НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 63–73 **http://www.izdatgeo.ru**

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.34 (551.32)

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЛЕДНИКОВ ХРЕБТА СУНТАР-ХАЯТА

В.П. Мельников[1,2], В.Б. Спектор[3], В.С. Шейнкман[1,2], А.Н. Федоров[3], А.А. Галанин[3], В.В. Спектор[3], В.С. Пушкарь[4], Т. Кадота[5]

[1] *Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; melnikov@ikz.ru*
[2] *Тюменский государственный нефтегазовый университет, 625000, Тюмень, ул. Володарского, 56, Россия*
[3] *Институт мерзлотоведения СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; vspektor@mail.ru*
[4] *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, пр. 100 лет Владивостоку, 159, Россия*
[5] *Институт глобальных изменений, JAMSTEC, Йокогама, 3173-25 Showa-machi, Япония*

Представлены данные эксперимента, впервые проведенного на ледниках хребта Сунтар-Хаята и вблизи них, по определению содержания тяжелых изотопов водорода и кислорода. Реконструированы среднегодовые температуры воздуха для времени формирования льдов, которые оказались на 3–5 °С ниже современных. На основе полученных вариаций содержания во льду тяжелых изотопов кислорода и водорода выявлена ритмика климатических колебаний, определяющих ход развития ледников, и проведена ее корреляция с эволюцией других сибирских ледников.

Тяжелые изотопы кислорода и водорода, ледники, криолитозона

EXPERIMENTAL STUDY OF ISOTOPE COMPOSITION IN THE GLACIERS OF THE SUNTAR-KHAYATA RANGE

V.P. Melnikov[1,2], V.B. Spektor[3], V.S. Sheinkman[1,2], A.N. Fedorov[3], A.A. Galanin[3], V.V. Spektor[3], V.S. Pushkar[4], T. Kadota[5]

[1] *Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia; melnikov@ikz.ru*
[2] *Tyumen State Oil and Gas University, 625000, Tyumen, Volodarskogo st., 56, Russia*
[3] *Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 677010, Yakutsk, Merzlotnaya st., 36, Russia; vspektor@mail.ru*
[4] *Far East Geological Institute, FEB RAS, 690022, Vladivostok, pr. 100 let Vladivostoku, 159, Russia*
[5] *Institute of Global Changes, JAMSTEC, Yokohama, 3173-25 Showa-machi, Japan*

Data of the experiment, which has been first carried out on and around the glaciers in the Suntar-Khayata range to determine contents of heavy hydrogen and oxygen isotopes, have been presented in the present paper. The annual air temperature for the time of ice formation has been reconstructed. It turns out to be 3–5 °C lower than the modern one. On the base of the obtained variations in the content of the heavy hydrogen and oxygen isotopes in the ice bodies, the rhythmics in climatic fluctuations that determine the development of the glaciers has been revealed, and its correlation with the evolution of other Siberian glaciers has been carried out.

Oxygen and hydrogen heavy isotopes, glaciers, cryolithozone

ВВЕДЕНИЕ

Ледники являются чутким индикатором климатических изменений, и применение различных средств для их анализа – сегодня широко распространенная практика. В последние десятилетия комплексное изучение изотопного состава ледников проведено на различных ледниках Сибири, но труднодоступные горные сооружения северо-востока Сибири пока не были охвачены исследованиями такого рода. Вообще, количественной информации о ледниках этой территории до сих пор очень мало. Гляциальные объекты хребта Сунтар-Хаята, расположенного у пересечения внутриматериковой Верхоянской горной системы, северо-западного простирания, и окраинно-материкового сооружения Колымского нагорья, протянувшегося вдоль побережья Охотского моря, изучены лучше других, поэтому здесь и был проведен эксперимент по определению изотопного состава слагающего ледники льда.

Хребет Сунтар-Хаята – один из наиболее крупных центров современного оледенения на северо-востоке Сибири, который включает около

© **В.П. Мельников, В.Б. Спектор, В.С. Шейнкман, А.Н. Федоров, А.А. Галанин, В.В. Спектор, В.С. Пушкарь, Т. Кадота, 2013**

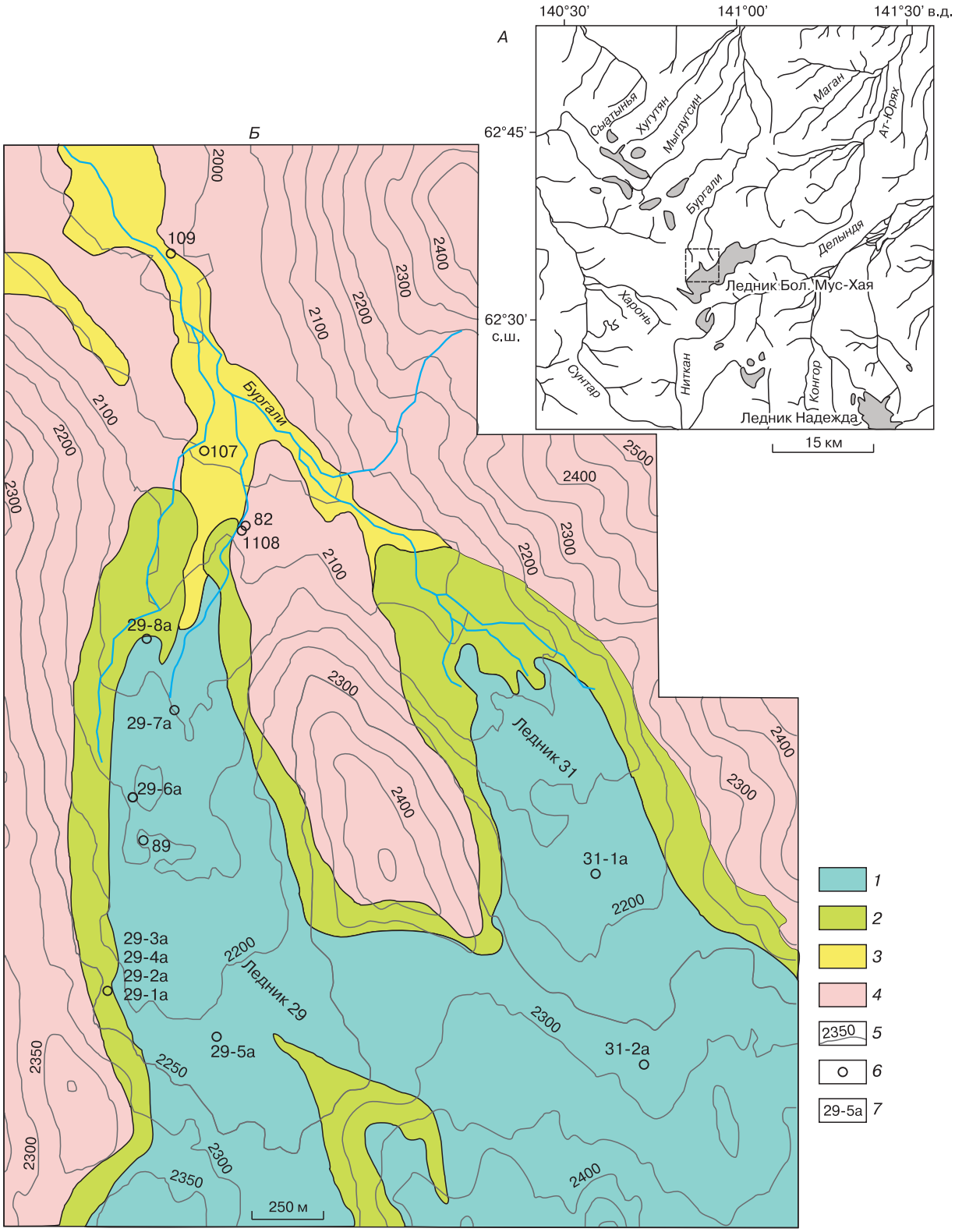

Рис. 1. Схема районирования области исследований хр. Сунтар-Хаята.

А – обзорная схема; *Б* – схема районирования. Площади распространения (районы): *1* – ледников 29 и 31 в 2011 г.; *2* – донных морен после отступания ледников 1945–2011 гг.; *3* – аллювиальных и водно-ледниковых отложений; *4* – коренных пород. *5* – изолинии рельефа; *6* – местоположение пунктов опробования в 2012 г.; *7* – номера проб.

200 небольших ледников общей площадью примерно 200 км^2. Основным источником питания для них, по мнению [*Корейша, 1963; Граве, 1964; Ананичева, 2009*], является влага, приносимая из бассейна Тихого океана. Хотя немало влаги в этот район попадает и с западным переносом воздушных масс [*Алисов, 1964; Sheinkman, 2011*].

Целью настоящего исследования было уточнение климатических условий развития оледенения хр. Сунтар-Хаята на базе данных об изотопном составе льда наиболее представительных его ледников – 29 и 31. (Нумерация ледников дается по [*Корейша, 1963*].) Ритмика климатических колебаний на данной территории важна для понимания направленности изменений природной среды в зоне перехода материка к Тихому океану, и отбор проб льда проводился в максимально широком диапазоне высот (рис. 1). Полученные данные позволили реконструировать среднегодовые температуры воздуха на время формирования опробованных льдов в интервале высот 1900–2300 м и определить их отличие от современных температур, которые оказались выше реконструированных на 3–5 °С.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕРЗЛОТНОЙ И ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБСТАНОВКИ РАЙОНА

Первое полное исследование оледенения хр. Сунтар-Хаята было осуществлено в рамках Международного геофизического года, проведенного в 1957–1960 гг. Тогда были изучены метеорологические характеристики района, раскрыта суть теплового баланса ледниковой поверхности, установлена величина баланса массы ледников, выявлены мерзлотные и другие особенности развития территории [*Корейша, 1963; Граве, 1964*]. В конце 1960-х гг. в данном районе работали сотрудники ИМЗ СО АН СССР [*Некрасов, 1973*], а в 1970 г. – ИГ АН СССР [*Виноградов и др., 1972*]. В результате были получены новые интересные данные по оледенению и строению криолитозоны, но затем в исследованиях произошел длительный перерыв.

В 2001 г. вновь были приведены топографическая съемка ледника 31, метеорологические наблюдения и измерения абляции на нем. Установлено значение отступания ледника, в период 1958–1970 гг. оно составило 15 м, а за 1970–2001 гг. – более 120 м. Опускание поверхности ледника в течение 1959–1970 гг. составило от 1 до 6 м. Температурный градиент в теплый период года был равен 0,65 °С/100 м в высокогорье и 0,5 °С/100 м в низко- и среднегорье. Как основной источник осадков, питающих ледник, была подтверждена циклоническая деятельность, связанная с взаимодействием арктического и тихоокеанского фронтов [*Ананичева, Давидович, 2002; Ананичева и др., 2003*].

Главной задачей исследования было уточнение климатических условий развития ледников хр. Сунтар-Хаята на базе данных об изотопном составе льда ледников 29 и 31. Отбор проб льда (см. рис. 1) и их исследование в 2012 г. выполнены сотрудниками ИМЗ СО РАН и Исследовательского института глобальных изменений JAMSTEC (Япония). Анализ образцов проводился в ДВГИ ДВО РАН и JAMSTEC на масс-спектрографах с совершенной системой очистки образцов, уравновешивания с углекислым газом и автоматизированной системой регистрации ионного пучка.

Геокриологическая изученность рассматриваемого района, как и всей горной области северо-востока Сибири, пока остается весьма низкой. Попрежнему основные сведения о строении криолитозоны содержатся в работах [*Некрасов, 1976; Корейша, 1989*]. Согласно им, рассматриваемая территория относится к области сплошного распространения многолетней мерзлоты, но характеризуется дифференциацией ее параметров на разных элементах рельефа. Криолитозона вне ледников на высотах более 2500 м достигает мощности 700–900 м, в интервале высот 2000–2500 м – от 500 до 700 м и 300–500 м на более низких (менее 2000 м) высотах; в днищах долин криолитозона сокращается до 100–300 м. Глубина сезонного протаивания вблизи ледников невелика и составляет 0,10–0,75 м.

Температура криолитозоны ледниковой и приледниковой областей определялась по данным, полученным в скважинах на леднике 31 (высота 2300 м) и вблизи него (высота 2070 м). В первом случае она составляла –8...–10 °С, хотя, по [*Некрасов, 1976*], на той же высоте вне заснеженных ледников и на их оголенных участках она может опускаться до –14 °С, становясь практически равной среднегодовой температуре воздуха в районе. В скважинах на леднике установлен геотермический градиент 5–6 °С/100 м, а для горных пород на склонах типичны величины 1,8–2,5 °С/100 м. В днищах узких трогов отмечаются градиенты 3,6 °С/100 м.

Ледники 29 и 31, на которых проводились исследования, являются небольшими горно-долинными образованиями и занимают днища трогов, лежащих в среднем на высотах 1900–2300 м. Относительно окружающих водоразделов они располагаются ниже на 100–400 м. Определения абсолютного возраста моренных образований вблизи этих ледников до сих пор отсутствуют. Для следов древних ледников западного склона Верхоянского хребта имеется достаточно большой массив данных возрастной диагностики [*Кинд и др., 1971; Stauch et al., 2007*], однако о временной привязке прилегающих к леднику морен пока можно судить лишь по косвенным данным, проводя аналогии с другими ледниковыми районами Сибири.

На основе полученных данных по изотопному составу льда и их интерпретации были сделаны попытки уточнить сведения об обстановках, в которых формировались ледники. При этом надо учитывать, что это результат лишь первого проведенного в регионе эксперимента. Линии тока льда ледников имеют сложный характер и, как установлено в работе [*Серебряный, 1989*], отражают не только течение льда сверху вниз по долине, но и его выдавливание по направлению к концевой части ледникового языка и бортам трога. Определить стратиграфическое положение отдельных слоев льда на ледниках без проведения специального бурения на них крайне трудно. Поэтому в рамках выполненного эксперимента для определения относительного положения каждого пункта опробования привлекалась совокупность всех имеющихся косвенных данных, и авторы осознают, что рассматривать полученные результаты можно только как предварительные, намечающие направление дальнейших исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Опробование льда ледников на изотопный состав сегодня стало стандартной процедурой, практикуется многими исследователями и позволяет получить важную информацию о строении и происхождении ледовых тел [*Васильчук, 2000; Михаленко, 2007; Папина и др., 2013; Aizen et al., 2006*]. В ходе исследования не было возможности провести специальное бурение для этих целей. Пробы из наиболее низко расположенных пунктов – это льды, заключенные в донной морене на некотором удалении от концов современных ледников на отметке 1935 м, образец 109/3 (табл. 1). Наиболее высокое положение точек опробования – на леднике 31 высотой 2280 м, образец 31-3а-1m (см. табл. 1). С целью упрощения расчетов для рассматриваемой серии образцов вычислена относительная высота (д. ед.):

$$\Delta s = \Delta h/h,$$

где h – превышение наиболее высокой точки опробования над самой низкой (2280 – 1935 = 345 м);

Таблица 1. **Относительное стратиграфическое положение пунктов опробования льдов ледников 29, 31**

№ п/п	Полевой номер	Материал отбора	Абс. высота, м	Δh, м	Δs
1	31-3а-1m	Ледниковый лед	2280	345	1,00
2	31-2а-1m	То же	2270	335	0,97
3	29-5а-1m	»	2240	305	0,88
4	29-5а-2m	»	2238	303	0,87
5	31-1а-1m	»	2170	235	0,68
6	31-1а-2m	»	2168	233	0,67
7	29-6а-1m	»	2150	215	0,62
8	29-6а-2m	»	2148	213	0,61
9	89/1	Расплав льда	2140	205	0,59
10	89/2	То же	2138	203	0,58
11	89/4	»	2135	200	0,58
12	29-1а	Ледниковый лед	2100	165	0,48
13	29-2а	То же	2098	163	0,47
14	29-3а	»	2096	161	0,46
15	29-4а	»	2090	155	0,45
16	29-7а-1m	»	2090	155	0,45
17	29-7а-2m	»	2088	153	0,44
18	29-7а-4m	»	2086	151	0,43
19	29-8а-4m	»	2080	145	0,42
20	108/1	Расплав льда, донная морена	2050	115	0,34
21	108/2	То же	2048	113	0,33
22	108/3	Расплав льда	2045	110	0,32
23	82/1	Расплав льда, донная морена	2040	105	0,31
24	82/2	То же	2039	104	0,30
25	82/3	»	2038	103	0,29
26	107	Расплав льда, каменный глетчер	1960	25	0,07
27	109/1	Расплав льда, донная морена	1940	5	0,02
28	109/2	То же	1938	3	0,01
29	109/3	»	1935	0	0

Δh – превышение какой-либо точки опробования над самой низкой (см. табл. 1).

Исходным материалом стали пробы льда, отобранные вблизи поверхности ледников на глубине 1–4 м и из ледяных линз в боковых и донных моренах. Пробы отбирались в герметичные бюксы. Высотные интервалы отбора проб приведены в табл. 1.

Изотопный состав льдов изученного массива представлен в табл. 2, 3 и на рис. 2. Все указанные точки опробованных льдов располагаются на диаграмме $\delta^{18}O$–δD вблизи или непосредственно на линии Крейга (глобальная линия метеорных вод) [*Ферронский, 2009*], что подтверждает их атмосферное происхождение и указывает на относительное постоянство положения источника испаряющейся влаги во время формирования льдов. Как следует из приведенных данных, основной массив льдов (см. табл. 2) резко отличается по изотопному составу от расплава льдов на поверхности ледника (см. табл. 3) в сторону уменьшения содержания тяжелых изотопов. Содержание $\delta^{18}O$ в основной массе льдов составляет –19,682 ÷ –27,767 ‰, содержание δD равно –147,999 ÷ –208,085 ‰. Содержание тяжелых изотопов из расплава на поверхности ледника, состоящего главным образом из современных осадков: $\delta^{18}O$ = –8,10 ÷ –13,15 ‰; δD = –61,33 ÷ –99,67 ‰.

По вариации показателя $\delta^{18}O$ относительного стратиграфического положения (Δs) пунктов опробования выделяются две части (см. табл. 2): нижняя, охватывающая относительный интервал Δs от 0 до 0,34, и верхняя – от 0,42 до 1. Эти две части разделены на границе Δs = 0,34 ÷ 0,42 градиентом увеличения от –26,66 до –19,682 ‰ и соответствуют по строению двум ритмам вариации $\delta^{18}O$. Хотя нижний ритм представлен неполно, лишь своим окончанием, можно видеть общую особенность этих ритмов: начало их характеризуется более высокими показателями $\delta^{18}O$, а окончание – относительно низкими. Аналогичные изменения отмечаются и в показателях δD. Здесь также выделяются два ритма, разделенных ступенью с резким увеличением на границе Δs = 0,42 значения δD от –202,768 до –147,999 ‰. Общей особенностью вариаций $\delta^{18}O$ и δD является их пилообразный характер. Наиболее масштабные нарушения однородности изотопного состава льдов массива

Таблица 2. **Данные изотопного состава, относительная высота и дейтериевый эксцесс льдов ледников 29, 31**

№ п/п	Полевой номер	Δs	$\delta^{18}O$	δD	$d = \delta D - 8\delta^{18}O$
1	31-3a-1m	1,00	–24,451	–183,88	11,728
2	31-2a-1m	0,97	–23,152	–174,79	10,426
3	29-5a-1m	0,88	–24,442	–182,577	12,959
4	29-5a-2m	0,87	–23,657	–176,381	12,875
5	31-1a-1m	0,68	–25,165	–186,818	14,502
6	31-1a-2m	0,67	–22,939	–172,427	11,085
7	29-6a-1m	0,62	–26,607	–197,844	15,012
8	29-6a-2m	0,61	–24,859	–186,333	12,539
9	89/1	0,59	–24,06	–181,90	10,58
10	89/2	0,58	–24,09	–182,60	10,12
11	89/4	0,58	–24,60	–179,10	17,70
12	29-1a	0,48	–23,837	–179,321	11,375
13	29-2a	0,47	–25,606	–192,808	12,04
14	29-3a	0,46	–27,767	–208,085	14,05
15	29-4a	0,45	–22,613	–167,214	13,69
16	29-7a-1m	0,45	–22,795	–169,565	12,795
17	29-7a-2m	0,44	–23,08	–173,121	11,519
18	29-7a-4m	0,43	–23,737	–178,556	11,343
19	29-8a-4m	0,42	–19,682	–147,999	9,957
20	108/1	0,34	–26,66	–202,768	10,656
21	108/2	0,33	–25,38	–188,70	14,34
22	108/3	0,32	–27,00	–203,90	12,10
23	82/1	0,31	–22,42	–170,12	9,24
24	82/2	0,30	–22,45	–170,10	9,50
25	82/3	0,29	–22,40	–181,00	–1,80
26	107	0,07	–24,80	–186,90	11,50
27	109/1	0,02	–24,49	–186,80	9,12
28	109/2	0,01	–24,47	–188,30	7,46
29	109/3	0	–25,80	–196,60	9,80

Таблица 3. **Данные изотопного состава воды на поверхности ледников 29, 31**

№ п/п	$\delta^{18}O$	δD	$d = \delta D - \delta^{18}O$
1	–11,23	–89,31	0,53
2	–10,59	–83,56	1,16
3	–11,88	–92,23	2,81
4	–12,94	–102,04	1,48
5	–11,96	–92,88	2,80
6	–10,08	–74,10	6,54
7	–12,18	–90,57	6,87
8	–11,80	–88,64	5,76
9	–10,51	–77,23	6,85
10	–9,08	–78,34	–5,70
11	–9,09	–81,82	–9,10
12	–10,37	–90,95	–7,99
13	–13,15	–99,67	5,53
14	–10,73	–78,54	7,30
15	–10,61	–78,59	6,29
16	–11,68	–88,12	5,32
17	–10,83	–81,64	5,00
18	–10,31	–76,06	6,42
19	–10,79	–80,54	5,81
20	–8,10	–61,33	3,47
21	–8,91	–66,30	4,98
22	–9,96	–73,89	5,79
23	–10,08	–76,94	3,70
24	–9,39	–70,21	4,91
25	–11,86	–89,90	4,98
26	–10,46	–78,09	5,59
27	–10,34	–77,31	5,41
28	–10,87	–83,77	3,19
29	–10,11	–77,59	3,29

приходятся на вторую половину нижнего ритма (Δs = 0,32 ÷ 0,34), характеризующуюся низкими показателями $\delta^{18}O$ (–202,768, –203,90 ‰) и δD (–27,0, –26,66 ‰). На протяжении верхнего ритма имело место два аналогичных вышеописанному события: на уровне Δs = 0,46 ($\delta^{18}O$ = –27,767 ‰, δD = –208,085 ‰) и Δs = 0,62 ($\delta^{18}O$ = –26,607 ‰, δD = –197,844 ‰).

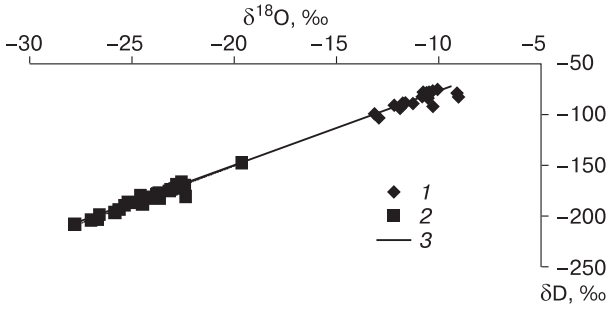

Рис. 2. Изотопная диаграмма $\delta^{18}O$–δD льдов ледников 29 и 31.

1 – соотношение $\delta^{18}O$–δD в пробах воды на поверхности ледников, *2* – в пробах льда ледников; *3* – глобальная линия метеорных вод.

Помимо отрицательных следует отметить и положительные пики показателей $\delta^{18}O$ и δD. Наиболее значительный из них приурочен к границе нижнего и верхнего ритмов (Δs = 0,42). Этот пик, скорее всего, связан с каким-то климатическим оптимумом, о чем свидетельствуют максимальные значения $\delta^{18}O$ и δD из всего опробованного интервала ледникового массива (–19,682 и –147,999 ‰ соответственно).

Дополнительная информация для оценки условий испарения и конденсации осадков была получена при вычислении дейтериевого эксцесса d (см. табл. 2). Как следует из приведенных данных, в большинстве случаев значение d близко к 10, что характерно для большинства существующих на Земле пунктов определения этого показателя [*Ферронский, 2009*].

В целом льды нижнего ритма имеют более низкие значения дейтериевого эксцесса (d = = –1,80 ÷ 14,34) по сравнению со льдами верхнего ритма (d = 10,12 ÷ 17,70). Это указывает на более низкие температуры и большую дальность переноса атмосферной влаги от площади испарения до места выпадения осадков. Рассмотренная выше аномальная зона, приуроченная к рубежу нижнего и верхнего ритмов (Δs = 0,42), характеризуется относительно низкими значениями эксцесса (d = 9,957).

Хорошая выраженность двух отмеченных ритмов интересна уже сама по себе, однако возникают три принципиальных вопроса. Первый – насколько достоверно данные по отобранным пробам отражают ход оледенения; второй – на какой расчетной основе проводить их интерпретацию; третий – с какой надежно установленной ритмикой правомерно сравнивать полученные величины.

Прежде всего есть элемент условности в сопоставлении отобранных проб льда. Обычно для подобных исследований выполняется глубокое бурение в области аккумуляции ледников, где стратификация снежно-ледяной толщи наименее нарушена токовыми процессами. Однако такие работы очень дорогостоящие, и пока они осуществлены только на склонах самой высокой (4506 м) вершины Сибири – горы Белухи (Алтай) [*Михаленко, 2007; Папина и др., 2013; Aizen et al., 2006*].

В проведенном исследовании погрешности не всегда можно учесть как в плане стратиграфической привязки проб, так и в плане уверенности, что в окружающих ледники моренах содержится первично-ледниковый, а не новообразованный внутригрунтовой лед. Дело в том, что крупнообломочный материал морен является средой, благоприятной для его глубокого протаивания, и погребенный лед вытаивает в ней достаточно быстро (в течение первых сотен лет) даже в суровых условиях севе-

ро-востока Сибири [*Серебряный, 1989; Шейнкман, 2008*]. В то же время расчетные процедуры по полученной аналитической базе данных должны включать определенные поправочные (учитывающие региональную специфику) коэффициенты, а их нахождение также требует проведения специальных исследований. Тем не менее реконструкция среднегодовых температур воздуха ($t_в$) по отобранным пробам, проведенная по общей процедуре расчета на основе зависимостей, представленных ниже, показала реальные величины отклонений температур воздуха от их современных значений. Зависимости установлены В. Дансгором и приведены в [*Васильчук, 2000; Ферронский, 2009*]:

$$\delta^{18}O = 0{,}695t_в - 13{,}6\ ‰;$$

$$\delta D = 5{,}6t_в - 100\ ‰.$$

По данным табл. 4 была получена температурная кривая, которая приведена на рис. 3. На нем также показана относительная шкала Δs. При интерпретации кривой следует учитывать несколько очевидных фактов.

Во-первых, льды всех современных сибирских ледников являются очень молодыми образованиями, поскольку полный оборот вещества этих ледников происходит геологически быстро – у небольших ледников за десятки, у наиболее крупных за первые сотни лет. Поскольку в настоящее время на краях сибирских ледников стали вытаивать те слои льда, которые сформировались в 1950–1960-е гг., это уже создает определенные экологические проблемы. Ведь такие слои содержат абсорбированные льдом радиоактивные осадки, выпадавшие в период активных испытаний ядерного оружия в атмосфере.

Во-вторых, несомненным фактом является то, что повсеместно (и генетически, и геоморфологически) с современными зонально обусловленными

Таблица 4. **Реконструированные среднегодовые температуры воздуха ($t_в$) по отобранным пробам льда ледников 29, 31**

№ п/п	Полевой номер	Относит. стратигр. уровень (Δs)	$t_в$, °C
1	31-3a-1m	1,00	–15,60
2	31-2a-1m	0,97	–13,74
3	29-5a-1m	0,88	–15,60
4	29-5a-2m	0,87	–14,47
5	31-1a-1m	0,68	–16,64
6	31-1a-2m	0,67	–13,43
7	29-6a-1m	0,62	–18,71
8	29-6a-2m	0,61	–16,20
9	89/1	0,59	–15,05
10	89/2	0,58	–15,09
11	89/4	0,58	–15,83
12	29-1a	0,48	–14,73
13	29-2a	0,47	–17,27
14	29-3a	0,46	–20,38
15	29-4a	0,45	–12,97
16	29-7a-1m	0,45	–13,23
17	29-7a-2m	0,44	–13,64
18	29-7a-4m	0,43	–14,59
19	29-8a-4m	0,42	–8,75
20	108/1	0,34	–18,79
21	108/2	0,33	–16,95
22	108/3	0,32	–19,28
23	82/1	0,31	–12,69
24	82/2	0,30	–12,73
25	82/3	0,29	–12,66
26	107	0,07	–16,12
27	109/1	0,02	–15,67
28	109/2	0,01	–15,64
29	109/3	0	–17,55

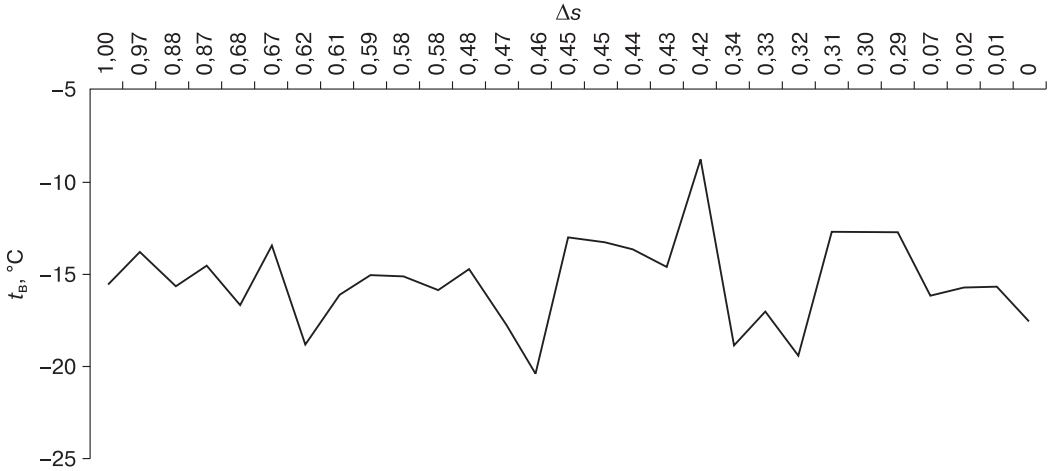

Рис. 3. Вычисленная среднегодовая температура воздуха ($t_в$) условных стратиграфических интервалов (Δs) в периоды формирования ледников 29 и 31.

ледниками Сибири связаны конечно-моренные комплексы малой ледниковой эпохи (рис. 4). Они располагаются возле ледников и четко фиксируют соответствующие похолодания климата. Первые пики похолодания относятся к XIV–XV вв., а в 1850–1870-е гг. имело место последнее крупное наступление ледников этой эпохи. Например, хорошо выраженный комплекс морен малой ледниковой эпохи, сформированный вблизи одного из крупнейших ледников Сибири – Софийского на Алтае (см. рис. 4, *А*), интересен тем, что отложение морен в центре комплекса было четко зафиксировано во второй половине XIX в. известным исследователем Алтая В.В. Сапожниковым.

Есть и исключения. Это ситуация вблизи навеянных азональных ледников, которые в Сибири иногда располагаются на километр ниже климатической снеговой линии. Например, на севере Урала у подножия таких ледников лежат конечные морены с надежно установленным сартанским возрастом [*Mangerud et al., 2008*].

В малую ледниковую эпоху было существенно холоднее, чем в современную, и не исключено, что пробы льда, взятые из морен вблизи ледников, отражают одно из наступлений ледников той эпохи. Тогда среднегодовые температуры воздуха опускались значительно ниже, и такие падения на 3–5 °С, отмеченные на рис. 3, вполне реальны.

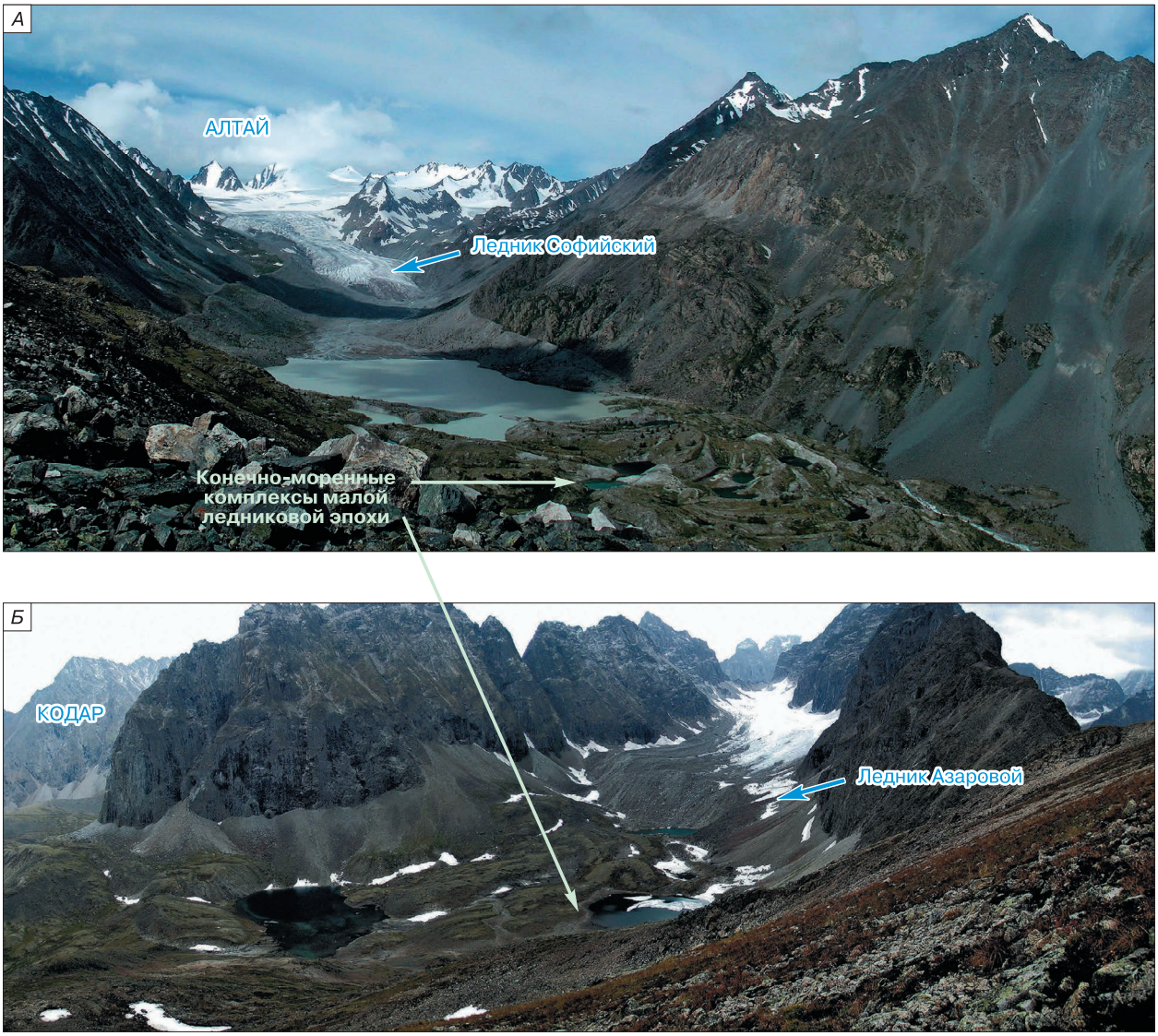

Рис. 4. Ледник Софийский (*А*), Алтай (август 2013 г.) и ледник Азаровой (*Б*), хребет Кодар (август 2012 г.) с прилегающими конечно-моренными комплексами малой ледниковой эпохи. Фото В.С. Шейнкмана.

К сожалению, хотя морены малой ледниковой эпохи хорошо выражены вблизи многих долинных ледников Сибири, в том числе и очень холодных, расположенных в области глубокого промерзания горных пород, количественные показатели по ним чаще всего отсутствуют. В первую очередь отсутствуют данные, которые позволили бы воспроизвести ход среднегодовых температур воздуха. Поэтому пока трудно увязать с их динамикой показанную на рис. 3 зависимость.

Крайне интересны приведенные выше данные по керну из глубоких скважин на ледниках горы Белухи и их анализ в аспекте отклика ледников на современное потепление климата. Отметим вначале, что, по данным [*Нерадовский, Скачков, 2011*], южнее 64° с.ш. приращение среднегодовых температур воздуха за последние десятилетия составило 1,5–2,0 °С и 0,5–1,0 °С – в северных районах. Согласно [*Павлов и др., 2007*], наибольшие региональные тренды повышения среднегодовой температуры воздуха за 1965–2005 гг. характерны именно для Средней и Южной Сибири, Прибайкалья, Забайкалья и Якутии – 0,042–0,046 °С/год. Однако мнения о направленности этого тренда в будущем противоречивы. В опубликованной Росгидрометом сводке [*Оценочный доклад..., 2008*] говорится, что ближайшие десятилетия будут временем продолжающегося потепления. Но другие ученые с подобными выводами не согласны.

В работе [*Шендер и др., 1999*] проведен гармонический анализ длинных рядов наблюдений за температурой воздуха в городах Якутске и Фэрбенксе (Аляска) и выявлено, что изменения температуры хорошо описываются постоянной со-

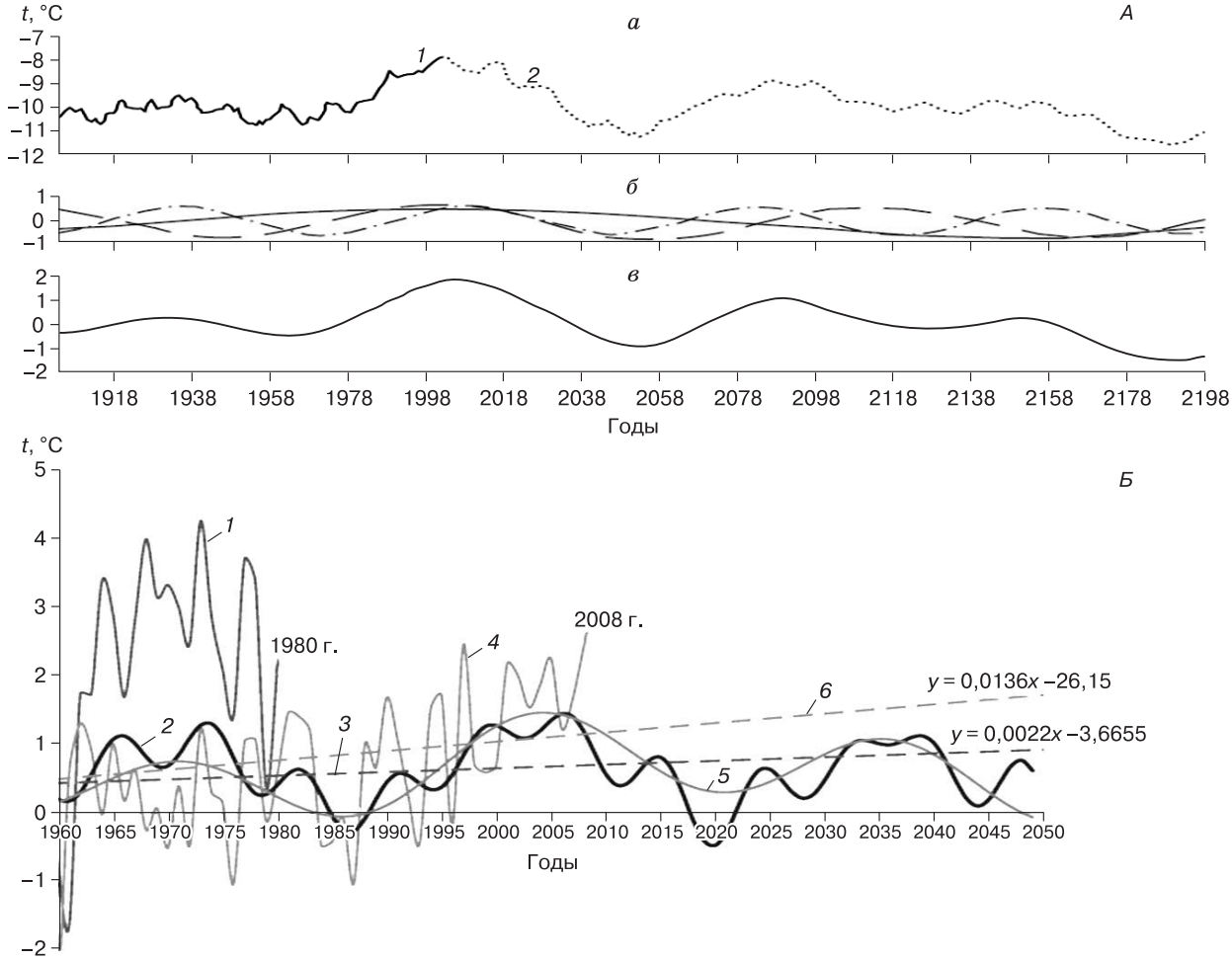

Рис. 5. Ход среднегодовой температуры воздуха в Якутске (*А*) [*Балобаев и др., 2009*]; циклический тренд температурной аномалии, реконструированной по содержанию $\delta^{18}O$ в ледниковом керне с седловины горы Белуха, и прогноз его поведения до 2050 г., сопоставленный с инструментальными данными ГМС Барнаул (*Б*) [*Папина и др., 2013*]:

А: *а* – натурные измерения (*1*) и прогноз (*2*); *б* – составляющие кривую *а* гармоники; *в* – суммарная кривая гармоник; *Б*: *1* – температура, реконструированная по керну; *2* – прогноз изменений температур (семь гармоник); *3* – линейный тренд температурной реконструкции; *4* – температура по ГМС Барнаул (март–ноябрь); *5* – прогноз изменений температур (три гармоники); *6* – линейный тренд температуры по ГМС Барнаул (март–ноябрь).

ставляющей и четырьмя основными гармониками с периодами 300, 110, 75 и 14 лет. Причем анализ постоянной составляющей за период с середины до конца XX столетия, когда происходило наиболее сильное потепление климата, не выявил ее существенного роста. Н.И. Шендер с соавт. [*1999*] вывели формулу для расчета непрерывной кривой температуры как результат сложения выделенных элементарных гармоник и провели соответствующие экстраполяции, чтобы получить прогнозные показатели до середины XXI в. Эти показатели, в отличие от выводов [*Оценочный доклад..., 2008*], предсказывают замедление темпов потепления к концу второго десятилетия XXI в. с последующим падением среднегодовых температур воздуха до уровня начала–середины XX в. К тому же выводу пришли, проанализировав самые длинные ряды наблюдений на метеостанциях Якутии, Л.Г. Нерадовский и Ю.Б. Скачков [*2011*].

Используя данные работы [*Шендер и др., 1999*], В.Т. Балобаев с соавт. [*2009*] продолжили прогностическую кривую, рассчитав ход температуры до 2200 г. (рис. 5). Сопоставив эту кривую с трендами, построенными по данным из керна ледников Белухи [*Папина и др., 2013*], авторы пришли к выводу, что все тренды практически совпали. Интересно было бы сопоставить с такой информацией и тренд, показанный на рис. 3, однако пока для этого недостаточно данных. Можно лишь сказать, что в целом современное потепление климата, хотя и осложняет общую картину распределения тепла в рассматриваемом регионе, но при долгосрочном осреднении принципиально ее не нарушает. Экстраполяция трендов дает основание утверждать, что амплитуда колебаний температур не будет критической, и XXII столетие будет характеризоваться длительным постоянством среднегодовой температуры воздуха и ее понижением к концу этого столетия с самым низким начиная с 1900 г. значением (см. рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные показывают, что сильное охлаждение территории повсеместно в горном обрамлении Сибири будет оставаться и в XXI в. характерным климатическим показателем современности, хотя последняя и является частью типичного для квартера межледниковья, начавшегося примерно 12 тыс. лет назад. Существование различных льдов здесь будет стабильным, и они попрежнему будут важными элементами окружающей среды.

В этом плане следует отметить спорные моменты. С одной стороны, нередко распространяются разные “теории” о грядущем апокалипсисе, связанном с таянием ледников вследствие прогрессирующего потепления климата. С другой стороны, озвучиваются предположения, что термохроны могут быть благоприятны для развития ледников. Например, в работе [*Галанин, 2012*] выдвинуто предположение, что на северо-востоке Сибири в каргинский термохрон ледники могли продолжать наступать, несмотря на окончание этапа предыдущего ледниковья.

Возьмем текущее, продолжающееся уже более 10 тыс. лет, межледниковье, этапом которого является и малая ледниковая эпоха. Во время ее, как показано выше, имели место и ощутимые наступления ледников, и значительные падения температур, на которые ледники реагировали. Но это вовсе не означает, что в целом голоценовый термохрон является временем, благоприятным для широкого наступления и распространения ледников.

Ледники менее консервативны, чем криолитозона, поскольку подвергаются прямому воздействию солнечной радиации и атмосферных потоков и чутко реагируют на их изменения. Ледники Сибири, в частности Восточной Сибири и ее северо-востока, в этом отношении особенно чувствительны, так как главным контролирующим их развитие фактором является летняя температура. Относительно рассматриваемого района М.М. Корейша [*1963, 1991*] особо подчеркивал, что изменение средней летней температуры всего на 1 °С для баланса ледников равнозначно влиянию примерно 20 % суммы поступающих к леднику твердых осадков. Хотя все ледники Сибири холодные и обладают высокой устойчивостью, существенно компенсируя таяние реализацией на ледяное питание большого запаса накапливаемого ими холода [*Шейнкман, 2012; Sheinkman, 2011*], в плане реакции на ритмику с большими шагом и амплитудой летних температур термохроны для них – это время активного сокращения, а не наступления ледников. Каргинское межледниковье – не исключение. В нем могли быть похолодания, нарушающие его ход на отдельных этапах, так же как малая ледниковая эпоха изменила ход голоценового термохрона. Но нарушить общую, заданную орбитальной ритмикой динамику термохронов такие похолодания не могли.

Что касается малой ледниковой эпохи, то, реагируя на существенные изменения климата вслед за последним крупным наступлением оледенения в ней, ледники сегодня сокращают объем ледовой массы, но чаще лишь утончаются и в целом сохраняют основные черты своей геометрии. Анализ всех полученных данных и общий тренд климатических изменений показывают, что, как было сказано выше, существование различных льдов здесь будет (по крайней мере в текущем и следующем столетии) стабильным, и они по-прежнему будут характерными элементами окружающей среды.

Представленные изотопные данные, хотя и являются результатом первого проведенного эксперимента такого рода в регионе, но насыщают изучение гляциальной обстановки принципиально новой количественной информацией, позволяя выходить на такой параметр, как температура воздуха в период формирования ледников. В целом эти данные представляют несомненный интерес для понимания закономерностей преобразования природы под действием криогенных факторов.

Работа выполнена при финансовой поддержке партнерского интеграционного проекта СО РАН – ДВО РАН № 9: “Сопоставление эволюции природной среды Сибири и Дальнего Востока по основным временным срезам позднего кайнозоя”, 2012–2014 гг.

Литература

Алисов Б.П. Климатические пояса и области (карта м-ба 1:80 000 000) / Б.П. Алисов. М., ГУГК, 1964.

Ананичева М.Д. Поля гляциологических характеристик для сценария ECHAM-4: Северо-Восточная Сибирь и Камчатка // Материалы гляциол. исслед., 2009, вып. 107, с. 81–86.

Ананичева М.Д., Давидович Н.В. Реконструкция оледенения хребта Сунтар-Хаята в периоды оптимумов четвертичного времени // Материалы гляциол. исслед., 2002, вып. 93, с. 73–78.

Ананичева М.Д., Давидович Н.В., Кононов Ю.М. и др. Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: изменения со времени Международного геофизического года // Материалы гляциол. исслед., 2003, вып. 95, с. 86–92.

Балобаев В.Т., Скачков Ю.Б., Шендер Н.И. Прогноз изменения климата и мощности мерзлых пород Центральной Якутии до 2200 года // География и природ. ресурсы, 2009, № 2, с. 50–56.

Васильчук Ю.К. Основы изотопной геокриологии и гляциологии / Ю.К. Васильчук, В.М. Котляков. М., Изд-во Моск. ун-та, 2000, 616 с.

Виноградов О.Н., Голодковская Н.А., Корейша М.М. и др. Новые данные о современном и древнем оледенении хр. Сунтар-Хаята (по материалам исследований 1970 г.) // Материалы гляциол. исслед., 1972, вып. 19, с. 80–91.

Галанин А.А. Возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 39–52.

Граве Н.А. Промерзание земной поверхности и оледенение хр. Сунтар-Хаята / Н.А. Граве, М.К. Гаврилова, Г.Ф. Гравис и др. М., Изд-во АН СССР, 1964, 143 с.

Кинд Н.В., Колпаков В.В., Сулержицкий Л.Д. О возрасте оледенений Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, вып. 10, с. 135–144.

Корейша М.М. Современное оледенение хр. Сунтар-Хаята / М.М. Корейша. М., Изд-во АН СССР, 1963, 170 с.

Корейша М.М. Верхоянский регион // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М., Недра, 1989, с. 184–189.

Корейша М.М. Оледенение Верхояно-Колымской области / М.М. Корейша. М., Изд-во РАН, 1991, 144 с.

Михаленко В.Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт / В.Н. Михаленко. М., URSS, 2007, 315 с.

Некрасов И.А. Последнее оледенение и криолитозона Южного Верхоянья / И.А. Некрасов, Е.В. Максимов, Н.В. Климовский. Якутск, Кн. изд-во, 1973, 151 с.

Некрасов И.А. Криолитозона северо-востока и юга Сибири и закономерности ее развития / И.А. Некрасов. Якутск, Кн. изд-во, 1976, 248 с.

Нерадовский Л.Г., Скачков Ю.Б. Прогноз температуры воздуха в Якутии до 2050 г. // Проблемы инженерного мерзлотоведения: Материалы IX Междунар. симпозиума. Якутск, ИМЗ СО РАН, 2011, с. 389–393.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., Росгидромет, 2008. Т. 1. Изменения климата, 228 с.; Т. 2. Последствия изменений климата, 288 с.; Техническое резюме, 90 с.; Общее резюме, 29 с.

Павлов А.В., Малкова Г.В., Скачков Ю.Б. Современные тенденции в эволюции термического состояния криолитозоны при изменениях климата // Криогенные ресурсы полярных регионов: Материалы Междунар. конф. Салехард, 2007, т. 1, с. 34–38.

Папина Т.С., Ловцкая О.В., Малыгина Н.С., Эйрих С.С. Прогноз температурных изменений на Алтае на ближайшие 50 лет по реконструированным данным ледникового керна г. Белуха // Лед и снег, 2013, № 3 (123), с. 26–32.

Серебряный Л.Р. Морены – источник гляциологической информации / Л.Р. Серебряный, А.В. Орлов, О.Н. Соломина. М., Наука, 1989, 236 с.

Ферронский В.И. Изотопия гидросферы Земли / В.И. Ферронский, В.А. Поляков. М., Науч. мир, 2009, 632 с.

Шендер Н.И., Романовский В.Е., Тетельбаум А.С. Прогноз естественно-исторических колебаний климата гг. Якутска и Фэрбенкса // Наука и образование. Якутск, АН Республики Саха (Якутия), 1999, № 2 (14), с. 24–29.

Шейнкман В.С. Четвертичное оледенение в горах Сибири: общие закономерности, анализ данных // Материалы гляциол. исслед., 2008, вып. 105, с. 51–72.

Шейнкман В.С. Отклик криогляциальных геосистем горного обрамления Сибири на текущее потепление климата и прогноз его изменений на ближайшие столетия // Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии: Материалы Междунар. конф. Иркутск, 2012, с. 48–50.

Aizen V.B., Aizen E.M., Joswiak D.R.et al. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet) // Ann. Glaciology, 2006, vol. 43, p. 49–60.

Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvic T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Maximum than today // Quatern. Sci. Rev., 2008, No. 27, p. 1047–1057.

Sheinkman V.S. Glaciation in the High Mountains of Siberia // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology / Ed. by J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughers. Amsterdam, Elsevier, 2011, vol. 15, p. 883–907.

Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. Luminescence chronology from Verkhoyansk Mountains (North-Eastern Siberia) // Quatern. Geochronology, 2007, No. 2, p. 255–259.

Поступила в редакцию
16 сентября 2013 г.