

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 556.124:551.322

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

Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона

© 2015 г. Ю.Н. Чижова¹, Дж.Ю. Васильчук¹, К. Йошикава², Н.А. Буданцева¹,
Д.Л. Голованов¹, О.И. Сорокина¹, Ю.В. Станиловская³, Ю.К. Васильчук¹

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

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

Isotope composition of snow cover in the Lake Baikal area

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

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

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

Статья принята к печати 5 марта 2015 г.

Байкал, снежный покров, стабильные изотопы кислорода и водорода.

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

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

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

Введение

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

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

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

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

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

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

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

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

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

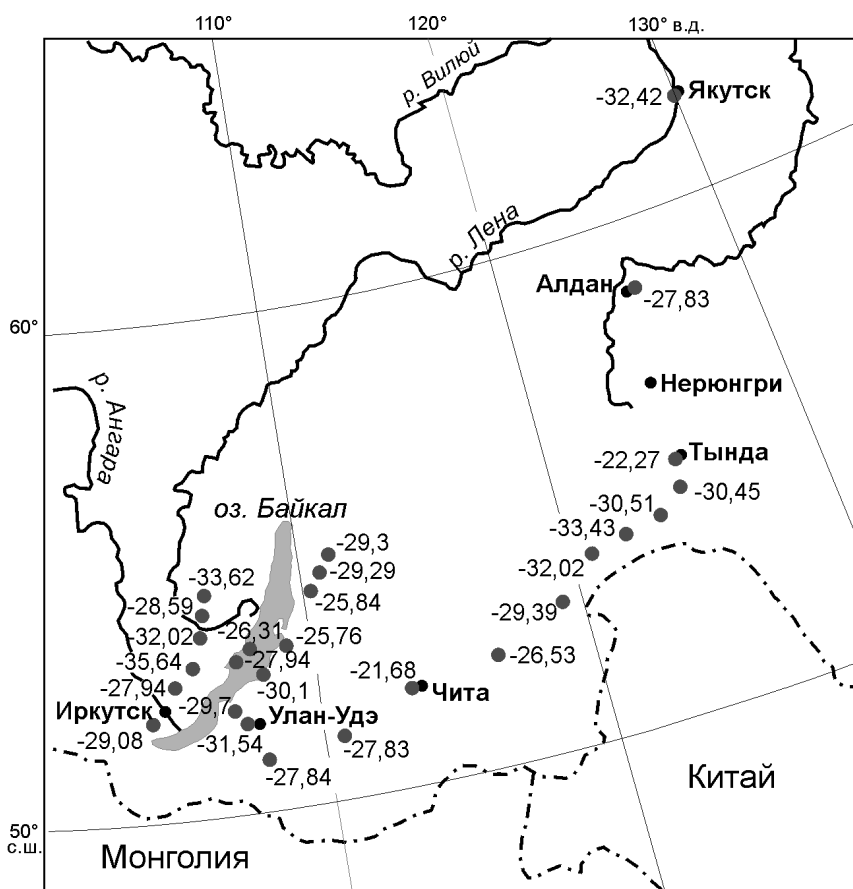


Рис. 1. Расположение точек отбора снежных колонок и значения $\delta^{18}\text{O}$

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

Методика исследований

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

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

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

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

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

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

Обсуждение результатов

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

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

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

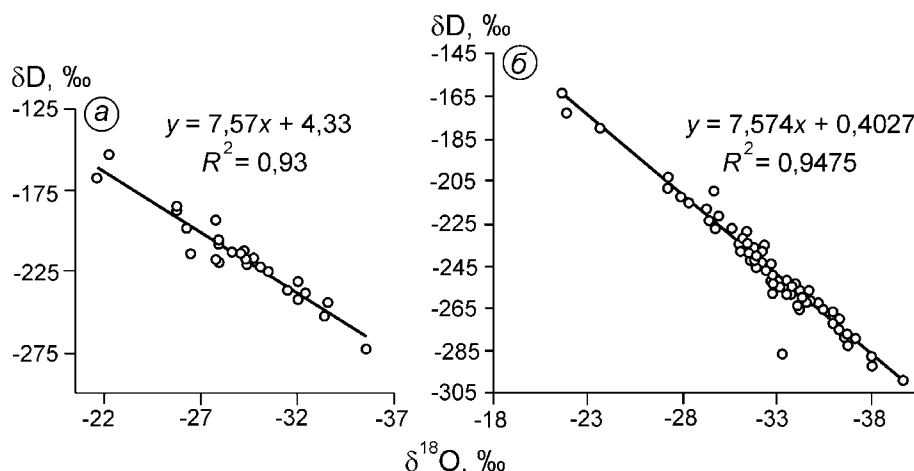


Рис. 2. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – δD в образцах снега от г. Якутск до оз. Байкал (а) и в г. Улан-Удэ (б)
Fig. 2. Relation $\delta^{18}\text{O}$ – δD in samples of snow over the East-Southern territories from Yakutsk to Lake Baykal (a) and Ulan-Ude (b)

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

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

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

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

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

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

Окончание таблицы 2.

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

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

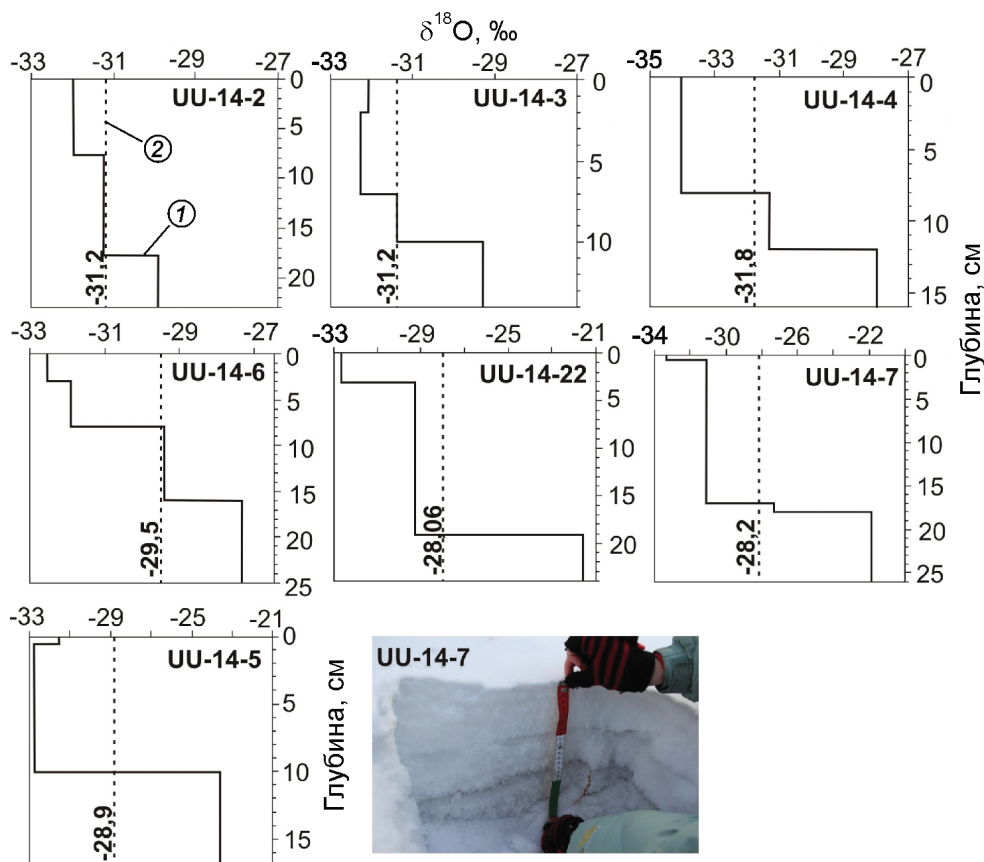


Рис. 3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в снежном покрове г. Улан-Удэ.

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

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

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

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

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

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

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

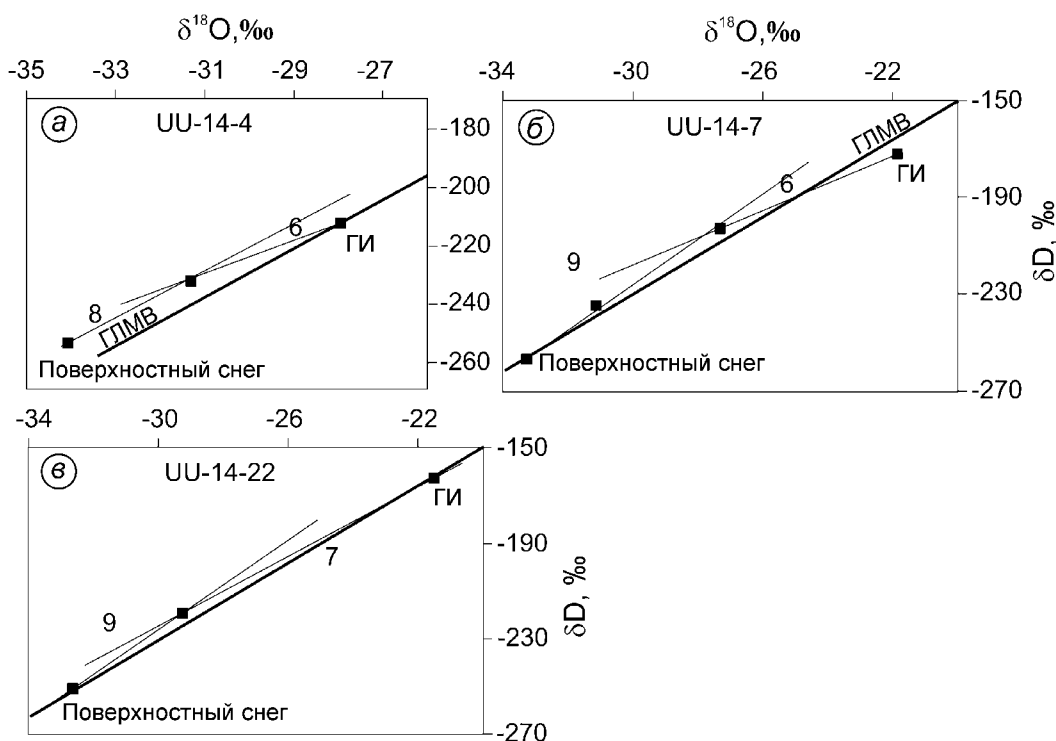


Рис. 4. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – δD в снежных шурфах г. Улан-Удэ в точках:

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

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

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

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

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

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

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

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

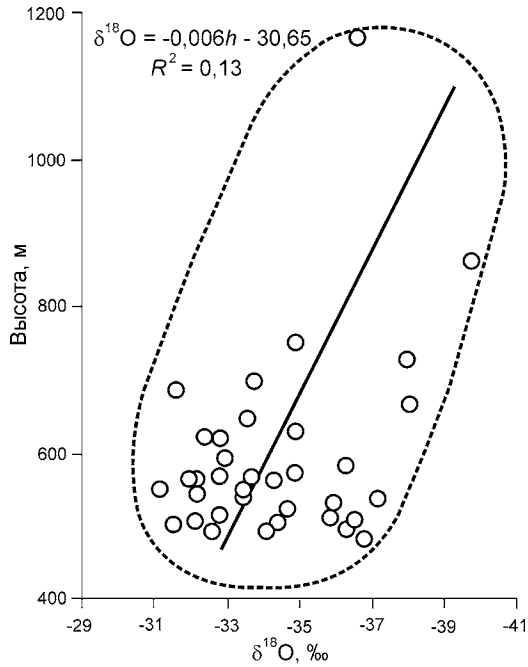


Рис. 5. Значения $\delta^{18}\text{O}$ поверхностного снега г. Улан-Удэ в зависимости от высоты: чёрная линия – линейная аппроксимация, пунктирная – тенденция

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

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

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

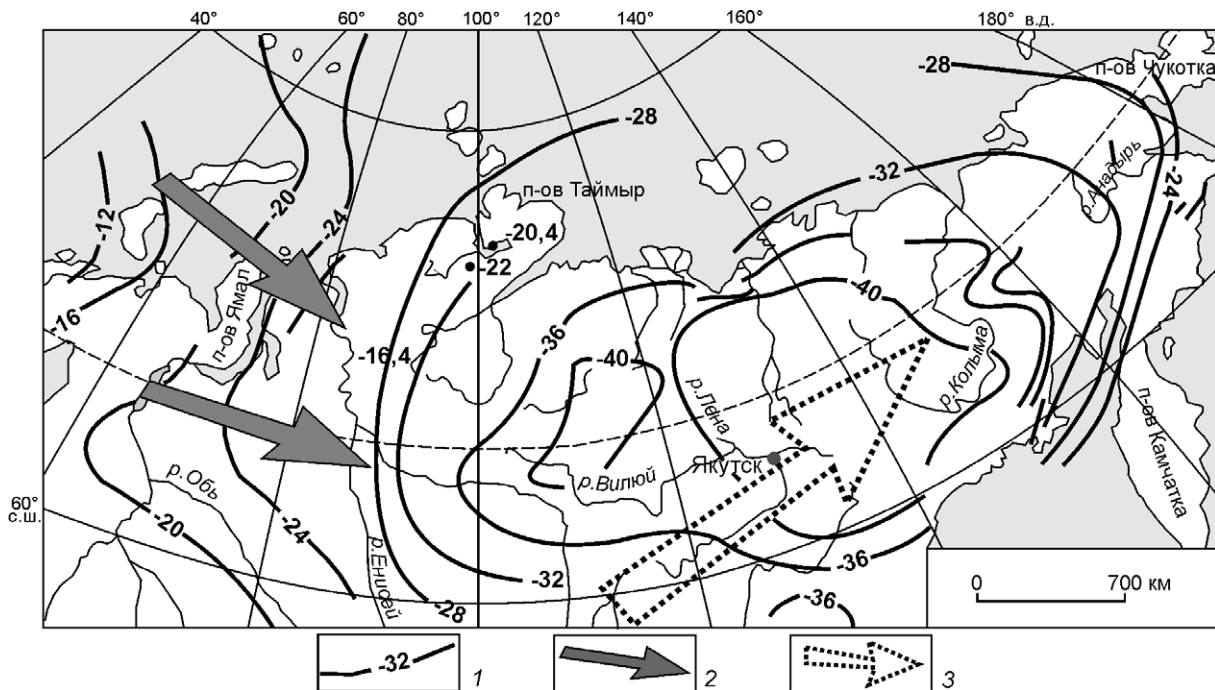


Рис. 6. Изотермы января, $^\circ\text{C}$:

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

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

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

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

Выводы

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

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

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

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

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

Литература

1. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во Московского университета. 2000. 616 с.
2. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В. Тренд изотопного состава отдельного зимнего снегопада на северо-востоке Европы // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 3. С. 81–87.
3. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н. Высотный градиент распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 1. С. 13–21.
4. Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Закономерности формирования стратиграфии снежного покрова // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 58–72.
5. Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 288 с.
6. Сорокина О.И., Власов Д.В., Голованов Д.Л., Шинкарева Г.Л., Алексеенко А.В., Алексеенко И.В., Васильчук Дж.Ю., Волобаев А.А., Костин А.С., Рыжов А.В., Аюржанаев А.А., Терская Е.В., Добрыднева Л.В., Хлынина Н.И. Техногенная геохимическая трансформация снежного покрова г. Улан-Удэ // Тр. Бурятского республиканского отделения Русского географического общества. 2014. Т. 19. С. 51–58.
7. Шейнкман В.С., Антипов А.Н. Байкальская палеоклиматическая летопись: дискуссионные вопросы ее возможной корреляции с древними оледенениями гор Сибири // География и прир. ресурсы. 2007. № 1. С. 5–13.
8. Araguás-Araguás L., Froehlich K., Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. P. 721–728.
9. Araguás-Araguás L., Froehlich K., Rozanski K. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture // Hydrological Processes. 2000. V. 14. P. 1341–1355.
10. Craig H. Isotope variation in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
11. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
12. Gat J. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1996. V. 24. P. 225–262.
13. Liu J., Song X., Sun X., Yuan G., Liu X., Wang S. Isotopic composition of precipitation over Arid Northwestern China and its implications for the water vapor origin // Journ. of Geogr. Sciences. 2009. V. 19. P. 164–174. doi:10.1007/s11442-009-0164-3
14. Merlivat L, Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84. P. 5029–5033.
15. Morley D.W., Leng M.J., Mackay A.W., Sloane H.J. Late glacial and Holocene environmental change in the Lake Baikal region documented by oxygen isotopes from diatom silica // Global and Planetary Change. 2005. V. 46. P. 221–233.
16. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. № 6735. P. 429–436.
17. Seal R.R., Shanks W.C. Oxygen and hydrogen isotope systematics of Lake Baikal, Siberia: Implications for

- paleoclimate studies // *Limnology. Oceanography*. 1998. V. 43. № 6. P. 1251–1261.
18. *Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Henderson K.A.* Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum // *Journ. of Quaternary Science*. 2000. V. 15. P. 377–394.
 19. *Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A.* Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data // *Boreas*. 2013. V. 43. № 1. P. 43–52.
 20. *Vitvar T., Aggarwal P., McDonnell J.* A review of isotope applications in catchment hydrology. *Isotopes in the Water Cycle*. 2005. Part 3: 151–169. doi:10.1007/1001-4020-3023-1001_1012
 21. *Yamanaka T., Tsujimura M., Oyunbaatar D., Davaa G.* Isotopic variation of precipitation over eastern Mongolia and its implication for the atmospheric water cycle // *Journ. of Hydrology*. 2007. V. 333. P. 21–34. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.07.022

Summary

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

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

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