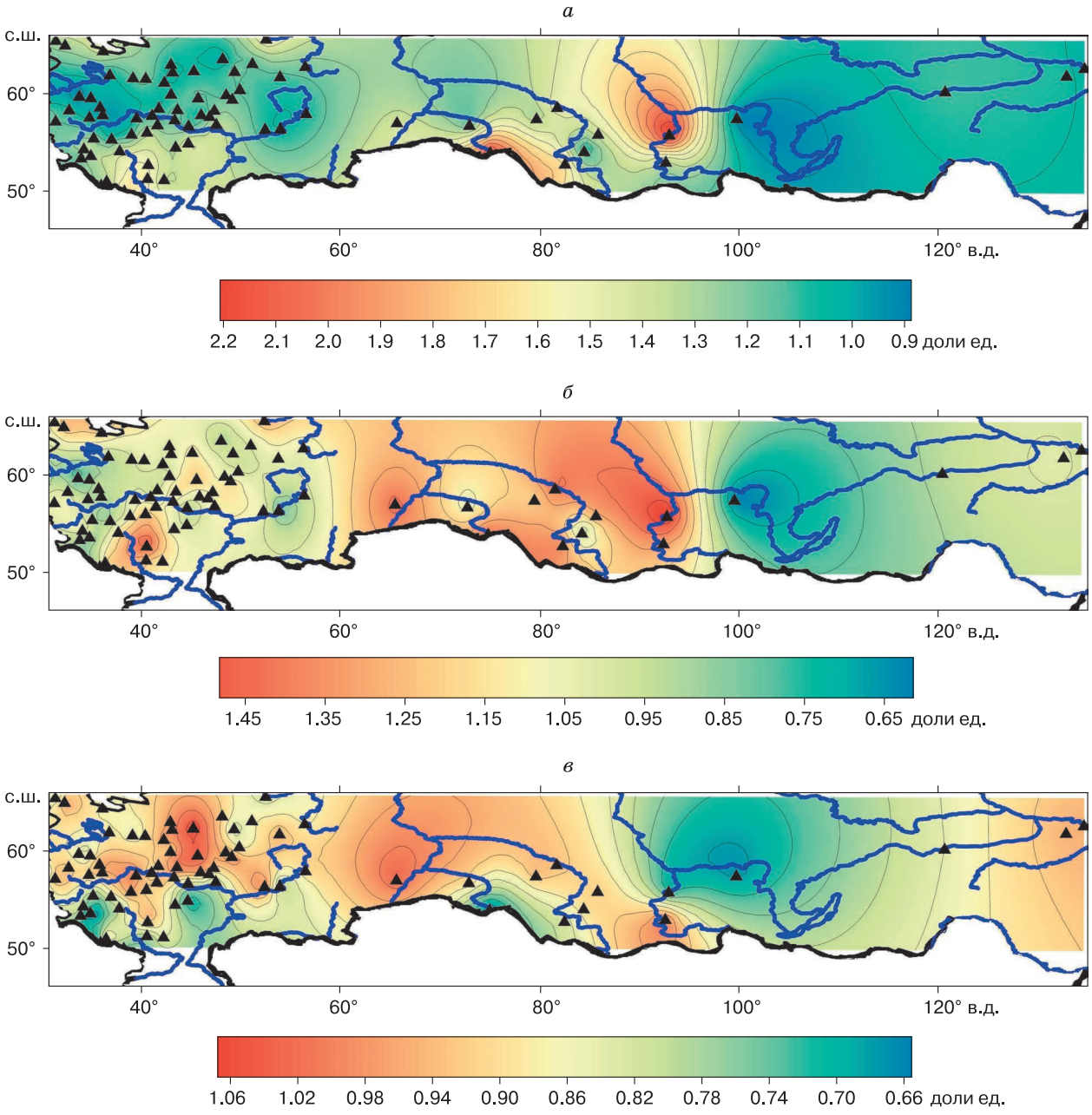

Рис. 4. Отношение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле:

а – 1966–2000 гг.; *б* – 2001–2010 гг.; *в* – сравнение значений за 2001–2010 гг. с периодом 1966–2000 гг.

большими твердыми осадками в весенний период и существенной сублимацией снега (см. рис. 3, *д*). Для южных районов ЕТР и Забайкалья высота снежного покрова в марте в лесу может быть в 2 раза ниже максимальных значений, еще большей (в 2.5 раза) будет эта разница для указанных районов в поле (см. рис. 3, *е*). Причем за период с 1996–2000 по 2001–2010 гг. эта разница увеличилась почти на четверть. На большей части территории России высота снежного покрова в поле в марте на 5–10 % ниже максимальных значений. Отношение высоты снежного покрова в марте к максимальной толщине показывает влияние климатических изменений, обусловленных как более ранним таянием снежного покрова, так и ростом числа оттепелей и количества жидких осадков.

Рассмотрим отношение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле для метеостанций равнинной территории России. Из 517 метеостанций с маршрутными снегосъемками, представленных на сайте ВНИИГМИ–МЦД, 75 метеостанций имеют маршрутные снегосъемки как в поле, так и в лесу. Это позволяет провести сравнительный анализ данных. За период 1966–2000 гг. диапазон изменения отношения высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле по цветовой шкале составляет 0.9–2.2 (рис. 4, *а*). Причем наибольшие значения этого отношения приурочены к юго-востоку ЕТР, междуречью Оби и Енисея и югу Западной Сибири. Менее существенные различия наблюдаются в северо-западной и северо-восточной части ЕТР, где высота снежного покрова в лесу на 20–40 % больше, чем в поле. Для центральных районов ЕТР разница максимальных высот снежного покрова в лесу и поле за период 2001–2010 гг. не превышает 15 %. Причем в отдельных районах Якутии высота снежного покрова в поле может превышать ее значение в лесу. Это обусловлено небольшой скоростью ветра, при которой снос снега с полей незначителен, а в лесу часть снега аккумулируется на деревьях.

В 2001–2010 гг. диапазон изменения отношения высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле сместился в сторону меньших значений – по цветовой шкале он составил 0.65–1.45 (см. рис. 4, *б*). При этом основные закономерности распределения районов с наибольшими и наименьшими значениями сохранились. Средние значения отношения высот за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. составили 1.22 и 1.06 соответственно.

Отношение максимальной высоты снежного покрова в лесу к его значению в поле за 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг. представлено на рис. 4, *в*. Это отношение находится в диапазоне 0.66–1.06, следовательно, до 2000 г. на равнинной территории России больше снега выпадало в лесу, чем в поле, по сравнению с периодом 2001–2010 гг. Наибольшие изменения за эти периоды произошли на юге ЕТР, в бассейне Ангары и юге Западной Сибири. В центральной части ЕТР и Западной Сибири изменения небольшие.

Таблица 2. **Метеостанции, для которых значения средней многолетней (2001–2010 гг.) максимальной высоты снежного покрова, измеренные в лесу и поле, отличаются более чем на 20 %**

Номер станции	Название	Широта	Долгота	Высота над ур. моря, м	Отношение “лес/поле”	
					1966–2000 гг.	2001–2010 гг.
22511	Юшкозеро	64.75	32.10	95	1.31	1.28
22529	Колежма	64.20	35.90	4	1.43	1.24
23405	Усть-Цильма	65.43	52.27	78	1.60	1.30
26094	Тихвин	59.65	33.55	61	0.87	0.72
26264	Струги Красные	58.27	29.10	127	0.86	0.69
27066	Никольск	59.53	45.47	142	1.19	1.24
27252	Николо-Полома	58.35	43.40	149	1.18	1.21
27532	Владимир, АМСГ	56.10	40.35	167	1.41	1.25
27935	Мичуринск	52.88	40.48	148	1.57	1.53
28367	Тюмень, АМСГ	57.12	65.43	104	1.40	1.44
28418	Сарапул	56.47	53.73	135	1.04	0.79
28799	Черлак	54.17	74.80	114	2.21	1.42
29128	Парабель	58.70	81.50	59	1.52	1.42
29313	Пудино	57.57	79.43	96	1.27	1.20
29393	Червянка	57.65	99.53	219	0.89	0.60
29541	Тайга	56.07	85.62	250	1.42	1.31
29570	Красноярск, опытное поле	56.03	92.75	277	2.32	1.60
34238	Анна	51.48	40.42	152	1.59	1.21
34321	Валуйки	50.22	38.10	111	1.67	1.25

В табл. 2 приведены значения отношения средних многолетних максимальных высот снежного покрова в лесу и поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. При этом представлены метеостанции, на которых различие высот за период 2001–2010 гг. превышает 20 %.

Сравнивая значения отношения средних многолетних максимальных высот снежного покрова в лесу и поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. можно отметить, что в первую декаду XXI в. они снизились (см. табл. 2). Так, для рассмотренных метеостанций с аномально большим отличием этого отношения (20 %) среднее значение уменьшилось с 1.41 до 1.20, тогда как для всех метеостанций эти изменения составили, как указано выше, от 1.22 до 1.06. Возможной причиной этого является изменение ветрового режима на территории России. В работе [*Гройсман и др., 2014*] при анализе влияния погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков по Северной Евразии за периоды 1958–1984 и 1985–2010 гг. отмечено, что практически на всей территории России со временем поправки к измеренным количествам осадков уменьшаются. Среди возможных причин этого называется ослабление зимних скоростей ветра в Арктике. На изменение ветрового режима в Томской области указано в работе [*Борисова, Журавлев, 2012*], где отмечено, что среднее число дней с метелями уменьшилось в последние годы в 3–6 раз.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ показал, что для метеостанций равнинной территории России средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова, измеренная по рейке, отличается от значений этой величины по снегосъемке в 0.6–1.9 раза. Основное влияние на их отличие оказывает месторасположение метеостанции, что показано на примере метеостанции Баренцбург (архипелаг Западный Шпицберген). В районах западнее Енисея, за исключением бассейна р. Печора, высота снежного покрова по рейке на 10–30 % больше, чем по данным маршрутных снегосъемок. Восточнее р. Енисей, за исключением отдельных южных районов Сибири, высота снежного покрова по рейке на 10–20 % ниже, чем по снегосъемке. Измерения высоты снежного покрова двумя методами проведены на 79 станциях, отличие в значениях высоты снежного покрова по рейке и снегосъемке более 15 % отмечено для 41 % станций и более 25 % для 23 % станций.

Анализ карт распределения средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в лесу и поле за период 2001–2010 гг. и сравнение их значений с периодом 1966–2000 гг. показали, что для метеостанций равнинной территории России максимальная высота снежного покрова в поле за период 2001–2010 гг. увеличилась на 35–55 % на северо-востоке ЕТР, северо-западе Западной Сибири и на юге Забайкалья, в центральных районах ЕТР и восточнее р. Лена уменьшилась на 5–15 %. В лесу наибольший рост максимальной высоты снежного покрова за указанные периоды приходится на юг Восточной Сибири, а наибольшее снижение – на юго-запад ЕТР, Западную Сибирь и район восточнее р. Лена. Сравнение средней максимальной высоты снежного покрова за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. по метеостанциям со снегосъемками в лесу и поле показало, что для равнинной территории России рост высоты снежного покрова в поле составил 7 %, тогда как в лесу произошло снижение на 4 %.

Получены отношение максимальной высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле и изменение этого отношения за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. В 1966–2000 гг. диапазон отношения высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле составляет 0.9–2.2, в 2001–2010 гг. этот диапазон – 0.65–1.45. Наибольшие значения отношения отмечены для юго-востока ЕТР, междуречья Оби и Енисея и юга Западной Сибири. Менее значительные отличия наблюдаются в северо-западной и северо-восточной части ЕТР. Для центральных районов ЕТР разница между максимальной высотой снежного покрова в лесу и поле в 2001–2010 гг. не превышает 15 %.

Средние значения отношения высот снежного покрова в лесу и поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. по метеостанциям равнинной территории России со снегосъемками в лесу и поле составили 1.22 и 1.06 соответственно. Для метеостанций с различием этого отношения более 20 % среднее значение уменьшилось от 1.41 до 1.20. Это показывает, что в целом до 2000 г. больше снега выпадало в лесу, чем в поле, по сравнению с периодом 2001–2010 гг.

Показано, что на части равнинной территории России климатические изменения привели к уменьшению высоты снежного покрова в марте относительно его максимальных значений. Для южных районов ЕТР и Забайкалья высота снега в марте в лесу может быть в 2 раза ниже максимальных значений, в поле – в 2.5 раза. На большей части равнинной территории России в марте высота снежного покрова в поле ниже максимальных значений на 5–10 %, в лесу в отдельных районах бассейна рек Ангара и Лена она сравнима с максимальными значениями. Отношение высоты снежного покрова в марте к максимальной толщине показывает влияние климатических изменений, обусловленных более ранним таянием снега и ростом количества жидких осадков и оттепелей.

Обработка и анализ архивных материалов выполнены в рамках фундаментальных научных исследований по проекту "Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам" (рег. № 01201352474 (0148-2014-0006)), картографирование и оценка изменчивости высоты снежного покрова – при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11 "Влияние современных изменений климата на формирование аномалий снежного покрова, осадков и термического режима грунта в регионах Северной Евразии".

Литература

Борисова А.В., Журавлев Г.Г. Динамика метелей Томской области // Климатология и гляциология Сибири: Материалы Междунар. науч.-практ. конф. Томск, ЦНТИ, 2012, с. 47–49.

Borisova, A.V., Zhuravlev, G.G., 2012. Dynamics of windblown snow in the Tomsk region, in: Climatology and Glaciology of Siberia, Proc. Intern. R&D Workshop, CSTI, Tomsk, pp. 47–49. (in Russian)

ВНИИГМИ–МЦД [сайт]. – URL: http://www.meteo.ru (дата обращения: 21.03.2013).

RIHMI–WDC, 2013. – URL: http://www.meteo.ru (submittal date: 21.03.2013).

Гройсман П.Я., Богданова Е.Г., Алексеев В.А., Черри Ж.Е., Булыгина О.Н. Влияние погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков и их тренды по Северной Евразии // Лед и снег, 2014, т. 54, № 2, с. 29–43.

Groisman, P.Ya., Bogdanova, E.G., Alekseev, V.A., Cherri, Zh.E., Bulygina, O.N., 2014. Effect of uncertainty in snowfall measurements on estimates of total atmospheric precipitation and their trends in Northern Eurasia. Led i Sneg 54 (2), 29–43.

Максютова Е.В., Густокашина Н.Н. Изменение характеристик климата холодного периода на территории Иркутско-Черемховской равнины // География и природ. ресурсы, 2009, № 4, с. 87–92.

Maksyutova, E.V., Gustokashina, N.N., 2009. Changes in climate parameters during a cold period in the Irkut-Cheremkhovo Plain. Geografiya i Prirodnye Resursy, No. 4, 87–92.

Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 33–36.

Malkova, G.V., Pavlov, A.V., Skachkov, Yu.B., 2011. The stability of frozen ground to the current climate change. Earth's Cryosphere XV (4), 29–31.

Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Изв. РАН. Сер. геогр., 2006, № 4, с. 40–46.

Osokin, N.I., Samoilov, R.S., Sosnovskiy, A.V., 2006. Effect of snow depth on permafrost degradation during climate warming. Izv. RAN, Ser. Geogr., No. 4, 40–46.

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лед и снег, 2014, т. 54, № 4, с. 72–80.

Osokin, N.I., Sosnovskiy, A.V., 2014. Space and time variations in snow depth and density in the territory of Russia. Led i Sneg 54 (4), 72–80.

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген // Лед и снег, 2016, т. 56, № 2, с. 189–198.

Osokin, N.I., Sosnovskiy, A.V., 2016. Variations in snow parameters that affect permafrost stability in Svalbard. Led i Sneg 56 (2), 189–198.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лед и снег, 2013а, т. 53, № 1, с. 93–103.

Osokin, N.I., Sosnovskiy, A.V., Nakalov, P.R., Nenashev, S.V., 2013a. Thermal resistance of snow and its effect on ground freezing. Led i Sneg 53 (1), 93–103.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лед и снег, 2013б, т. 53, № 3, с. 63–70.

Osokin, N.I., Sosnovskiy, A.V., Chernov, R.A., 2013b. Effect of snow stratigraphy on thermal resistance. Led i Sneg 53 (3), 63–70.

Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2008, 229 с.

Pavlov, A.V., 2008. Permafrost Monitoring. Academic Publ. House "Geo", Novosibirsk, 229 pp. (in Russian)

Формозов А.Н. Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц СССР. 2-е изд. М., Изд-во Моск. ун-та, 1990, 287 с.

Formozov, A.N., 1990. Snow as a factor of environment and its impact on the life of mammals and birds in the USSR. 2nd Edition. Moscow University, Moscow, 287 pp. (in Russian)

Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 79–87.

Sherstyukov, A.B., 2008. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. Earth's Cryosphere XII (1), 79–87.

Шерстюков А.Б. Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России. Обнинск, ВНИИГМИ–МЦД, 2009, 127 с.

Sherstyukov, A.B., 2009. Climate change and their consequences in the zone of permafrost in Russia. RIHMI–WDC, Obninsk, 127 pp. (in Russian)

Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лед и снег, 2010, № 1 (109), с. 43–57.

Shmakin, A.B., 2010. Climate parameters of snow in Northern Eurasia and their changes through the recent decades. Led i Sneg 1 (109), 43–57.

Zhong, X., Zhang, T., Wang, K. Snow density climatology across the former USSR // The Cryosphere, 2014, No. 8, p. 785–799.

Поступила в редакцию
18 ноября 2016 г.

КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 2, с. 101–105 **http://www.izdatgeo.ru**

ХРОНИКА

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(101-105)

ПАМЯТИ СЕРГЕЯ МИХАЙЛОВИЧА ФОТИЕВА (*28.11.1927–23.12.2017*)

М.О. Лейбман, С.Е. Суходольский

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; moleibman@gmail.com

23 декабря 2017 г. после непродолжительной болезни скончался выдающийся геокриолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор Сергей Михайлович Фотиев. В памяти друзей и соратников Сергей Михайлович навсегда останется как талантливый ученый, выдающийся педагог и организатор науки, высоко ценимый всей геокриологической общественностью ответственный секретарь журнала "Криосфера Земли".

Выдающийся геокриолог, криогенная область, классификация таликов, криогидрохимия, ответственный секретарь журнала

IN COMMEMORATION OF SERGEY MIKHAILOVICH FOTIEV (*28.11.1927–23.12.2017*)

M.O. Leibman, S.E. Sukhodolskiy

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS,
P/O box 1230, Tyumen, 625000, Russia; moleibman@gmail.com

On the 23rd of December, 2017 the famous geocryologist, Doctor of Science in Geology and Mineralogy, professor Fotiev, Sergey Mikhailovich has died after the short disease. Sergey Mikhailovich will remain forever in his friends' and collaborators' memory as gifted scientist, outstanding educator and science organizer, and the Secretary-general of the journal "Earth's Cryosphere" highly appreciated by all the geocryological community.

Outstanding geocryologist, cryogenic area, classification of taliks, cryohydrochemistry, Secretary-general of the journal

23 декабря 2017 г. ушел из жизни крупный ученый, доктор геолого-минералогических наук, ответственный секретарь научного журнала "Криосфера Земли" Сергей Михайлович Фотиев.

Всего за месяц до этого он отметил свое 90-летие. На рабочем столе остались его неоконченная статья и рукописи статей, поданных в журнал, которые он собирался редактировать.

Сергей Михайлович Фотиев родился в Москве 28 ноября 1927 г. До начала Великой Отечественной войны он окончил 6 классов средней школы, а во время войны седьмой класс. В декабре 1942 г. его призвали на авиационный завод, где Сергей Михайлович работал до конца войны. В 1946 г. он окончил 10 классов, а за самоотверженный труд в период Великой Отечественной войны был награж-

© М.О. Лейбман, С.Е. Суходольский, 2018

ден медалью “За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.”.

В 1946 г. Сергей Михайлович поступил в Московский геолого-разведочный институт им. С. Орджоникидзе (МГРИ) на гидрогеологический факультет. После окончания МГРИ С.М. Фотиев был распределен в Желдорпроект ГУЛЖДС МВД СССР, учился в аспирантуре Института мерзлотоведения им. В.А. Обручева.

В 1958 г. Сергей Михайлович успешно защитил кандидатскую диссертацию и был направлен на Алданскую научно-исследовательскую мерзлотную станцию (АЛНИМС) АН СССР (пос. Чульман) начальником.

С 1954 г. сотрудниками станции (В.М. Пономаревым, В.Т. Балобаевым, С.Е. Суходольским, Г.Н. Философовым), а также сотрудниками экспедиции Совета по изучению производительных сил АН СССР (Н.В. Вельминой, В.В. Узембло, А.И. Ефимовым) были начаты исследования подземных вод и толщ мерзлых пород Чульманского угленосного бассейна и сопредельных территорий. С.М. Фотиев продолжил эти работы и расширил их. Он провел серию маршрутов в целях дальнейшего изучения крупных источников подземных вод и их режима, расширил сеть наблюдательных скважин за температурой горных пород и колебанием уровня подземных вод. Результаты исследований опубликованы им в научных статьях и местной печати.

В 1961 г. С.М. Фотиев перешел в московский Институт мерзлотоведения им. В.А. Обручева АН СССР, где работал младшим научным сотрудником и ученым секретарем Ученого совета института. В 1963 г. институт был реорганизован, часть его отделов стала ядром нового Производственного и научно-исследовательского института инженерных изысканий в строительстве (ПНИИИС) Госстроя СССР. В этом институте Сергей Михайлович проработал до 1996 г. в должности старшего, а впоследствии ведущего, научного сотрудника. В 1965 г. Сергей Михайлович опубликовал написанную по собранным на АЛНИМС материалам монографию “Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна”. Эта монография первая из серии опубликованных позже персональных и коллективных монографий. Среди коллективных следует в первую очередь упомянуть тома таких монографий, как “Гидрогеология СССР”, “Геология зоны БАМ” и др. В работе над первой у автора постепенно выкристаллизовывается основная идея всех последующих его исследований. В общем виде она может быть сформулирована как проблема теплового взаимодействия подземных вод и толщ мерзлых пород в разных геолого-тектонических и зонально-поясных условиях.

В 1978 г. была опубликована вторая монография Сергея Михайловича “Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР”. Развиваемые в ней положения легли в основу докторской диссертации “Закономерности развития криогенных толщ на территории СССР и их влияние на формирование подземных вод в различных геоструктурных условиях”, которую С.М. Фотиев защитил в 1978 г.

Педагогическая работа Сергея Михайловича обширна и уникальна. Плановая работа с аспирантами – это только ее видимая часть. В ПНИИИСе под научным руководством Сергея Михайловича было защищено шесть кандидатских диссертаций (Т.Н. Богомолов, М.О. Лейбман, Т.Н. Елисафенко, Ф.М. Ривкин, С.Н. Бражник, И.Г. Казакова). Двое из его учеников впоследствии стали докторами наук.

В научном сообществе геокриологов и гидрогеологов Сергей Михайлович был широко изве-

стен как непревзойденный консультант по обобщению результатов исследований, написанию диссертаций, авторефератов, статей, планов исследований. Он никогда не отказывал ни маститым ученым, ни молодым специалистам, обращавшимся к нему за помощью. Он всегда проявлял себя как благожелательно настроенный критик и консультант, давал советы по организации собранных материалов, подготовке их к печати. От авторов он требовал четкости и последовательности в подаче собранных данных и формулировке выводов. Не раз в работе с авторами Сергей Михайлович подсказывал пути и возможности более красивого и логичного представления результатов исследований. Иногда "вправление мозгов" происходило весьма бурно, но в итоге все соискатели и авторы, прошедшие через школу Сергея Михайловича, оставались ему благодарны за полученные уроки и гордились тем, что С.М. Фотиев "приложил к ним руку".

С.М. Фотиев был членом ученых советов по присуждению ученых степеней в ПНИИИС, ВСЕГИНГЕО, Институте мерзлотоведения им. П.И. Мельникова. Он часто выступал как оппонент кандидатских и докторских диссертаций.

Сергей Михайлович много работал в области составления карт разных масштабов и назначения. Некоторые из них использовались как научное сопровождение при проектировании крупных хозяйственных объектов, в том числе БАМа, при разработке такого экзотического по меркам нашего времени проекта, как трансконтинентальная железная дорога "Евразия–Америка".

В 1997 г. С.М. Фотиев стал ответственным секретарем нового научного журнала "Криосфера Земли", в котором проработал все годы, вплоть до последнего дня. Выпуск первых номеров журнала потребовал от Сергея Михайловича большой организационной работы, включая разработку макета журнала, его статуса, требований к авторам. С первого номера он был не только его ответственным секретарем, но и самым строгим рецензентом и одновременно советчиком для авторов. Своими замечаниями и предложениями, далекими от "критицизма", он способствовал повышению уровня публикуемых статей. Благодаря ему журнал приобрел вес в научном мире и высокий рейтинг среди журналов в области наук о Земле. Со дня выхода первого номера в 1997 г. по настоящее время издано 86 номеров журнала, где опубликовано более 800 статей.

Редактируя журнал, С.М. Фотиев не прерывал научную работу. Ее результаты он обобщил в опубликованной в 2009 г. монографии "Криоген-

ный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты)". В ней он последовательно развил положения проблемы, занимавшей его мысли на протяжении всей жизни. После выхода монографии Сергей Михайлович написал еще ряд статей, в которых на основе анализа опубликованных материалов по химическому составу пластовых льдов Ямала, ледяных включений вмещающих их осадков, высказал свою концепцию формирования ледяных залежей.

Сергей Михайлович накопил огромный опыт исследований в различных областях геокриологии. Вместе с Н.Н. Романовским он создал теорию криогидрогеологии (подземных вод криогенной области) и генетическую классификацию таликов. Он был одним из основателей криогидрогеохимии – геохимии подземных вод криогенной области, к этой теме в последние годы он добавил и геохимию подземных льдов.

Наряду с широкой вовлеченностью в научную и научно-организационную деятельность, Сергей Михайлович был известен и как замечательный организатор неформальных встреч коллег. Особой известностью во время его работы в ПНИИИСе славились новогодние вечера, собиравшие геокриологов со всего бывшего Советского Союза. Он был бессменным тамадой на всех геокриологических застольях и всегда находил добрые слова для каждого участника мероприятия.

От нас ушел замечательный ученый, строгий, но доброжелательный редактор, хороший и светлый человек. Он останется в памяти множества своих учеников и последователей, в которых вложил частичку своей души.

Список основных трудов С.М. Фотиева:

Фотиев С.М. Условия эффективности различных способов тепловой мелиорации // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1957, № 6, с. 18–32.

Фотиев С.М. Грунтовые жилы в отложениях речных террас Южной Якутии // Вопросы географии Якутии. Якутск, Кн. изд-во, 1962, вып. 2, с. 12–16.

Фотиев С.М. Состав и генезис налетов солей на наледях Южной Якутии // Очерки региональной и исторической криологии. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 89–97.

Фотиев С.М. Сезонное промерзание и протаивание горных пород в южной части Алданского нагорья // Многолетнемерзлые породы в различных районах СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 31–60.

Фотиев С.М. Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. М., Наука, 1965, 231 с.

Фотиев С.М. Закономерности формирования и распространения таликов на территории Сибирской платформы // Тр. ПНИИИС, 1970, вып. 2, с. 216–246.

Фотиев С.М. Особенности полевых гидрогеологических исследований в области многолетнемерзлых пород // Тр. ПНИИИС, 1970, вып. 8, с. 205–284.

Фотиев С.М. Строение криогенной толщи Западной Сибири // Тр. ПНИИИС, 1972, вып. 18, с. 111–124.

Фотиев С.М. Некоторые проблемы водоснабжения городов и поселков в районах многолетнемерзлых пород // Инженерно-геологические и гидрогеологические проблемы градостроительства. М., Гидрометеоиздат, 1974, с. 169–174.

Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С. Геокриологические условия Средней Сибири. М., Наука, 1974, 148 с.

Фотиев С.М. Условия формирования и закономерности распространения различных типов криогенной толщи на территории СССР // Тр. ПНИИИС, 1975, вып. 36, с. 135–147.

Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978, 236 с.

Фотиев С.М., Корейша М.М., Лейбман М.О., Колдышева Р.Я., Лахтина О.В., Шевелева Н.С., Знаменский Е.Н. Геокриологическая карта территории, прилегающей к трассе БАМ // Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1978, с. 64–69.

Мельников П.И., Романовский Н.Н., Фотиев С.М. Новые направления в изучении подземных вод криогенной области // Проблемы геокриологии. М., Наука, 1983, с. 7–21.

Фотиев С.М. Карта распространения и прерывистости криогенных толщ Западной Сибири // Вопросы геокриологического районирования. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1986, с. 38–53.

Фотиев С.М. Типизация криогенных толщ по распространению // Инж. геология, 1988, № 3, с. 63–72.

Фотиев С.М. Схема гидрогеокриологического районирования территории СССР // Геология и разведка, 1990, № 9, с. 76–86.

Фотиев С.М. Состав и минерализация криометаморфизованных подземных вод как палеотемпературный показатель // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1991, № 1, с. 74–80.

Фотиев С.М. Закономерности формирования таликов Западной Сибири // Многолетнемерзлые породы и криогенные процессы. М., Наука, 1991, с. 71–78.

Фотиев С.М. Типизация таликов Ямала // Геоэкология, 1995, № 6, с. 65–79.

Фотиев С.М. Закономерности криогенной метаморфизации химического состава морской воды // Криолитозона и подземные воды Сибири. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1996, ч. 2, с. 16–26.

Фотиев С.М. Гидрохимический метод оценки палеотемпературы пород на арктическом побережье // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 2, с. 29–35.

Вялов С.С., Фотиев С.М., Герасимов А.С., Золотарь А.И. Изменение границ геотемпературных зон в Западной Сибири при глобальном потеплении климата // Гидротехн. стр-во, 1997, № 11, с. 9–13.

Анисимова Н.П., Фотиев С.М., Шепелев В.В. Открытие Якутского артезианского бассейна // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 4, с. 19–26.

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65.

Фотиев С.М. Изменение границ геотемпературных зон криогенной области России при глобальном потеплении климата // Гидротехн. стр-во, 2000, № 2, с. 29–41.

Фотиев С.М. Возможные изменения геотемпературного поля криогенной области России при глобальном потеплении климата // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 3, с. 14–29.

Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2009, 279 с.

Фотиев С.М. Геокриологические летописи России // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с. 3–16.

Фотиев С.М. Механизм формирования инъекционных жил льда и гидролакколитов // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 2, с. 44–55.

Фотиев С.М. Геокриологические летописи Сибири // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 9–14.

Фотиев С.М. Химический состав и генезис воды, сформировавшей повторно-инъекционные пластовые льды на площади Бованенковского месторождения // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 3–28.

Фотиев С.М. Подземные воды криогенной области России (классификация) // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 2, с. 41–59.

Фотиев С.М. Залежи пластового льда в районе полярной станции Марре-Сале (западное побережье полуострова Ямал) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2, с. 34–46.

Фотиев С.М. Генезис и механизм формирования пластов повторно-инъекционного льда // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 30–40.

Фотиев С.М. Геокриологические условия Урало-Пай-Хойской горной системы // Изв. вузов. Геология и разведка, 2015, № 3, с. 44–51.

Фотиев С.М. Климатические и геокриологические условия формирования пластов ультрапресного льда на полуострове Ямал // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 3, с. 51–62.

Фотиев С.М. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 5, с. 3–15.

Соавтор монографий:

Гидрогеология СССР. Т. XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР. М., Недра, 1972, 480 с.

Инженерная геология СССР. Т. 3. Восточная Сибирь. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977, 660 с.

Геология зоны БАМ. Т. 2. Гидрогеология и инженерная геология. М., Недра, 1988, 448 с.

Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М., Недра, 1988, 360 с.

Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 456 с.

Геокриология СССР. Средняя Сибирь. М., Недра, 1989, 416 с.