

УДК 550.461

## ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДА ПЕЩЕР АСКИНСКАЯ И КИНДЕРЛИНСКАЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2023 г. Ю. Н. Чицова<sup>1,\*</sup>, **Е. В. Трофимова**, Е. О. Дубинина<sup>1</sup>, С. А. Коссова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

\*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.05.2022 г.

После доработки 22.06.2022 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

Оценены вариации изотопного ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) состава наледного льда в пещерах Аскинская и Киндерлинская (Южный Урал). Установлено, что источником льда были инфильтрационные воды длительного пребывания в порово-трещинном пространстве карбонатных пород, питание которых происходит преимущественно за счёт атмосферных осадков осенне-зимнего периода.

**Ключевые слова:** стабильные изотопы кислорода и водорода, пещерный лёд, инфильтрационные воды, Южный Урал

**DOI:** 10.31857/S2076673423010064, **EDN:** LZPQPA

### ВВЕДЕНИЕ

Из известных пещер со льдом Аскинская и Киндерлинская пещеры находятся на самых низких абсолютных отметках: 260 и 208 м соответственно. Аскинская пещера впервые исследована в 1902 г., а Киндерлинскую открыли в 1974 г. Пещерный лёд часто встречается в низкогорье средних широт, в основном, где среднегодовая температура воздуха составляет около  $0^\circ\text{C}$  (Kern et al., 2009), но с холодными зимами и специфическими условиями циркуляции воздуха в пещере. Лёд в пещерах имеет различный генезис: конжеляционный, сублимационный и осадочно-метаморфический. Источником пещерных льдов могут быть инфильтрационная вода, водяные пары и снег.

*Конжеляционные льды* характерны для пещер с суровым температурным режимом. Они делятся на наледи, к которым относятся покровы, сталактиты, сталагмиты, гребешки, каскады, драпировки и ансамбли – сочетания простых форм, а также льды, образовавшиеся из брызг воды – “экраны”, “коры обледенения” на полу и стенах пещер. *Сублимационные льды* формируются при охлаждении воздуха в ветровых (динамических) пещерах. На поверхности охлажденных горных пород и на льду образуются такие сублимационные формы, как иней, изморозь, кристаллы. *Осадочно-метаморфические льды* формируются из снега, попадающего в пещеру. Скопления снега возникают только в подземных полостях с большими входами. Часто пещерный лёд образован не

только снегом, но и смесью снега и талых вод, которые замерзают в порах снега и фирна.

Несмотря на поиски возможностей использования льда пещер как палеоклиматических архивов (Clausen et al., 2006; Bădăluța et al., 2020), эти льды остаются малоизученным компонентом криосферы. Большинство современных исследований пещерного льда проводилось в нескольких областях Альп (Luetscher et al., 2007; May et al., 2011; Morard et al., 2010) и Карпат (Fórizs et al., 2004; Kern et al., 2010; Perşoiu, Pazdur, 2011). В исследованиях пещерного льда основное внимание сосредоточено на установлении источников питания, а также поисках связи изотопного состава кислорода/водорода льда с температурой воздуха (Kern et al., 2009). Показано, что зимние осадки вносят определяющий вклад в формирование льда в пещере Фокуль Виу, Румыния (Fórizs et al., 2004), Добшинской пещере в Словакии (Clausen et al., 2006), пещере Вукусич в Хорватии (Kern et al., 2010), пещере Винтер Вандефул, США (Munroe, 2021), а участие летних и среднегодовых осадков отмечено для ледяных пещер Скэришоара в Румынских горах (Perşoiu, Pazdur, 2011), Монлезии в Швейцарии (Luetscher et al., 2007), Бортиг в Румынии (Kern et al., 2009), а также в верхних горизонтах льдов в пещере Мамутхеле в Австрии (Kern et al., 2011). Исследования пещеры Кавери де Люрс в Канаде (Lacelle et al., 2009) показали, что сезонный лёд на дне пещеры, как и сталактиты, и сталагмиты, сформирован из инфильтрационных вод, аккумулируемых в перекрывающих отложениях (эпикарстовой зоне).

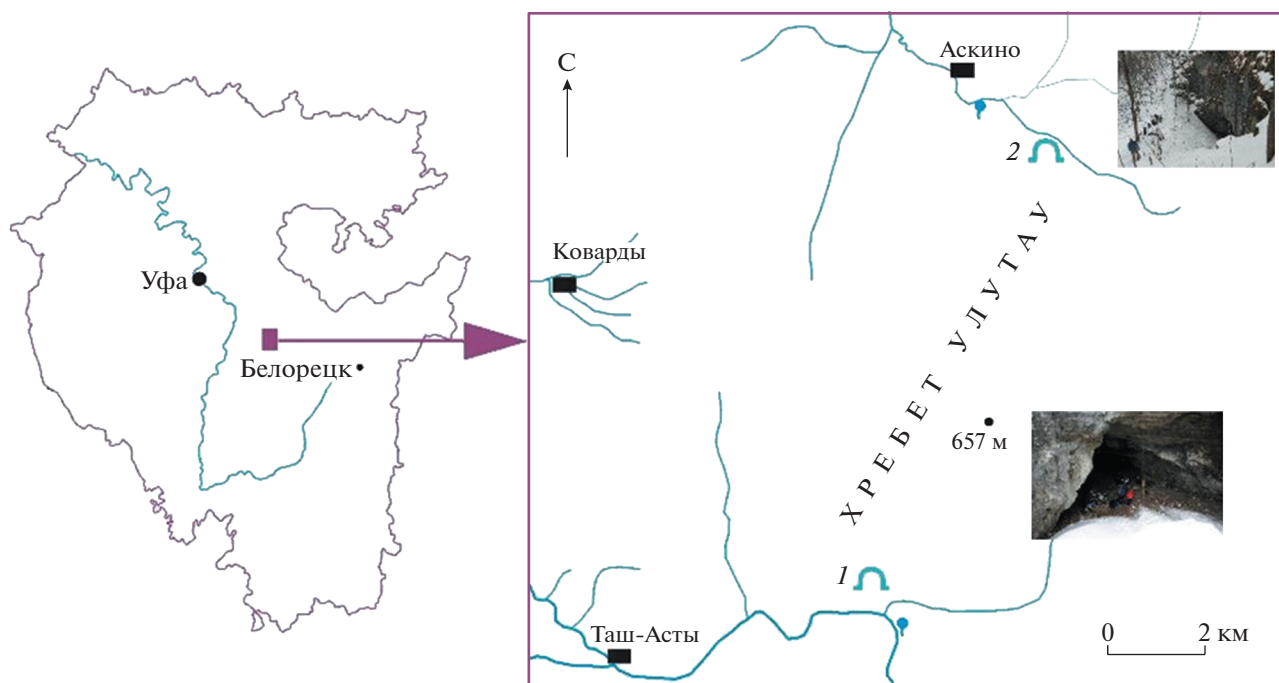


Рис. 1. Местоположение пещер: 1 – Киндерлинская, 2 – Аскинская.

Fig 1. Location of caves: 1 – Kinderlinskaya, 2 – Askinskaya.

Задача работы – установление механизмов образования многолетнего льда в Аскинской и Киндерлинской пещерах Южного Урала, а также источника вод и процессов, ответственных за формирование изотопных параметров пещерных льдов.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Район исследований.** Аскинская ( $54^{\circ}14'$  с.ш.,  $56^{\circ}54' 10$  в.д.) и Киндерлинская ( $54^{\circ}9'$  с.ш.,  $56^{\circ}51'$  в.д.) пещеры расположены в 100 км на юго-восток от города Уфа (Республика Башкортостан) в пределах горного хребта Улутау, максимальная абсолютная высота которого составляет 657 м (рис. 1). Аскинская пещера находится на высоте 60 м над руслом р. Караньюрт, а Киндерлинская – на высоте 70 м над руслом р. Большая Киндерля. Таким образом, относительные превышения над уровнем дренирования у этих пещер различаются мало. Входы в пещеры расположены на верхних участках склонов речных долин. Вход в Аскинскую пещеру длиной более 20 м и высотой около 9 м обращен на северо-восток, а вход в Киндерлинскую имеет высоту 12 м и ширину около 7 м и выходит на юг. Обе пещеры расположены в отложениях известняков верхнего девона. Климат территории – континентальный: средняя годовая температура воздуха составляет  $2.2^{\circ}\text{C}$  при годовой амплитуде  $36^{\circ}\text{C}$ , в год выпадает 740–750 мм осадков, из которых около 30% приходится на хо-

лодный период года. В регионе формируется устойчивый снежный покров, толщина которого достигает 0.7–0.8 м. Для обеих пещер характерно широкое распространение таких снежно-ледовых образований как наледи-покровы, ледяные сталактиты, ледяные сталагмиты, ледяные кристаллы и снежки (Кудряшов, 1965; Vakhrushev, 1972; Соколов, 2008). Сезонные льды формируются около входов в подземные полости или в их внутренних частях под трещиноватыми или расположенными близко к дневной поверхности сводами, где летние температуры поднимаются выше  $0^{\circ}\text{C}$ . Многолетние льды приурочены к тем участкам пещер, где среднегодовые температуры отрицательны, а летние – близки к  $0^{\circ}\text{C}$ . Пещера Аскинская относится к статическому микроклиматическому типу (Luetscher, Jeannin, 2004; Trofimova, 2019). Это – одна из крупнейших на Южном Урале подземная полость мешкообразного типа с наледью. Площадь наледи около 5 тыс.  $\text{m}^2$ , толщина её изменяется от 60–62 см в центре зала до 2 м в его северо-западной части.

Киндерлинская пещера – крупнейшая по длине и амплитуде горизонтальная пещера Южного Урала. Многолетняя наледь расположена у основного входа, её длина составляет около 120 м при ширине 6–12 м, толщина льда изменяется от нескольких сантиметров у входа до 7–8 м в центральной части наледи. Сбоку от основной наледи опробован ледяной колодец, представляющий собой круто падающую вниз ледяную стенку.

С нижнего уровня пещеры этот колодец выглядит как подводная часть корабля, поэтому назван Летучий голландец.

**Отбор образцов.** В летний период 2019 г. в пещерах Аскинская и Киндерлинская ручным механическим ледовым буром ПИ-8 лёд пробурен до глубины 2 м. В Аскинской пещере бурение велось в северо-западной, наиболее мощной выровненной части наледного тела, в 25 м от входа в пещеру в несколько этапов. В Киндерлинской пещере бурение льда было организовано в районе плоской площадки, расположенной в середине уступа высотой около 4 м и в 30 м от входа. Ледяные керны разрезались на отдельные части длиной 20 см, которые упаковывались в двойные zip-пакеты. В стационарных условиях лёд расплавляли, отстаивали восемь часов, а затем талую воду переливали в стерильные пробирки объёмом 15 мл с завинчивающейся крышкой (производство компании Corning) и герметизировали парафиновой лентой.

**Изотопный анализ кислорода и водорода.** Определения изотопного состава кислорода и водорода в отобранных пробах были выполнены в Лаборатории геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Изотопный состав кислорода определяли методом изотопного уравнивания в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) с использованием масс-спектрометра DELTA V+ (Thermo Co., Germany), совмещенного с GasBench-II периферией. Изотопный состав водорода измеряли методом разложения пробы на металлическом хrome с использованием периферии H/Device и масс-спектрометра DELTA-plus (Thermo Co., Germany). Все измеренные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  калибровались в шкале V-SMOW-SLAP, точность измерений составила  $\pm 0.05$  и  $\pm 0.3\text{‰}$  соответственно.

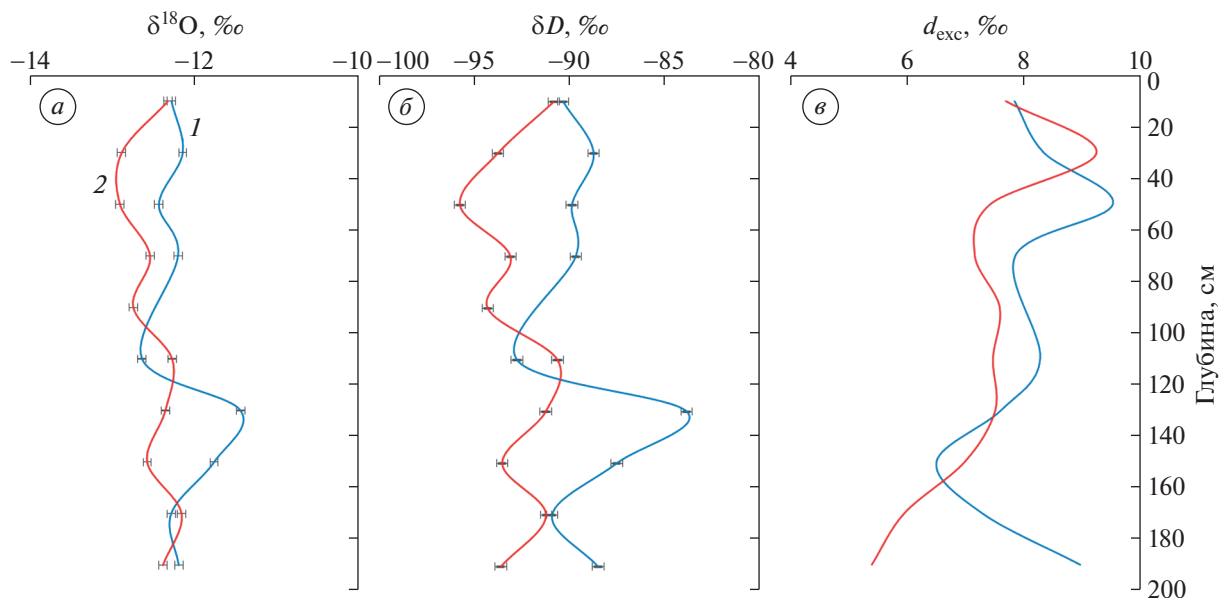
РЕЗУЛЬТАТЫ

Для всех изученных образцов пещерного льда характерен узкий диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  с незначительными вариациями относительно среднего значения:  $\delta^{18}\text{O} = -12.14 \pm 0.25$  и  $-12.5 \pm 0.22\text{‰}$  (Аскинская пещера) и  $\delta\text{D} = -89.1 \pm 1.8$  и  $-92.8 \pm 1.5\text{‰}$  (Киндерлинская пещера) (рис. 2, табл. 1). Близость изотопных параметров указывает на общий источник воды для формирования льда в этих пещерах. Кроме того, полученные составы близки к среднепогодным среднегодовым значениям  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  атмосферных осадков региона. Согласно данным многолетних наблюдений сети GNIP на ближайшей к району исследований метеостанции в городе Пермь (WMO code 2822500), среднегодовые значения  $\delta^{18}\text{O}$  осадков для семи лет наблюдений варьировали от  $-10.84$  до  $-14.48\text{‰}$  при вариациях среднегодовых

**Таблица 1.** Изотопные параметры ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  и  $d_{\text{exc}}$ ) пещерных льдов

Номер пробы	Глубина, см	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta\text{D}$ , ‰	$d_{\text{exc}}$ , ‰
<i>Аскинская пещера</i>				
A-1	0-20	-12.27	-90.31	7.8
A-2	20-40	-12.13	-88.70	8.3
A-3	40-60	-12.42	-89.84	9.5
A-4	60-80	-12.19	-89.65	7.8
A-5	100-120	-12.63	-92.73	8.3
A-6	120-140	-11.42	-83.79	7.6
A-7	140-160	-11.75	-87.48	6.5
A-8	160-180	-12.27	-90.89	7.3
A-9	180-200	-12.18	-88.46	9.0
A-10	Сталагмит	-11.61	-85.57	7.3
A-11	Дождь	-5.07	-44.71	-4.2
<i>Киндерлинская пещера</i>				
K-1	0-20	-12.31	-90.79	7.7
K-2	20-40	-12.87	-93.75	9.2
K-3	40-60	-12.89	-95.74	7.4
K-4	60-80	-12.53	-93.08	7.1
K-5	80-100	-12.73	-94.28	7.6
K-6	100-120	-12.26	-90.60	7.5
K-7	120-140	-12.34	-91.22	7.5
K-8	140-160	-12.56	-93.52	7.0
K-9	160-180	-12.14	-91.21	5.9
K-10	180-200	-12.37	-93.59	5.4
K-11	Сталагмит	-11.26	-84.05	6.1
K-12	Дождь	-8.83	-59.81	10.8
K-13	Летучий голландец (в разных частях ледяной стенки)	-11.30	-84.67	5.7
K-14		-10.58	-77.88	6.7
K-15		-11.29	-83.72	6.6
K-16		-12.42	-91.65	7.8
K-17		-10.36	-81.69	1.2
K-19	Инфильтрат	-13.01	-95.78	8.3

значений  $\delta\text{D}$  (для трёх лет наблюдений) от  $-87$  до  $-96.6\text{‰}$ . Несмотря на ограниченное число данных, имеющихся в базе GNIP, они дают общее представление об изотопных параметрах средне-взвешенных атмосферных осадков региона, что позволяет уверенно считать, что лёд данных пещер сформирован именно за счёт атмосферных осадков.



**Рис. 2.** Распределение значений: *a* –  $\delta^{18}\text{O}$ ; *b* –  $\delta\text{D}$ ; *v* – величины дейтериевого эксцесса ( $d_{\text{exc}}$ ) льда по глубине; 1 – Аскинская пещера; 2 – Киндерлинская пещера.

**Fig. 2.** Distribution values: *a* –  $\delta^{18}\text{O}$ ; *b* –  $\delta\text{D}$ ; *v* – deuterium excess ( $d_{\text{exc}}$ ) of ice over the depth; 1 – Askinskaya cave; 2 – Kinderlinskaya cave.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Обоснование инфильтрационной природы источника пещерного льда.** Величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  льда Аскинской и Киндерлинской пещер соответствуют среднегодовым значениям  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  осадков региона. К составу атмосферных осадков близки изотопные параметры инфильтрата, собранного в пещерах, который несет метку осредненных атмосферных осадков. Таким образом, как уже отмечалось, можно считать, что именно инфильтрующиеся атмосферные воды – источник льда в этих пещерах, а данный вид пещерного льда – классическая конжеляционная наледь. Отметим, что в изотопных параметрах пещерного льда не проявлены экстремальные сезонные сигналы атмосферных осадков. С ноября по март осадки в данном районе характеризуются следующими среднемесячными величинами: согласно OIPC (<https://wateriso.utah.edu>) –  $\delta^{18}\text{O} = -15.5...-19.2\text{‰}$  и  $\delta\text{D} = -111...-140\text{‰}$ ; согласно GNIP (<https://nucleus.iaea.org/wiser>) –  $-16.6...-19.5\text{‰}$  и  $-127.5...-141.6\text{‰}$  соответственно. Летние осадки имеют такие значения: согласно OIPC –  $\delta^{18}\text{O} = -6.2...-9.2$  и  $\delta\text{D} = -36...-65\text{‰}$ ; согласно GNIP –  $-7.76...-11.3\text{‰}$  и  $-61...-72\text{‰}$  соответственно. Однако все измеренные величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  пещерного льда варьируют в крайние узких пределах, что указывает на высокую степень гомогенизации изотопного сигнала атмосферных осадков и, следовательно, или на большой объём подземного резервуара, или на большое время пребывания

вод в подземном коллекторе. Эти данные показывают, что зимний снег, попадающий в пещеры через большие открытые входы (например, в Киндерлинской, где наледь расположена непосредственно у входа), не участвует в образовании льда.

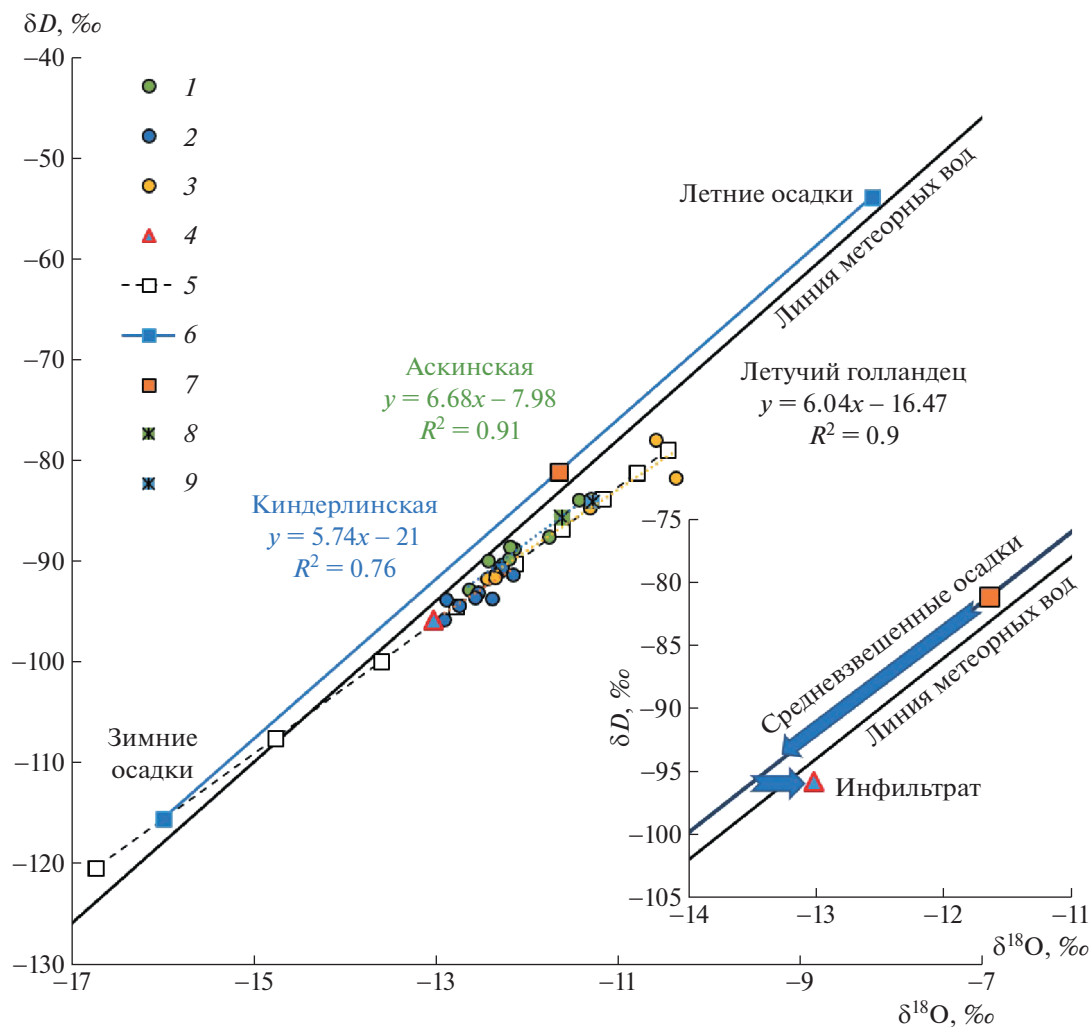
### Формирование изотопных параметров льда.

На конжеляционную природу изученных наледей указывают наклоны на  $\delta\text{D}$ – $\delta^{18}\text{O}$  диаграмме, характерные для льда обеих пещер (рис. 3). При конжеляционном льдообразовании объём воды ограничен, и система близка к закрытой, в которой величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  образующегося льда описываются уравнением рэлеевского истощения (Souchez, Jouzel, 1984):

$$\delta_i = (\delta_0 + 1000)f^{(\alpha-1)} - 1000,$$

где  $\delta_i$  – значения  $\delta^{18}\text{O}$  образованного льда;  $\delta_0$  – значения  $\delta^{18}\text{O}$  начальной воды;  $f$  – доля остающейся воды;  $\alpha$  – коэффициент фракционирования в системе вода–лёд.

При этом наклон линии на  $\delta\text{D}$ – $\delta^{18}\text{O}$  диаграмме будет меньше, чем при равновесном льдообразовании в открытой системе (Lacelle, 2011). Для замерзающего инфильтрата с изотопными параметрами  $\delta^{18}\text{O} = -13$  и  $\delta\text{D} = -76\text{‰}$  расчётный наклон линии в координатах  $\delta\text{D}$ – $\delta^{18}\text{O}$  составляет 6.6. Для Аскинской и Киндерлинской пещер составы льда лежат вдоль расчётной линии рэлеевского истощения при замерзании воды с изотопными параметрами инфильтрата (см. рис. 3).



**Рис. 3.** Изотопные характеристики опробованных льдов и расчётные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  конжеляционного льда, кристаллизующегося из инфильтрата в закрытой системе: 1 – лёд Аскинской пещеры; 2 – лёд Киндерлинской пещеры; 3 – ледяной колодец Летучий голландец; 4 – инфильтрат; 5 – расчёт Рэлеяевской кристаллизации в закрытой системе; 6 – средневзвешенные осадки; 7 – среднегодовые осадки; 8 – ледяной сталагмит в Аскинской пещере; 9 – ледяной сталагмит в Киндерлинской пещере.

**Fig. 3.** Isotopic parameters of ice and the calculated  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  values of congelation ice crystallizing from the infiltrate in a closed system: 1 – ice body of Askinskaya cave; 2 – ice body of Kinderlinskaya cave; 3 – ice well Flying Dutchman; 4 – infiltrate; 5 – calculation of Rayleigh crystallization in a closed system; 6 – mean weighted precipitation; 7 – mean annual precipitation; 8 – ice stalagmite in Askinskaya cave; 9 – ice stalagmite in the Kinderlinskaya cave.

Некоторые отклонения от расчётной линии связаны с разной мощностью слоя намерзающего льда за сезон (Lacelle et al., 2009) и разной скоростью льдообразования (Souchez et al., 1987; 2000). Например, для классической наледи в верховьях р. Фирт, Северный Юкон (Clark, Lauriol, 1997), установлено три цикла намерзания льда в закрытой системе и точно определены коэффициенты изотопного фракционирования вода–лёд. Для каждого цикла эти коэффициенты оказались разными, что авторы связали с разной скоростью и толщиной слоя промерзающей воды (Clark, Lauriol, 1997). Прямые наблюдения за порциями конжеляционного льда и остающейся водой в пещере

Скэришоара (Румыния) позволили установить величины коэффициентов фракционирования вода–лёд (1.0018–1.0013 для изотопов кислорода и 1.008–1.013 для изотопов водорода, Persoiu et al., 2011), которые существенно ниже экспериментально определенных равновесных коэффициентов фракционирования – 1.0031 и 1.021 соответственно (Lehmann, Siegenthaler, 1991). Многолетние наледи в пещерах Киндерлинская и Аскинская, судя по небольшому диапазону величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ , формировались за счёт прироста тонких слоев воды, промерзающих с высокой скоростью.

В Аскинской пещере эффекты конжеляционного льдообразования в закрытой системе ярко

выражены для льда ледяного колодца Летучий голландец. Для подобных ледяных структур характерно медленное образование льда в условиях, близких к реализации изотопного равновесия в системе вода–лёд. Для льда этого колодца наклон линии корреляции в координатах  $\delta D$ – $\delta^{18}O$  близок к теоретическому наклону рэлеевского истощения при замерзании инфильтрата с параметрами  $\delta^{18}O = -13\text{‰}$  и  $\delta D = -76\text{‰}$  (см. рис. 3). Изотопные характеристики двух сталагмитов, опробованных в обеих пещерах, лежат в области тренда рэлеевского истощения и представляют собой первые порции замерзающего инфильтрата: инфильтрационные воды попадают на поверхность наледи, стекая по поверхности сталагмитов, где формируются тонкие слои льда, а оставшаяся вода капает вниз и замерзает, образуя наледь.

**Формирование изотопных характеристик воды инфильтрата.** Как уже отмечалось, изотопные характеристики изученного пещерного льда указывают на его инфильтрационное происхождение. Изотопный состав инфильтрата, изученного нами, отвечает среднегодовым значениям осадков  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , указывая на усреднение воды атмосферных осадков в порово-трещинном пространстве пород-коллекторов. Однако изотопные параметры осредненных (средневзвешенных) атмосферных осадков региона ( $\delta^{18}O = -11.6$  и  $\delta D = -81.1\text{‰}$ ) отличаются от состава инфильтрата ( $\delta^{18}O = -13$  и  $\delta D = -76\text{‰}$ ). Для оценки средневзвешенных изотопных параметров атмосферных осадков региона применен онлайн OIPC-калькулятор (<https://wateriso.utah.edu>), позволивший рассчитать среднемесячные величины  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  осадков для координат и абсолютных высот каждой из пещер с учетом количества выпадающих осадков за последние пять лет по данным ближайшей метеостанции (город Стерлитамак).

Координаты точки инфильтрата на  $\delta D$ – $\delta^{18}O$  изотопной диаграмме не соответствуют точке среднегодовых средневзвешенных атмосферных осадков и не лежат на линии смещения летних и зимних осадков. Инфильтрат имеет более низкие величины  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  по сравнению со среднегодовыми атмосферными осадками. Это указывает на превалирование в составе инфильтрата атмосферных осадков зимнего периода. Согласно расчету по OIPC-калькулятору, изотопные параметры зимних (ноябрь–апрель) осадков составляют  $\delta^{18}O = -16$  и  $\delta D = -115.5\text{‰}$ , а летних –  $\delta^{18}O = -8.2$  и  $\delta D = -53.8\text{‰}$  (май–октябрь). Согласно изотопному балансу, состав инфильтрата соответствует вкладу 68% осадков зимнего периода и 32% летнего. Расчет проведен по величине  $\delta D$ , которая ведет себя нейтрально при взаимодействии вода–порода. Полученное соотношение 2:1 показывает, что подземный коллектор пополняется в большей степени за счёт талых снеговых

вод, чем за счёт летних осадков. К похожему результату привело изучение изотопного состава кислорода сталагмитов Киндерлинской пещеры (Baker et al., 2017). Действительно, летние атмосферные осадки в зоне континентального климата существенно подвержены испарению и попадают в подземные коллекторы лишь частично.

Проведенный балансовый расчёт позволяет объяснить отклонение состава инфильтрата от точки среднегодовых осадков, но он не объясняет того факта, что точка состава инфильтрата не лежит на линии атмосферных осадков региона и отклоняется от нее вправо, в сторону возрастания величины  $\delta^{18}O$  на  $0.5\text{‰}$  (см. рис. 3). Вероятно, это связано с проявлением эффекта взаимодействия инфильтрационных вод с материалом вмещающих пород-коллекторов. Данный процесс часто выражен в районах карбонатного карста, к которому принадлежат обе пещеры. Как в Аскинской, так и в Киндерлинской пещерах отмечалось присутствие криогенного кальцита и криогенной муки на поверхности льда (Кадебская, 2016), что указывает на участие окружающих карбонатных пород в формировании солевого состава инфильтрационных вод в этих пещерах. С таким выводом согласуется и длительное время пребывания воды в закарстованных породах, приводящее к эффективной гомогенизации изотопного сигнала атмосферных осадков.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Лёд Аскинской и Киндерлинской пещер характеризуется узким диапазоном значений  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  с очень незначительными их вариациями по глубине:  $-11.42\text{‰}$ – $-12.89\text{‰}$  и  $-83.8\text{‰}$ – $-95.7\text{‰}$  соответственно. Инфильтрат, опробованный в Киндерлинской пещере, близок по составу к данному диапазону ( $\delta^{18}O = -13$ ,  $\delta D = -76\text{‰}$ ). Как для Аскинской, так и для Киндерлинской пещер составы льда лежат вдоль расчётной линии рэлеевского истощения в закрытой системе при замерзании воды с изотопными параметрами данного инфильтрата. Таким образом, инфильтрационное происхождение льдов Киндерлинской и Аскинской пещер можно считать доказанным. Многолетние наледи в этих двух пещерах, судя по небольшому диапазону величин  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$ , формировались за счёт прироста тонких слоев воды, промерзающих с высокой скоростью. Изотопные параметры льда колодца Летучий голландец ( $\delta^{18}O = -10.36\text{‰}$ – $-12.42\text{‰}$ ;  $\delta D = -77.9\text{‰}$ – $-91.6\text{‰}$ ) наиболее полно соответствуют модели изотопного рэлеевского истощения, характерного для образования льда в закрытой системе. Это свидетельствует о медленном образовании льда в условиях, близких к реализации изотопного равновесия в системе вода–лёд.

Изотопные характеристики инфильтрационных вод, поступающих в пещеры, указывают на высокую степень осреднения изотопного сигнала атмосферных осадков в порово-трещинном пространстве пород. В составе инфильтрата преобладают осадки зимнего сезона: соотношение зимних и летних осадков составляет около 2:1. Кроме того, в изотопных характеристиках инфильтрата прослеживается влияние процессов взаимодействия с карбонатным материалом пород-коллекторов, что приводит к изотопно-кислородному сдвигу от состава локальных атмосферных осадков на 0.5‰. Это наблюдение служит дополнительным аргументом в пользу длительного пребывания инфильтрационных вод в порово-трещинном пространстве пород-коллекторов до

момента их разгрузки в виде пещерного инфильтрата. Инфильтрационный тип питания пещерных льдов, а также свидетельства длительного осреднения изотопного сигнала атмосферных осадков исключают возможность использования пещерных льдов в качестве климатического (палео)архива.

**Благодарности.** Работы выполнены в рамках государственного задания ИГЕМ РАН и государственного задания Института географии РАН (№ 0148–2019–0005).

**Acknowledgements.** The work was carried out within the framework of the State Assignment of the IGEM RAS and the State Assignment of the Institute of Geography RAS (№ 0148–2019–0005).

---

**Citation:** Chizhova Ju.N., Trofimova E.V., Dubinina E.O., Kossova S.A. Investigation of isotopes of ice in the Askinskaya and Kinderlinskaya caves (Southern Urals). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (1): 85–92 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010064

---

## Investigation of Isotopes of Ice in the Askinskaya and Kinderlinskaya Caves (Southern Urals)

Ju. N. Chizhova<sup>a, #</sup>, E. V. Trofimova, E. O. Dubinina<sup>a</sup>, and S. A. Kossova<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

<sup>#</sup> *e-mail: eacentr@yandex.ru*

The aim of this work was to determine mechanisms of formation of perennial ice in caves of the Southern Urals, as well as to find sources of water and processes responsible for the formation of isotopic parameters of the cave ice. Isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  were investigated. The caves Askinskaya and Kinderlinskaya are the most famous ones in the Southern Urals located at the lowest levels a.s.l. (260 and 208 m, respectively). In the summer of 2019, samples of perennial ice and infiltration water were taken in both caves. Ices of the Askinskaya and Kinderlinskaya caves are characterized by a narrow range of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  values with very slight variations in depth:  $-11.42\text{‰}$ – $-12.89\text{‰}$  and  $-83.8\text{‰}$ – $-95.7\text{‰}$ , respectively. Values the isotopes in the infiltration water sampled in the Kinderlinskaya cave are:  $\delta^{18}\text{O} = -13$  and  $\delta\text{D} = -76\text{‰}$ . For both Askinskaya and Kinderlinskaya caves, the isotopic parameters of ice correspond to the calculated line of Rayleigh crystallization in a closed system when water with the isotopes freezes. The narrow range of values  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  suggests that aufeis (naleds) existing in caves for many years are the congelation (hydrogenic) ice formed by the growth of thin water layers freezing through at a high rates. Infiltration waters are formed mainly due to the precipitation of the winter seasons. The ratio between winter and summer precipitation is about 2:1. The infiltration type of the cave ice alimentation as well as evidence of long time of averaging of the isotopic signal in the atmospheric precipitation do not allow to use the cave ices as a climatic (paleo)archive.

**Keywords:** stable isotopes of oxygen and hydrogen, cave ice, infiltration waters, Southern Urals

### REFERENCES

- Badaluta C.A., Persoiu A., Ionita M., Piotrowska N.* Stable isotopes in cave ice suggest summer temperatures in east-central Europe are linked to Atlantic Multidecadal Oscillation variability. *Climate of the Past*. 2020, 16: 2445–2458.
- Baker J.L., Lachniet M.S., Chervyatsova O., Asmerom Y., Polyak V.J.* Holocene warming in western continental Eurasia driven by glacial retreat and greenhouse forcing. *Nature Geoscience*. 2017, 10 (6): 430–435.
- Clark I., Lauriol B.* Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada: Insights into Permafrost Hydrogeology and Karst. *Arctic and Alpine Research*. 1997, 29 (3): 240–252.
- Clausen H., Varna K., Hansen S., Larsen L., Baker J., Sigaard-Andersen M.-L., Sjolte J., Landholm S.* Continental ice body in Dobşina Ice Cave – results of chemical and isotopic study. *Proc. of the 2<sup>nd</sup> Intern. Workshop on Ice Caves. Demanovska Dolina*. 2006: 29–37.
- Fórizs I., Kern Z., Szántó S., Nagy B., Palcsu L., Molnár M.* Environmental isotope study on perennial ice in the

- Focul Viu Ice Cave, Bihor Mountains, Romania. Theoretical and Applied Karstology. 2004, 17: 61–69.
- Kern Z., Bočić N., Horvatinić N., Fórizs I., Nagy B., László P. Palaeoenvironmental records from ice caves of Velebit Mountains – Ledena Pit and Vukušić Ice Cave, Croatia. The Cryosphere Discussions. 2010, 4: 1561–1591.
- Kadebskaya O.I. *Mineral'nyye i geokhimicheskiye indikatory prirodnykh protsessov v podzemnykh karstovyykh landshaftakh Urala. Dissertatsiya na soiskaniye uchenoy stepeni doktora geograficheskikh nauk.* Mineral and geochemical indicators of natural processes in the underground karst landscapes of the Urals. Dissertation for the degree of Doctor of Geographical Sciences. Perm, Perm. state nat. research university, 2016: 295 p. [In Russian]
- Кадебская О.И. Минеральные и геохимические индикаторы природных процессов в подземных карстовых ландшафтах Урала. Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2016. 295 с.
- Kern Z., Fórizs I., Pavuza R., Molnár M., Nagy B. Isotope hydrological studies of the perennial ice deposits of Saarhalle, Mammuthöhle, Dachstein Mts, Austria. Journ. of Cryosphere. 2011, 5: 291–298.
- Kern Z., Fórizs I., Perşoiu A., Nagy B. Stable isotope study of water sources and an ice core from Bortig Ice Cave (Romania). Data of glaciological studies. 2009, 107: 175–182.
- Kudryashov I.K. *Askinskaya ledyanaya peshchera.* Askinskaya Ice Cave. Guide-book for Bashkiria. Ufa: Bashknigoizdat, 1965: 425–430 [In Russian].
- Кудряшов И.К. Аскинская ледяная пещера // Путеводитель по Башкирии. Уфа: Башкнигоиздат, 1965. С. 425–430.
- Lacelle D. On the delta O-18, delta D and D-excess Relations in Meteoric Precipitation and During Equilibrium Freezing: Theoretical Approach and Field Examples. Permafrost and Periglacial Processes. 2011, 22: 13–25.
- Lacelle D., Lauriol B., Clark I.D. Formation of seasonal cave ice and associated cryogenic carbonates in Caverne de l'Ours, Quebec, Canada. Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures. Journ. of Cave and Karst Studies. 2009, 71 (1): 48–62.
- Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen and hydrogen isotope fractionation between ice and water. Journ. of Glaciology. 1991, 37 (125): 23–26.
- Luetscher M., Bolius D., Schwikowski M., Schotterer U., Smart P. Comparison of techniques for dating of sub-surface ice from Monlesi Ice Cave, Switzerland. Journ. of Glaciology. 2007, 53 (182): 374–384.
- Luetscher M., Jeannin P.Y. A process-based classification of alpine ice caves. Theoretical and Applied karstology. 2004, 17: 5–10.
- May B., Spötl C., Wagenbach D., Dublyansky Y., Liebl J. First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). The Cryosphere. 2011, 5: 81–93.
- Morard S., Bochud M., Delaloye R. Rapid changes of the ice mass configuration in the dynamic Diablotins ice cave – Fribourg Prealps, Switzerland. The Cryosphere Discussions. 2010, 4: 489–500.
- Munroe J.S. First investigation of Perennial Ice in Winter Wonderful Cave, Uinta Mountains, Utah, USA. The Cryosphere. 2021, 15: 863–881.
- Perşoiu A., Onac B.P., Wynn J.G., Bojar A.V., Holmgren K. Stable isotope behavior during cave ice formation by water freezing in Scărişoara Ice Cave, Romania. Journ. of Geophys. Research. 2011, 116: D02111.
- Perşoiu A., Pazdur A. Ice genesis and its long-term dynamics in Scărişoara Ice Cave, Romania. Journ. of Geophys. Research. Atmos. 2011, 4: 1909–1929.
- Souchez R., Jouzel J. On the isotopic composition in  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of water and ice during freezing. Journ. of Glaciology. 1984, 30 (106): 369–372.
- Sokolov Yu.V. *Led v peshcherakh Bashkortostana.* Ice in caves of Bashkortostan. *Biologicheskoye raznoobrazie, speleologicheskoye ob'yekty i istoriko-kul'turnoye naslediye okhranyayemykh prirodnykh territoriy Respubliki Bashkortostan.* Biological diversity, speleological objects and historical-cultural heritage of the protected areas of the Republic Bashkortostan. V. 3. Ufa: Inform-reklama, 2008: 184–196 [In Russian].
- Соколов Ю.В. Лёд в пещерах Башкортостана // Биологическое разнообразие, спелеологические объекты и историко-культурное наследие охраняемых природных территорий Республики Башкортостан. Вып. 3. Уфа: Информреклама, 2008. С. 184–196.
- Souchez R., Tison J.L., Jouzel J. Freezing rate determination by the isotopic composition of the ice. Geophys. Research Letter. 1987, 14: 599–602.
- Souchez R., Jouzel J., Lorrain R., Sleewaegen S., Stiévenard M., Verbeke V. A kinetic isotope effect during ice formation by water freezing. Geophys. Research Letter. 2000, 27: 1923–1926.
- Trofimova E.V. Ice caves of the Siberia: genesis and morphological features. Journ. of Environ. Earth Sci. 2019, 78 (3): 2134–2149
- Vakhrushev G.V. Ice caves in carbonate rocks of Bashkiria. Caves. 1972: 12: 108–117.