

СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД И ЛЬДА

УДК 551.345

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-1(3-22)

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ ^{18}O И D В ПЕЩЕРНЫХ ЛЬДАХ
НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА “ЛЕНСКИЕ СТОЛБЫ” (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

А.А. Галанин

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

Исследованы особенности строения, оледенения и температурного режима пещер Сказка и Скалолазов, расположенных в пределах Национального природного парка “Ленские столбы” в бассейне среднего течения р. Лены (Якутия, Восточная Сибирь). Обсуждаются особенности геометрии “теплых” и “холодных” пещер, оказывающих влияние на характер воздушной циркуляции, тепловой режим и пещерное оледенение в разные сезоны года. Впервые приводятся данные об изотопном составе (^{18}O и D) разных типов десублимационных льдов, позволяющие достаточно уверенно их отличить от других типов наземных и подземных льдов региона. Установлено, что источниками питания пещерных льдов являются осадки теплого времени года. Выявлена горизонтальная зональность в распределении десублимационных кристаллов льда и их изотопного состава. Установлено, что во внутренних зонах с температурой около $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ формируются столбчатые кристаллы крайне тяжелого состава ($\delta^{18}\text{O} = -(12.2 \pm 0.7)\text{ }_{\text{‰}}$, $\delta\text{D} = -(99.2 \pm 4.7)\text{ }_{\text{‰}}$, $d_{\text{exc}} = -2.0 \pm 0.8$). В транзитной зоне формируются пластинки со спиралевидной структурой следующего состава: $\delta^{18}\text{O} = -(14.9 \pm 1.6)\text{ }_{\text{‰}}$, $\delta\text{D} = -(118.3 \pm 12.0)\text{ }_{\text{‰}}$, $d_{\text{exc}} = 1.0 \pm 0.9$. Наиболее легкими ($\delta^{18}\text{O} = -(21.2 \pm 0.8)\text{ }_{\text{‰}}$, $\delta\text{D} = -(178.0 \pm 4.7)\text{ }_{\text{‰}}$, $d_{\text{exc}} = -8.2 \pm 1.5$) являются десублимационные льды, формирующие пояс мелкокристаллической изморози вблизи входа в пещеру.

Десублимация, десублимационный лед, подземный лед, пещеры, стабильные изотопы воды, криолитозона, “Ленские столбы”, Центральная Якутия, Восточная Сибирь

STABLE ISOTOPES ^{18}O AND D IN CAVE ICE
OF THE NATIONAL NATURE RESERVE LENA PILLARS (EASTERN SIBERIA)

A.A. Galanin

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

The structure, origin and temperature regime of caves located within the Lena Pillars National Nature Reserve in the middle stream of Lena River (Yakutia, Eastern Siberia), have been considered. Specific features of the configurations of “warm” and “cold” caves largely influencing air circulation and seasonal changes in the thermal regime are discussed. The first ever data are provided on the isotopic composition (^{18}O and D) of various types of hoar ice, allowing to reliably discriminate them between the different types of surface and ground ice in the area. It has been established that the moisture of cave ice is sourced from the warm season precipitation. A horizontal zoning was revealed in distributions of hoar ice crystals and their isotopic composition. Columnar crystals of extremely heavy isotopic composition was found to form in the internal zones with temperature averaging about $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\delta^{18}\text{O} = -(12.2 \pm 0.7)\text{ }_{\text{‰}}$, $\delta\text{D} = -(99.2 \pm 4.7)\text{ }_{\text{‰}}$, $d_{\text{exc}} = -2.0 \pm 0.8$), while plates with spiral structure formed in the transition zone have the following composition: $\delta^{18}\text{O} = -(14.9 \pm 1.6)\text{ }_{\text{‰}}$, $\delta\text{D} = -(118.3 \pm 12.0)\text{ }_{\text{‰}}$, $d_{\text{exc}} = 1.0 \pm 0.9$. The lightest composition ($\delta^{18}\text{O} = -(21.2 \pm 0.8)\text{ }_{\text{‰}}$, $\delta\text{D} = -(178.0 \pm 4.7)\text{ }_{\text{‰}}$, $d_{\text{exc}} = -8.2 \pm 1.5$) has been established for hoar ice forming a belt of fine-crystalline hoar frost near a cave entrance.

Condensation, hoar ice, ground ice, caves, stable isotopes of water, cryolithozone, Lena Pillars, Central Yakutia, Eastern Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Имеющиеся к настоящему времени данные об изотопном составе (^{18}O и D) криолитозоны Сибири характеризуют преимущественно конжеляционные (гидрогенные) типы подземных льдов (полигонально-жильные, пластовые, текстурные) [Ва-

сильчук, 1992, 2006; Деревягин и др., 2010; Буданцева, Васильчук, 2017; Васильчук и др., 2019; Voerboom et al., 2013; Meyer et al., 2015], а также осадочно-метаморфические льды современных ледников [Галанин и др., 2015; Буданцева и др., 2016].

Вариация изотопных составов (^{18}O и D) конжеляционных льдов связана с разными механизмами формирования тех или иных типов, а также изотопными различиями источников H_2O . Наиболее легкий состав, близкий к снеговому расплаву, характерен для сингенетических полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) едомной свиты [Васильчук, 1992, 2006; Деревягин и др., 2010], что подтверждает их формирование в результате замерзания инфильтрующихся в мерзлотные трещины талых снеговых вод.

При эпигенетическом промерзании влажных отложений происходят миграция и сегрегация исходной влаги с выделением грунтовых льдов в виде разнообразных криогенных текстур: массивные, шпировые, сетчатые, решетчатые и др. Эти льды также относятся к конжеляционным, однако их состав значительно тяжелее, чем ПЖЛ, и проявляет признаки существенного испарительного фракционирования [Деревягин и др., 2010]. Эти признаки характерны также для сингенетических ПЖЛ ультраконтинентальной криолитозоны [Буданцева, Васильчук, 2017].

Осадочно-метаморфические льды, в отличие от конжеляционных, формируются преимущественно путем уплотнения и перекристаллизации твердых осадков и распространены главным образом в ледниках, а также в реликтовых ледяных ядрах морен и каменных глетчеров. Изотопные составы ледников хребта Сунтар-Хаята (Восточная Якутия) сходны со снежными осадками холодного времени года, в результате перекристаллизации которых они образуются [Галанин и др., 2015; Буданцева и др., 2016].

Кроме указанных типов, в природе встречаются так называемые десублимационные (аблимационные) льды [Основы..., 1996; Базарова и др., 2014], формирующиеся путем прямой конденсации атмосферного водяного пара в лед, минуя жидкую фазу. В отличие от гидрогенных и осадочно-метаморфических льдов, они, как правило, не образуют значительных объемов, но часто встречаются в виде сезонной и многолетней кристаллической изморози в пустотах и трещинах многолетнемерзлых пород (ММП), в горных выработках и пещерах холодных регионов [Максимович, 1947; Дмитриев, 1980; Мавлюдов, 2001а; Трофимова, 2006; Игловский, 2012; Базарова и др., 2014].

На территории России десублимационные льды наиболее изучены в Кунгурской пещере на Урале [Кунгурская..., 2005]. В 1882 г. известный русский кристаллограф Е.С. Федоров охарактеризовал здесь несколько кристаллических типов: призматические (игольчатые, столбчатые), пирамидальные (лотковые, гексагональные пластинки), рассеченные пластинки, дендриты и мелкокристаллическая изморозь кристаллов (цит. по: [Горбунова и др., 1993]). В Восточной Сибири де-

сублимационные и конжеляционные льды охарактеризованы в пещерах Прибайкалья [Трофимова, 2006; Базарова и др., 2014].

Главным отличием десублимационных льдов является то, что они формируются в широком диапазоне отрицательных температур от 0 до $-30\text{ }^\circ\text{C}$ и ниже при полном отсутствии жидкой фазы воды. Большая часть десублимационных льдов имеет сезонный характер и формируется в холодное время года. В теплый период они служат источником вторичных расплавов для формирования конжеляционных льдов (сталактитов, сталагмитов и др.) [Дмитриев, 1980; Мавлюдов, 2001б; Игловский, 2012].

На основе экспериментальных данных в Кунгурской пещере Е.П. Дорофеев выявил зависимость между температурой, относительной влажностью воздуха и типами десублимационных кристаллов [Кунгурская..., 2005]. Так, по мнению Е.П. Дорофеева, при избыточной влажности ($>100\%$) в интервале от -0.5 до $-3.0\text{ }^\circ\text{C}$ образуются пластинчатые, от -3 до $-5\text{ }^\circ\text{C}$ – игольчатые (столбчатые), от -5 до $-10\text{ }^\circ\text{C}$ – полые призмы (шестисекторные пирамиды), от -10 до $-20\text{ }^\circ\text{C}$ – разбитые на секторы пластинчатые кристаллы и ветвистые дендриты, от -20 до $-30\text{ }^\circ\text{C}$ – полые призмы. При относительной влажности менее 100% в интервале от -0.5 до $-3.0\text{ }^\circ\text{C}$ формируются пластинчатые, от -3 до $-10\text{ }^\circ\text{C}$ – бокаловидные и призматические (шестисекторные пирамиды), от -10 до $-20\text{ }^\circ\text{C}$ – сплошные толстые пластинки (в том числе скелетные), от -20 до $-30\text{ }^\circ\text{C}$ – призматические (шестисекторные пирамиды).

Связь между температурой и морфологией десублимационной изморози можно изучать в подземной лаборатории Института мерзлотоведения (ИМЗ) СО РАН, расположенной в шахте на глубине от 5 до 15 м от дневной поверхности. Наиболее устойчивые температуры от -5 до $-8\text{ }^\circ\text{C}$ приурочены к нижним этажам шахты, где наблюдаются наиболее крупные (до 5–6 см) столбчатые и пирамидальные кристаллы, а также шестиугольные пластинки со спиралевидной структурой [Шац, 2010]. В более холодных зонах на верхних этажах шахты формируются рассеченные пластинки, дендриты и мелкокристаллическая изморозь.

Изотопный состав десублимационных и пещерных льдов Сибири и России до настоящего времени остается неизученным. На территории Канады (Квебек) в пещере Каверн Дельорес Д. Ласель с соавторами [Lacelle et al., 2009] исследовали составы конжеляционных льдов, а также двух проб десублимационной изморози. Ученые пришли к выводу, что источником формирования конжеляционных льдов являются летние атмосферные осадки региона, а изотопные характеристики несут информацию об условиях формирования, температурном режиме и характере циркуляции пещерного воздуха.

Ч.Дж. Янг и В.Д. МакДональд [Yonge, Mac-Donald, 1999] приводят данные об изотопных составах сезонных и многолетних льдов в 14 пещерах Канады. Установлено, что они хорошо коррелируют с локальными линиями метеорных вод (ЛЛМВ), что свидетельствует об их атмосферном происхождении. Исследователи отмечают, что происхождение пещерных льдов и их изотопный состав связаны с температурным режимом и геометрией пещер. Установлено, что в пещерах типа “холодных ловушек”, приуроченных к районам с умеренным климатом, отлагаются льды осадочно-метаморфического типа, сходные по составу с осадками холодного периода. В пещерах “мерзлотного типа”, связанных с холодным климатом, формирование подземных льдов происходит преимущественно путем конденсации изморози из паров летнего атмосферного и пещерного воздуха. Их состав существенно тяжелее и является дериватом осадков теплого периода.

В холодных регионах Сибири и Северо-Востока России сезонные десублимационные подземные льды встречаются не только в пещерах. Их можно наблюдать в рыхлосложенных сезонно- и многолетнемерзлых породах в виде слоистой изморози, например, в промерзающих коллювиальных конусах и курумах. В современных дюнных массивах (тукуланах) Центральной Якутии сухие охлажденные до отрицательных температур пески и супеси насыщены тонкими горизонтальными пленками и шлирами десублимационных льдов, возникающих на границе сезонноталого слоя (СТС) [Галанин и др., 2016; Галанин, Павлова, 2019].

На присутствие десублимационных льдов в морозобойных трещинах и в составе некоторых ПЖЛ едомной свиты указывают авторы работ [Втюрин и др., 1984; Болиховский, 1987; Васильчук, 2006] и др. Согласно конденсатно-ветровой теории происхождения едомной свиты, сформулирован-

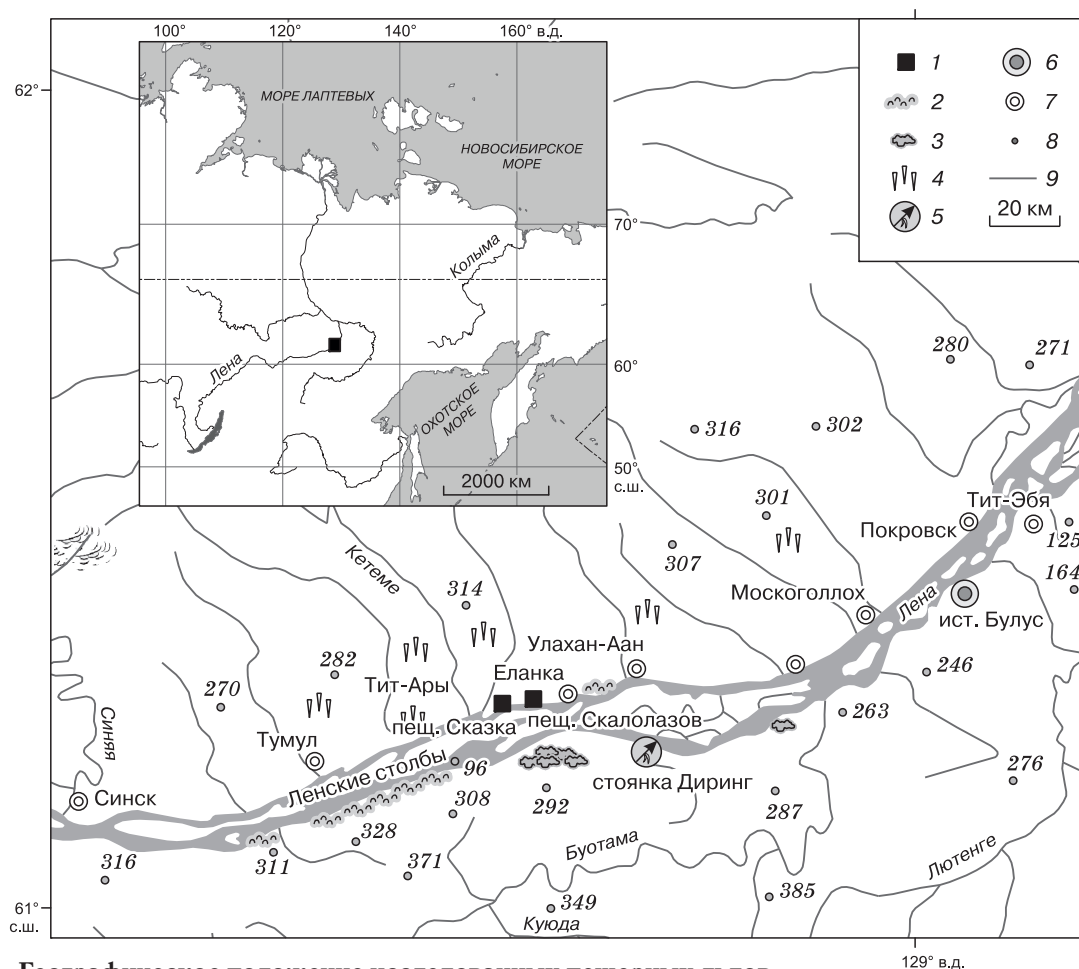


Рис. 1. Географическое положение исследованных пещерных льдов.

1 – пещеры в береговом обрыве р. Лены; 2 – урочище Ленские Столбы; 3 – современные незакрепленные донные массивы (тукуланы); 4 – полигонально-жилвные льды (едомная свита); 5 – нижнепалеолитическая стоянка Дириг; 6 – источник подземных вод Булус; 7 – населенные пункты; 8 – отметки высот; 9 – водотоки.

ной С.В. Томирдиаро и Б.И. Черненьким [1987], основную роль в формировании ПЖЛ играли десублимационные льды и их расправы. Отсутствие сведений об их изотопном составе пока не дает возможности верифицировать данную гипотезу.

Выполненный Ю.К. Васильчуком и А.К. Васильчук [2011] анализ литературы показывает, что на территории России изотопные составы пещерных, в том числе десублимационных, льдов исследованы крайне недостаточно. Целью их изучения являются определение диапазона вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и δD , оценка средних значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD , вертикального и горизонтального распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD .

В настоящей статье автор предлагает к обсуждению результаты исследования состава стабильных изотопов (^{18}O и D) подземных льдов из двух небольших пещер (рис. 1), расположенных на левобережье р. Лены в 180–200 км к югу от г. Якутска в пределах Национального природного парка “Ленские столбы”, изученных в марте 2018 г.

Рассматриваемый район относится к наиболее холодному и засушливому региону Восточной Сибири и Северного полушария. Он характеризуется распространением криолитозоны сплошного типа средней мощности от 250 до 600 м с температурами от -3 до -8 °С [Геокриология..., 1989]. Среднегодовая температура воздуха составляет около -10.2 °С, средняя температура июля $+19.5$ °С, января -38.6 °С [Гаврилова, 1962; Скачков, 2012].

Среднегодовое количество осадков за весь период инструментальных наблюдений (130 лет) составляет 237 мм. Испарение в летний период в Центральной Якутии значительно превышает количество выпадающих осадков [Ohata et al., 2001], а в зимний период достигает 30 % от объема выпавшего снега [Арз, 1972; Голубев и др., 2001]. Коэффициент увлажнения в Центральной Якутии близок к единице, а в отдельные годы снижается до 0.8, что сравнимо с пустынями умеренного и субтропического поясов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛЕНСКИХ СТОЛБОВ И ПЕЩЕР

Исследованные автором пещеры Сказка и Скалолазов расположены на левобережье р. Лены в пределах Национального парка “Ленские столбы”. Они выработаны в береговом обрыве высотой до 100–150 м, сложенном переслаивающимися пачками известняков, доломитов, песчаников еланской свиты среднего кембрия. На изученном участке обрыв резко и густо расчленен щелевидными эрозионными бороздами с образованием специфической морфоскульптуры Ленских столбов. Здесь преобладают вертикальные каменные колонны, узкие кулуары и “камины”, встречаются скальные карнизы, реже арки, неглубокие ниши и гроты.

Пещера Сказка ($61^{\circ}14'31''$ с.ш., $127^{\circ}50'47''$ в.д.; 100 м над ур. моря) расположена в нижней части

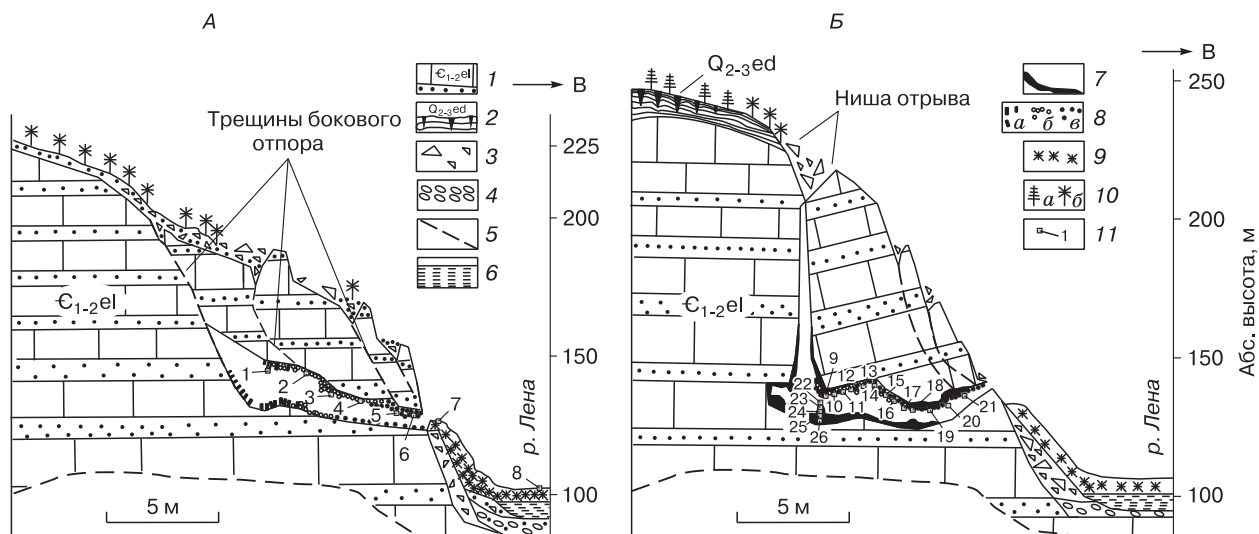


Рис. 2. Схема пещер Сказка (А) и Скалолазов (Б) и точки опробования подземных льдов на состав стабильных изотопов ^{18}O и D .

1 – коренные нижне- и среднекембрийские отложения еланской свиты (переслаивание известняков, доломитов и песчаников); 2 – позднеплейстоценовые отложения едомной свиты (высокольдистые тонкослоистые лессовидные суглинки с массивными ПЖЛ); 3 – современные склоновые отложения (щебень, глыбы); 4 – современные русловые отложения (пески, галечники); 5 – трещины бокового отпора в массиве коренных пород; 6 – русло р. Лены; 7 – натеки инфильтрационного (конжеляционного) льда на стенках пещеры; 8 – типы кристаллов десублимационных льдов (а – столбчатые и пирамидальные, б – шестиугольные пластинки со спиралевидной структурой, в – дендриты); 9 – снежный покров; 10 – деревья лиственницы (а) и сосны (б); 11 – точки опробования изотопного состава (^{18}O и D) (см. таблицу).

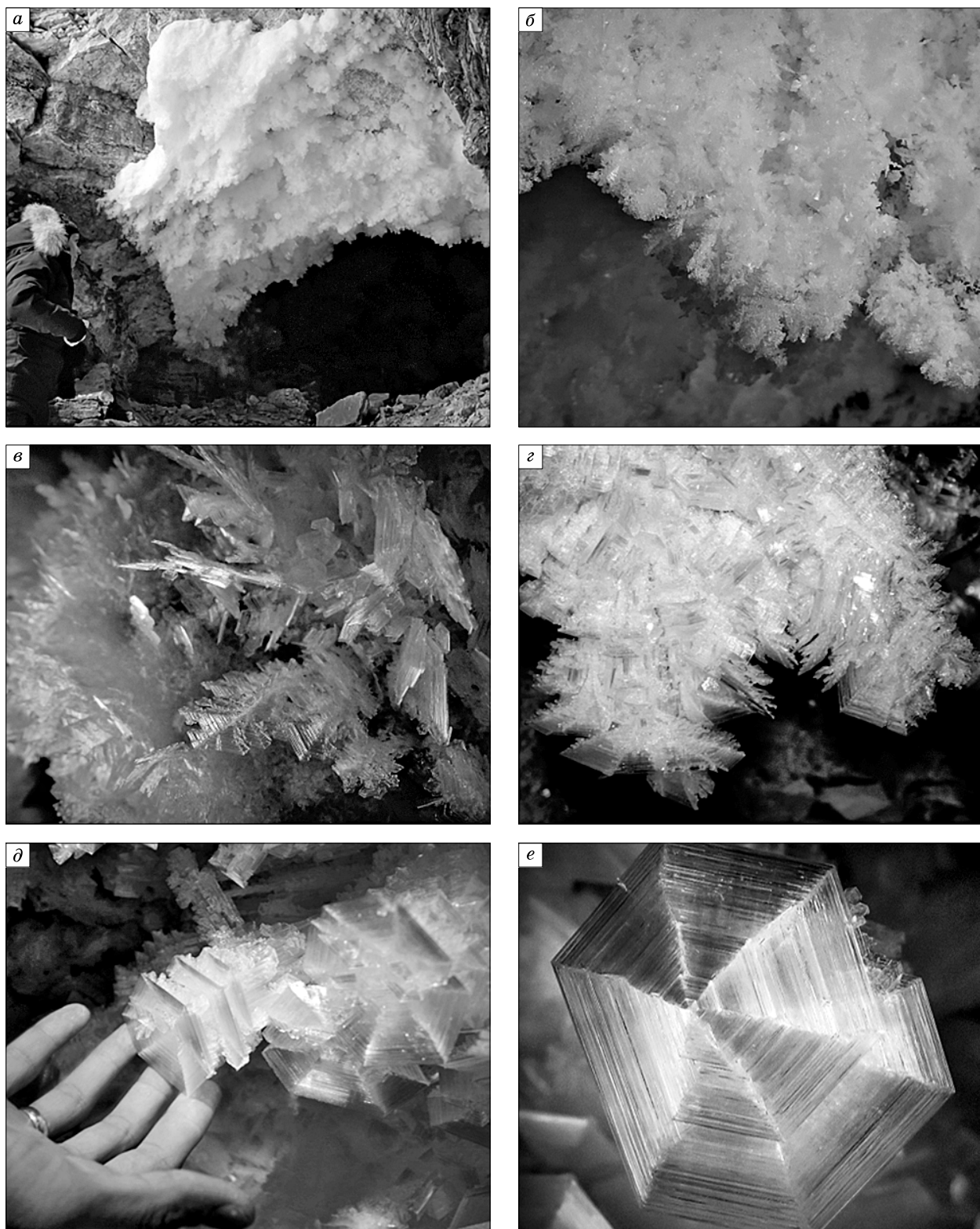


Рис. 3. Разновидности кристаллов десублимационных льдов в пещере Сказка (Национальный парк “Ленские столбы”).

a, б – мелкокристаллическая изморозь у входа в пещеру; *в, з* – крупные дендриты; *д, е* – шестиугольные пластинки со спиральной структурой. Фото А.А. Галанина, март 2018 г.

коренного берегового обрыва на левобережье р. Лены в 14 км вверх по течению от пос. Еланка и в 800 м ниже устья р. Кетеме (см. рис. 2, А). Вход в пещеру имеет размеры 2 × 2 м и расположен на высоте 20–25 м от меженного уреза р. Лены. Протяженность пещеры 10–12 м, максимальная ширина 4.5 м. Пол пещеры наклонен в сторону входа под углом 25–30° и покрыт мелким щебнем известняков. Высота потолка над полом повышается от входа в глубь пещеры, достигая 4–5 м в ее тыльной части. Во время обследования (17 марта 2017 г.) температура наружного воздуха составляла –25 °С, в то время как внутри пещеры была около –8 °С.

Наиболее мощный (15–20 см толщиной) рыхлый слой порошкообразной мелкокристаллической изморози с примесью мелких дендритов наблюдался вблизи входа в пещеру (рис. 3, а, б), по мере продвижения внутрь замечено четкое изменение морфологии ледяных кристаллов вдоль потолка. На расстоянии 1–2 м от входа доминировали крупные дендриты (см. рис. 3, в, г). В интервале 3–4 м дендриты сменились крупными (до 4–5 см) тонкими шестиугольными пластинками с ярко выраженной спиралевидной структурой (см. рис. 3, д, е). Здесь же на отдельных участках наблюдались скопления исключительно пластинок, в том числе образующих различные полисинтетические сростки (рис. 4, а, б). На других участках потолка наблюдались дружки до 30–40 см образованные сростками столбчатых и шестиугольных пластинчатых кристаллов, часть которых расчленена на секторы. В интервале 5–6 м от входа отмечены преимущественно шестисекторные полые пирамиды, лотковые и столбчатые кристаллы (см. рис. 4, в, г), а также их сростки (см. рис. 4, д, е).

В наиболее удаленной от входа и теплой части пещеры пещерные льды почти отсутствовали. Стены и потолок здесь образованы в основном сухими скальными поверхностями известняков, местами покрытыми единичными мелкими игольчатыми и столбчатыми кристаллами размерами 3–4 мм, а также колониями водорослей в виде яркой зеленой пленки толщиной 1–2 мм.

Пещера Скалолазов (61°15'36" с.ш., 128°02'15" в.д.; 100 м над ур. моря) приурочена к средней части берегового обрыва р. Лены в 10 км вверх по течению от пос. Еланка (см. рис. 2, Б). Она имеет сходные размеры с предыдущей, но более сложную морфологию и два входа. Основной вход имеет размеры 1 × 1 м и под крутым углом уходит в глубь пещеры. На расстоянии 3–4 м от входа пол принимает горизонтальное положение, а потолок повышается до 2.0–2.5 м. В тыльной части пещеры потолок резко уходит вверх, а стены сужаются, формируя вертикальную расщелину (камин) длиной более 20 м, выходящую на поверхность в верхней части речного обрыва. Во вре-

мя опробования (28 марта 2018 г.) в пещере наблюдалась необычно низкая температура воздуха около –25 °С, при этом температура наружного воздуха составляла –10 °С.

В отличие от предыдущей пещеры, основной объем оледенения в пещере Скалолазов образован многолетними конжеляционными льдами – слоистыми натеками на полу, стенах и потолке, а также ледяными сталактитами и сталагмитами. Пояс десублимационной изморози инкрустирует потолок пещеры на протяжении 7–8 м от нижнего входа (см. рис. 2, Б). Десублимационные льды здесь не образуют четкой зональности и представлены преимущественно дендритами с некоторым количеством шестиугольных пластинок. Все десублимационные кристаллы несут признаки вторичной возгонки.

Происхождение пещер и вмещающих их Ленских столбов некоторые исследователи связывают с химическим выщелачиванием и полагают, что именно наличие мощной криолитозоны способствует здесь интенсивному карстообразованию [Трофимова, 2012]. Данная точка зрения представляется автору малообоснованной, поскольку именно наличие мощной толщи ММП, недостаточное увлажнение и продолжительный зимний период ограничивают деятельность подземных вод в регионе сезонноталым слоем, мощность которого составляет 1–2 м. Практически полное отсутствие грунтового питания на протяжении длительного холодного периода года наглядно подтверждается гидрографами местных водотоков.

О скромной роли химического выщелачивания в Центральной Якутии свидетельствует повсеместное отсутствие вторичных карбонатных образований (сталактитов, сталагмитов и др.) в многочисленных полостях и небольших пещерах Ленских столбов, а также в прилегающем элювии коренных пород.

При более тщательном геоморфологическом анализе морфоскульптуры Ленских столбов устанавливается их сходство с долинами-каньонами засушливых пустынных регионов. По мнению автора, причинами формирования Ленских столбов являются не только благоприятная геологическая структура, но длительный период денудации в условиях крайне сухого и холодного (криоаридного) климата. О значительной роли эоловых процессов (ветровой корразии) свидетельствуют аэродинамические сечения (округлые и эллипсоидные) многих столбов, крупные арки и карнизы, отсутствие коллювиальных конусов и шлейфов в основании скал, широкое распространение ветрогранников вблизи бровок высоких террас р. Лены.

Вообще, формирование столбчатых и грибовидных отдельных – типичное явление в большинстве современных пустынь мира. И наоборот, в условиях холодного и влажного (нивального)

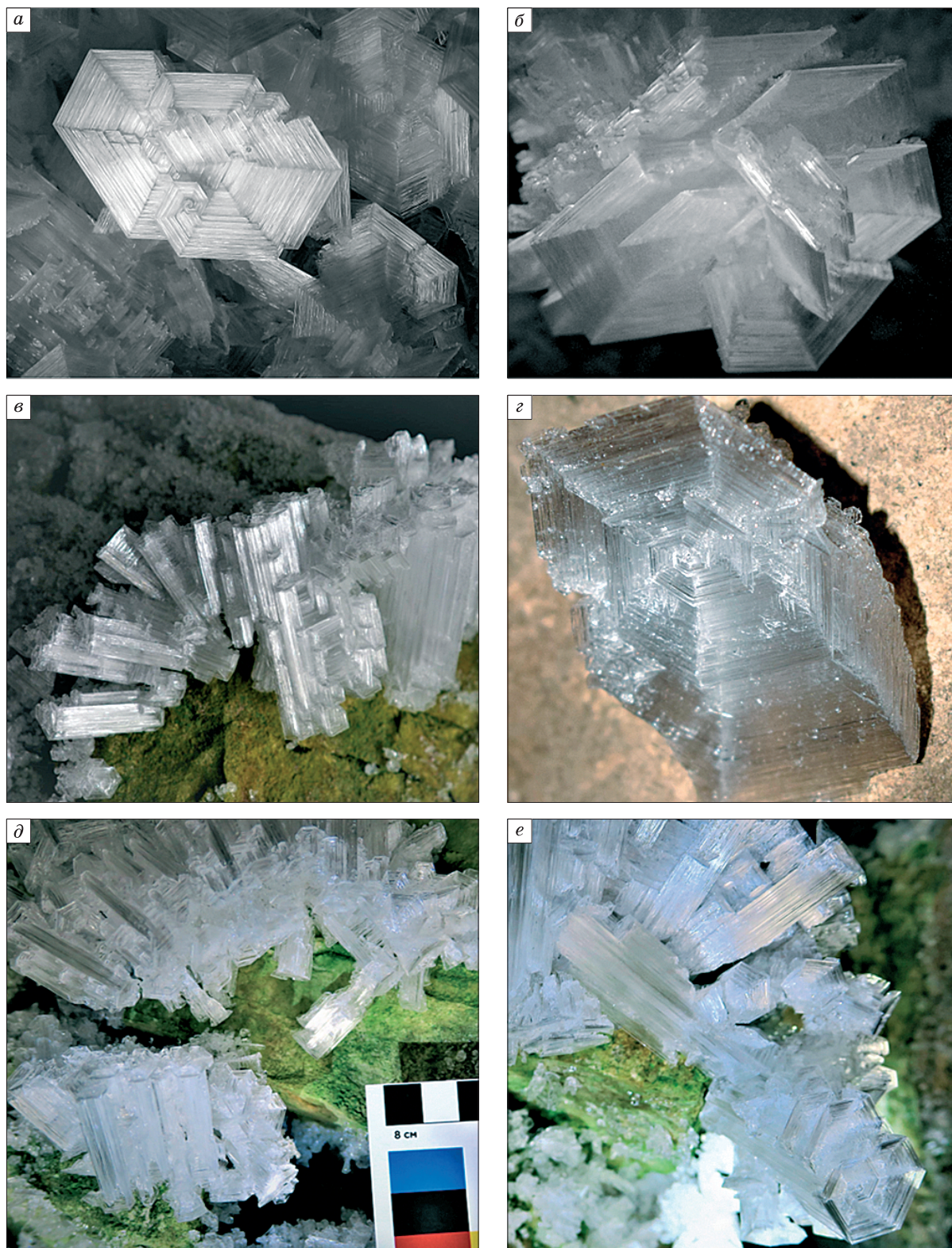


Рис. 4. Двойниковые сростки и друзы десублимационных кристаллов в пещере Сказка (Национальный парк “Ленские столбы”).

а – двойниковые сростки шестиугольных пластинок; *б* – сростки шестиугольных пластинок в виде лепестков; *в* – друзы столбчатых кристаллов; *г* – пирамидальные (лотковые); *д*, *е* – сростки столбчатых и пирамидальных кристаллов. Фото А.А. Галанина, март 2018 г.

климата данные формы рельефа крайне неустойчивы, они быстро разрушаются из-за высокой интенсивности морозобойного растрескивания с формированием обширных грубообломочных криогенно-склоновых отложений – щебнеглыбового десертция, курумов и др.

Другим свидетельством эоловой обработки Ленских столбов является преобладание позднечетвертичных и голоценовых эоловых и криогенно-эоловых фаций коррелятных отложений [Колтаков, 1983], представленных двумя основными типами. На левобережье р. Лены наиболее распространены покровные ледово-лессовые образования с массивными ПЖЛ (едомая свита) позднего неоплейстоцена с суммарной льдистостью 50–70 %. На правобережье развит комплекс разновысотных аккумулятивных террас (кердемская, бестяхская, тунгулинская и др.), верхние части которых сложены дюнными песками и супесями позднего неоплейстоцена (дьюлкунинская свита) и голоцена с крайне низким содержанием грунтовых льдов (<5 %) [Галанин и др., 2016; Галанин, Павлова, 2019]. Некоторые дюнные массивы (например, тукулан Саамыс-Кумага) расположены в непосредственной близости от Ленских столбов (см. рис. 1) и активны в настоящее время.

Кроме песчаных дюн, в окружении Ленских столбов часто встречаются дефляционные срезы речных террас [Колтаков, 1983], экспонируемые и погребенные прослои ветрогранников с корками пустынного лака (загара), свидетельствующие не только о высокой активности эоловой аккумуляции, но и о корразии, а также интенсивной дефляции. В целом гипотеза о формировании Ленских столбов в условиях ультрааридного климата хорошо вписывается в рамки реконструируемой позднечетвертичной истории региона [Галанин, Павлова, 2019].

Исследованные пещеры, по мнению автора, представляют собой довольно молодые щелевидные ниши, сформировавшиеся в результате гравитационного отседания прибрежного коренного массива по трещинам бокового отпора (см. рис. 2). Об этом свидетельствуют следующие признаки:

- хорошо заметные на космических снимках трещины и серповидные ниши отрыва, трассирующие береговой обрыв на большом протяжении и характеризующие различные стадии процесса отседания (см. рис. 2);

- скопления обломков коренных пород с крупными фрагментами зеркал скольжения со свежими милонитизированными поверхностями зеленого цвета вблизи входов в пещеры;

- отсутствие внутри пещер каких-либо признаков эрозии или осадконакопления с участием водных процессов (транспортировка, сортировка, растворение, травление), типичных для карстовых

пещер карбонатно-сульфатных минеральных новообразований (корки, сталактиты и др.).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ниже обсуждаются составы стабильных изотопов ^{18}O и D из 24 проб расплавов пещерных льдов и 2 объемных проб снежного покрова вблизи входов в пещеры. Схемы опробования с нумерацией проб приведены на рис. 2.

В пещере Сказка пробы десублимационных кристаллов льда (см. рис. 3) отбирались по профилю потолка с интервалами 1 м от тыльной стенки (образец 1) до выхода из пещеры (образец 6). Образец 7 отобран из снежного покрова перед входом в пещеру, образец 8 – на расстоянии 100 м от входа.

В пещере Скалолазов опробование выполнено по аналогичной схеме (см. рис. 2, Б) по профилю вдоль потолка. Пробы десублимационных льдов (образцы 9–21) отбирались с интервалом 1 м. Кроме того, здесь было отобрано пять проб (образцы 22–26) натечных (конжеляционных) льдов из наиболее крупного ледяного сталагмита во внутренней части пещеры. Отбор проб выполнен из внутренней части сталагмита сверху вниз с интервалами 20 см.

Образцы льда упаковывали в герметичные пластиковые пакеты, после чего транспортировали в лабораторию, где полностью расплавляли в течение суток при комнатной температуре, затем переливали в специальные стерильные пластиковые вials объемом 20 мл.

Лабораторный анализ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) выполнен в Химико-аналитическом центре ИВЭП СО РАН (г. Барнаул) методом лазерной абсорбционной ИК-спектрометрии на приборе PICARRO L2130-i, оснащенный системой WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy). Точность измерения δD и $\delta^{18}\text{O}$ (1σ , $n = 5$) составила ± 0.4 и ± 0.1 ‰ соответственно. В качестве внутренних стандартов были использованы пробы воды, откалиброванные относительно международного стандарта V-SMOW-2 (МАГАТЭ).

Статистическая обработка результатов включала: оценку дейтериевого эксцесса по общепринятой формуле $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ [Dansgaard, 1964], расчет основных статистических характеристик (среднее, стандартное отклонение, максимальное и минимальное значения) стандартными способами, построение графиков в координатах $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$, $\delta^{18}\text{O}/d_{\text{exc}}$, графиков вариации изотопных характеристик вдоль профилей пробоотбора.

Интерпретация результатов выполнялась путем сравнения полученных данных с глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ, $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$) [Craig, 1961; Rozanski et al., 1993] и локальной линией метеорных вод для Якутска (ЛЛМВ, $\delta\text{D} = 7.81 \cdot \delta^{18}\text{O} - 1.5$) [Галанин и др., 2019; Kurita et al.,

2005], а также с изотопным составом других генетических типов подземных льдов Центральной Якутии, охарактеризованных в работах [Галанин и др., 2015, 2019; Патина и др., 2017].

СОСТАВ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ПЕЩЕРНЫХ ЛЬДОВ

Полученные данные (см. таблицу; рис. 5) показывают, что изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) исследованных пещерных льдов существенно варьируется в зависимости от температуры пещер, а также удаленности от входа. В целом в обеих пе-

щерах величина $\delta^{18}\text{O}$ в десублимационных кристаллах изменяется от -11.9 до -22.1 ‰, величина δD – от -95.9 до -188.7 ‰.

Наиболее тяжелый состав ($\delta^{18}\text{O} = -(12.2 \pm 0.7)$ ‰, $\delta\text{D} = -(99.2 \pm 4.7)$ ‰, $d_{\text{exc}} = -2.0 \pm 0.8$) установлен для кристаллов столбчатой и пирамидальной (лотковой) формы (2 пробы) в наиболее удаленной от входа и теплой части пещеры Сказка. Состав шестиугольных пластинок со спиралевидной структурой в этой же пещере варьирует от -13.8 до -16.1 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от -109.8 до -126.8 ‰ по δD . Средние значения изотопных характерис-

Изотопные характеристики десублимационных и конжеляционных льдов в пещерах Сказка и Скалолазов (Национальный парк “Ленские столбы”, Центральная Якутия)

Номер образца	Преобладающие типы кристаллов льда	$\delta^{18}\text{O}$	δD	d_{exc}	T_1	T_2	T_{cp}
		‰			°C		
<i>Пещера Сказка</i>							
1	Мелкие (4–6 мм) столбчатые	-12.64	-102.51	-1.39	-8.0	-12.4	-10.2
2	Крупные (4–5 см) столбчатые и пирамидальные (лотковые), двойниковые сростки	-11.68	-95.94	-2.50	-6.6	-11.0	-8.8
3	Шестиугольные пластинки (3–5 см) со спиралевидной структурой, сростки со столбчатыми кристаллами	-13.77	-109.81	0.35	-9.6	-14.0	-11.8
4	Шестиугольные пластинки (3–5 см) со спиралевидной структурой, рассеченные пластинки	-16.05	-126.83	1.57	-12.9	-17.3	-15.1
5	Крупные дендриты	-20.68	-174.64	-9.20	-19.6	-24.0	-21.8
6	Порошкообразная мелкокристаллическая изморозь и тонкие дендриты	-21.77	-181.29	-7.13	-21.1	-25.5	-23.3
7	Атмосферный снег у входа в пещеру	-32.40	-263.43	-4.23	-36.4	-40.8	-38.6
8	Атмосферный снег в 100 м от входа в пещеру	-35.81	-282.32	4.16	-41.3	-45.7	-43.5
<i>Пещера Скалолазов</i>							
9	Крупные дендриты, шестиугольные пластинки со следами возгонки	-20.63	-172.60	-7.56	-19.5	-23.9	-22.8
10	То же	-21.39	-178.70	-7.58	-20.6	-25.0	-22.4
11	»	-21.14	-179.07	-9.95	-20.2	-24.6	-22.9
12	»	-21.46	-181.02	-9.34	-20.7	-25.1	-20.9
13	»	-20.06	-170.10	-9.62	-18.7	-23.1	-21.3
14	»	-20.37	-172.20	-9.24	-19.1	-23.5	-22.2
15	Крупные дендриты	-20.99	-176.95	-9.03	-20.0	-24.4	-22.6
16	То же	-21.25	-177.03	-7.03	-20.4	-24.8	-22.2
17	»	-21.01	-177.54	-9.46	-20.0	-24.5	-23.9
18	Порошкообразная мелкокристаллическая изморозь, дендриты с признаками возгонки	-22.13	-188.65	-11.61	-21.7	-26.1	-21.1
19	То же	-20.22	-168.07	-6.31	-18.9	-23.3	-20.4
20	»	-19.76	-167.65	-9.57	-18.2	-22.7	-22.2
21	»	-21.00	-175.42	-7.42	-20.0	-24.4	-18.9
22	Прозрачный и молочно-белый инфильтрационный (конжеляционный) лед сталагмита	-18.66	-152.78	-3.50	-16.7	-21.1	-20.3
23	То же	-19.69	-158.59	-1.07	-18.1	-22.6	-21.4
24	»	-20.42	-164.74	-1.38	-19.2	-23.6	-20.9
25	»	-20.04	-163.67	-3.35	-18.6	-23.1	-20.9
26	»	-20.08	-164.89	-4.25	-18.7	-23.1	-22.8

Примечание. Жирным шрифтом выделены инструментально наблюдаемые значения ($\delta^{18}\text{O}$ и T), использованные для расчета температур формирования разных кристаллических типов сублимационных льдов. Температура: T_1 – в пещере Сказка; T_2 – в пещере Скалолазов; T_{cp} – средние значения.

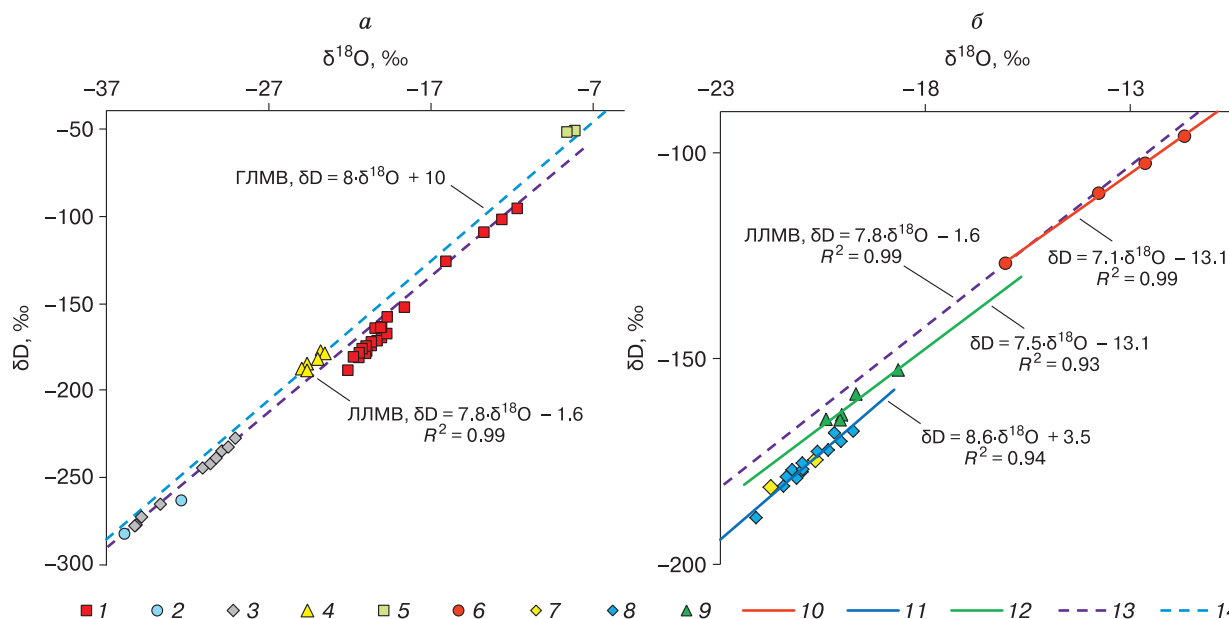


Рис. 5. Состав льдов из пещер Сказка и Скалолазов ($\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$) в сравнении с другими типами природных льдов региона (а) и составы различных кристаллических типов пещерных льдов (б):

1 – все типы льдов из пещер Сказка и Скалолазов; 2 – снег у входа в пещеру Сказка; 3 – конжеляционные льды едомной свиты в обнажении Тит-Ары (Центральная Якутия); 4 – осадочно-метаморфический лед из ледников хр. Суртар-Хаята (Восточная Якутия); 5 – льды из пещеры Каверн Дельорс (Канада) [Lacelle et al., 2009]; 6 – столбчатые лотковые и пирамидальные кристаллы из пещеры Сказка; 7 – дендритовые кристаллы из пещеры Скалолазов; 8 – дендритовые кристаллы из пещеры Скалолазов; 9 – сталагмит из пещеры Скалолазов. Линии линейных регрессий: 10 – столбчатые лотковые и пирамидальные кристаллы из пещеры Сказка; 11 – дендритовые кристаллы из пещеры Скалолазов; 12 – сталагмит из пещеры Скалолазов; 13 – ЛЛМВ для г. Якутска [Галанин и др., 2019]; 14 – ГЛМВ [Craig, 1961].

тик (2 пробы) составили: $\delta^{18}\text{O} = -(14.9 \pm 1.6)$ ‰, $\delta\text{D} = -(118.3 \pm 12.0)$ ‰, $d_{\text{exc}} = (1.0 \pm 0.9)$ ‰.

В дендритах и мелкокристаллической изморози из пещеры Сказка значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от -20.1 до -22.1 ‰, величина δD изменялась от -170.0 до -188.7 ‰, а средние значения (2 пробы) составили: $\delta^{18}\text{O} = -(21.2 \pm 0.8)$ ‰, $\delta\text{D} = -(178.0 \pm 4.7)$ ‰, $d_{\text{exc}} = -(8.2 \pm 1.5)$ ‰. Отношения $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ в пробах из столбчатых, пирамидальных и шестиугольных пластинчатых кристаллов пещеры Сказка (4 пробы) описываются уравнением $\delta\text{D} = 7.1 \cdot \delta^{18}\text{O} - 13.1$ (коэффициент аппроксимации $R^2 = 0.99$), что близко к уравнению ЛЛМВ (см. рис. 5, б).

Зональное распределение кристаллов десублимационных льдов в пещере Сказка подчеркивается закономерным изменением их изотопного состава в горизонтальном направлении от наиболее тяжелых к наиболее легким: столбчатые и пирамидальные кристаллы – шестиугольные пластинки – дендриты и мелкокристаллическая изморозь (рис. 6). Относительное содержание дейтерия в данном ряду также значительно меняется (вариации величины дейтериевого эксцесса d_{exc}). Наиболее высокое значение ($d_{\text{exc}} = (1.0 \pm 0.9)$ ‰) характерно для столбчатых и пирамидальных кристал-

лов, а самое низкое ($d_{\text{exc}} = -(8.2 \pm 1.5)$ ‰) – для пояса мелкокристаллической изморози, что указывает на обеднение этих льдов дейтерием.

Снежный покров непосредственно у входа в пещеру имеет существенно более легкий состав ($\delta^{18}\text{O} = -32.4$ ‰, $\delta\text{D} = -263.4$ ‰, $d_{\text{exc}} = -4.2$ ‰), а на расстоянии 100 м от него еще более снижается ($\delta^{18}\text{O} = -35.8$ ‰, $\delta\text{D} = -282.3$ ‰, $d_{\text{exc}} = 4.2$ ‰). В то же время дейтериевый эксцесс в снежном покрове повышается и достигает положительных значений за пределами пещеры.

В пещере Скалолазов не установлено существенной вариации изотопного состава на протяжении пояса десублимационной изморози. Величины $\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc} изменяются от -19.8 до -22.1 ‰, от -167.7 до -188.7 ‰ и от -6.3 до -11.6 ‰ соответственно. Осредненные по 13 пробам значения следующие: $\delta^{18}\text{O} = -(20.9 \pm 0.7)$ ‰, $\delta\text{D} = -(175.8 \pm 8.8)$ ‰, $d_{\text{exc}} = -(8.8 \pm 1.5)$ ‰. В отличие от предыдущей пещеры, изотопный состав десублимационных льдов более стабилен и практически не изменяется в направлении от входа в глубь пещеры (см. рис. 6).

Отношения $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ для десублимационных льдов пещеры Скалолазов (см. рис. 5) описываются уравнением регрессии $\delta\text{D} = 8.6 \cdot \delta^{18}\text{O} + 3.5$

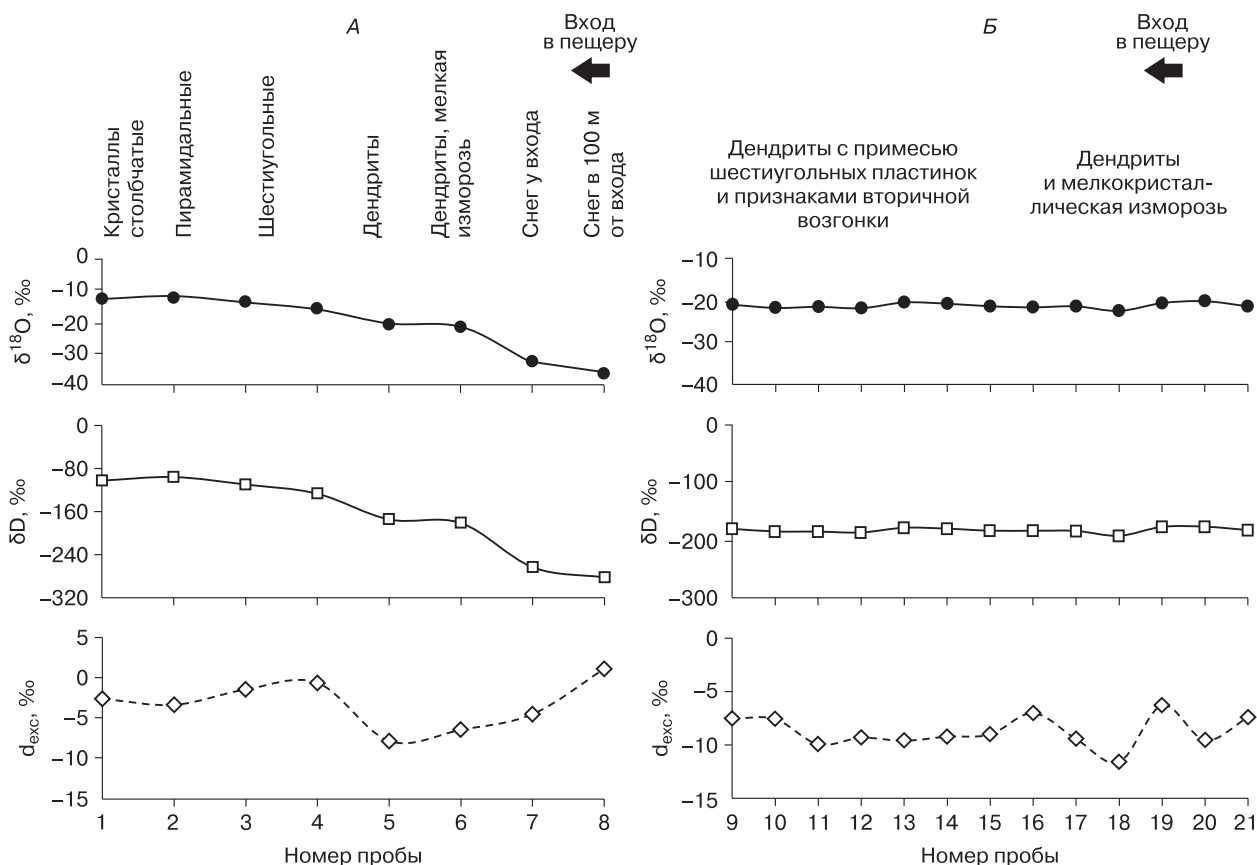


Рис. 6. Изменения изотопного состава десублимационной изморози в пещерах Сказка (А) и Скалолазов (Б) и морфологии кристаллов льда в зависимости от расстояния от входов.

Схема опробования приведена на рис. 2. Пояснения см. в тексте.

($R^2 = 0.94$), угловой коэффициент (8.6) которой существенно превышает коэффициенты ГЛМВ и ЛЛМВ.

В конжеляционных льдах сталагмита из пещеры Скалолазов значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от -18.7 до -20.4 ‰, величина δD изменялась от -152.8 до -164.9 ‰, d_{exc} изменялся от -1.0 до -4.3 ‰. Осредненные по 5 пробам изотопные характеристики составили: $\delta^{18}\text{O} = -(19.8 \pm 0.7)$ ‰, $\delta\text{D} = -(160.9 \pm 5.2)$ ‰, $d_{\text{exc}} = -(2.7 \pm 1.4)$. Отношения $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ в пробах сталагмита (см. рис. 5, б) аппроксимируются регрессией $\delta\text{D} = 7.5 \cdot \delta^{18}\text{O} - 13.1$ ($R^2 = 0.93$), угловой коэффициент которой близок к наклону ЛЛМВ.

В целом изотопный состав исследованных пещерных льдов весьма специфичен и не имеет аналогов среди ранее изученных других типов подземных льдов региона [Галанин и др., 2015, 2019]. Так, полигонально-жильные льды едомной свиты, исследованные в бассейне среднего течения р. Лены в окрестностях пос. Тит-Ары (см. рис. 1), а также в бассейне нижнего течения р. Вилюй (г. Верхневилуйск, пос. Кысыл-Сыр) [Галанин и др., 2019]

отличаются крайне облегченным составом с вариациями $\delta^{18}\text{O}$ от -27 до -35 ‰, δD от -216 до -275 ‰, d_{exc} от 1 до 10 ‰. Осадочно-метаморфические льды современных ледников Верхоянского хребта характеризуются средними величинами $\delta^{18}\text{O}$ около -24 ‰ и δD около -182 ‰, а d_{exc} около 10 ‰ [Галанин и др., 2015]. Осредненный состав снежного покрова в окрестностях г. Якутска в 2017–2018 гг. также характеризуется весьма легким составом: $\delta^{18}\text{O} = -(32.0 \pm 5.1)$ ‰, $\delta\text{D} = -(248.4 \pm 35.4)$ ‰ и $d_{\text{exc}} = (7.5 \pm 6.5)$ ‰ [Галанин и др., 2019].

Из всех исследованных ранее льдов Центральной Якутии наиболее тяжелый состав ($\delta^{18}\text{O} = -(21.2 \pm 1.36)$ ‰, $\delta\text{D} = -(172.2 \pm 9.8)$ ‰ и $d_{\text{exc}} = -(2.5 \pm 2.5)$ ‰) установлен для наледей [Галанин и др., 2019]. Однако даже в сравнении с наледями состав десублимационных льдов исследованных пещер существенно более тяжелый, особенно у кристаллов столбчатой и пластинчатой формы.

Ярким отличием составов десублимационных льдов является низкий дейтериевый эксцесс

(–10 ‰). Такие низкие значения d_{exc} наблюдались ранее только в природных водах Центральной Якутии (например, в летних дождевых осадках), а также в воде слабопроточных и бессточных (эоловых, термокарстовых) озер Центральной Якутии [Галанин и др., 2019].

СВЯЗЬ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПЕЩЕР И ТИПОВ КРИСТАЛЛОВ СУБЛИМАЦИОННЫХ ЛЬДОВ

Закономерности горизонтального распределения кристаллов десублимационных льдов в пещерах Сказка и Скалолазов, в целом, укладываются в схему Е.П. Дорофеева [Кунгурская..., 2005]. Так, в наиболее теплой части пещеры Сказка установлены крупные столбчатые, пирамидальные и пластинчатые кристаллы, формирующиеся при температуре от –1 до –10 °С. В наиболее холодной части вблизи выхода из пещеры наблюдались дендриты, формирующиеся в интервале от –10 до –20 °С [Кунгурская..., 2005].

Установленная Е.П. Дорофеевым связь между типами кристаллов десублимационных льдов и температурой их формирования, по мнению автора, может быть использована в качестве индикатора температурного режима исследуемых пещер [Кунгурская..., 2005]. Наблюдаемая в пещере Сказка четкая горизонтальная зональность кристаллов разной морфологии свидетельствует о стабильном температурном режиме в данной пещере и устойчивом горизонтальном градиенте температуры на протяжении периода существования десублимационной изморози. Наличие высокотемпературных разновидностей кристаллов (столбчатые, пирамидальные и пластинчатые) говорит об относительно высокой температуре пещеры Сказка на протяжении зимнего периода.

В пещере Скалолазов преобладают дендритовые кристаллы, формирующиеся (согласно схеме Е.П. Дорофеева) в интервале температур от –10 до –20 °С [Кунгурская..., 2005]. Однако при опробовании (28 марта 2019 г.) температура пещерного воздуха составляла –25 °С, что существенно ниже данных значений. Можно заключить, что десублимационная изморозь здесь сформировалась в начале холодного периода, когда температуры в пещере были существенно выше. Об этом также свидетельствуют обнаруженные под слоем дендритов отдельные шестиугольные пластинки со спиральной структурой, формирующиеся в интервале от –0.5 до –3.0 °С [Кунгурская..., 2005]. Кроме того, пластинчатые и дендритовые кристаллы имеют признаки возгонки и местами покрыты тонким слоем свежей мелкокристаллической изморози. Формирование последней происходит на стадии затухания процесса десублимационного ледообразования при выравнивании температур

стенок пещеры и окружающего воздуха, а также снижении относительной влажности [Кунгурская..., 2005].

ОСОБЕННОСТИ ГЕОМЕТРИИ ПЕЩЕР И ИХ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ

Очевидно, что особенности геометрии пещер играют определяющую роль в их воздухообмене и температурном режиме. Б.Р. Мавлюдов [1994] полагает, что характер циркуляционных процессов в пещерах определяется наклоном полости, количеством входов и их расположением. По характеру наклона полости пещеру Сказка следует отнести к наклонным восходящим с единственным входом (рис. 7, а, б). Такие типы пещер характеризуются затрудненным воздухообменом в зимний период и хорошей циркуляцией в летнее время [Мавлюдов, 1994]. Действительно, особенности геометрии пещеры Сказка, более высокая температура пещерного воздуха (–8 °С), близкая к температуре вмещающего массива, а также четкая горизонтальная зональность кристаллов десублимационных льдов позволяют заключить, что на протяжении холодного периода года воздухообмен здесь затруднен. В противном случае к концу зимнего периода полость пещеры остыла бы до температур существенно более низких, чем температуры вмещающего массива.

При суммировании всех данных особенности воздушной циркуляции в пещере Сказка представляются следующими (см. рис. 7, а). В зимний период более легкий и теплый пещерный воздух поднимается вверх и застаивается в пещере, не давая проникать холодному наружному воздуху. Поэтому снижение температуры в полости пещеры Сказка происходит медленно, по мере охлаждения и промерзания всего вмещающего горного массива. Снижение температуры в пещере приводит к постепенному смещению зональности десублимационного ледообразования, что проявляется в наложении одних форм кристаллов на другие. Так, в наиболее глубокой части пещеры наблюдались сростки крупных столбчатых кристаллов и полых шестисекторных пирамид (см. рис. 4, д, е). В средней зоне друзы крупных столбчатых кристаллов местами покрыты слоем из шестиугольных пластинок и др.

Согласно данным Б.Р. Мавлюдова [1994], можно также предположить, что восходящий тип полости и небольшие размеры пещеры Сказка способствуют ее хорошей воздушной циркуляции в летний период (см. рис. 7, б). Действительно, в теплое время года более холодный и плотный пещерный воздух будет свободно стекать вниз вдоль пола пещеры, а теплый будет затягиваться внутрь. Соприкасаясь со стенками пещеры летний воздух будет охлаждаться и стекать вниз к выходу, заты-

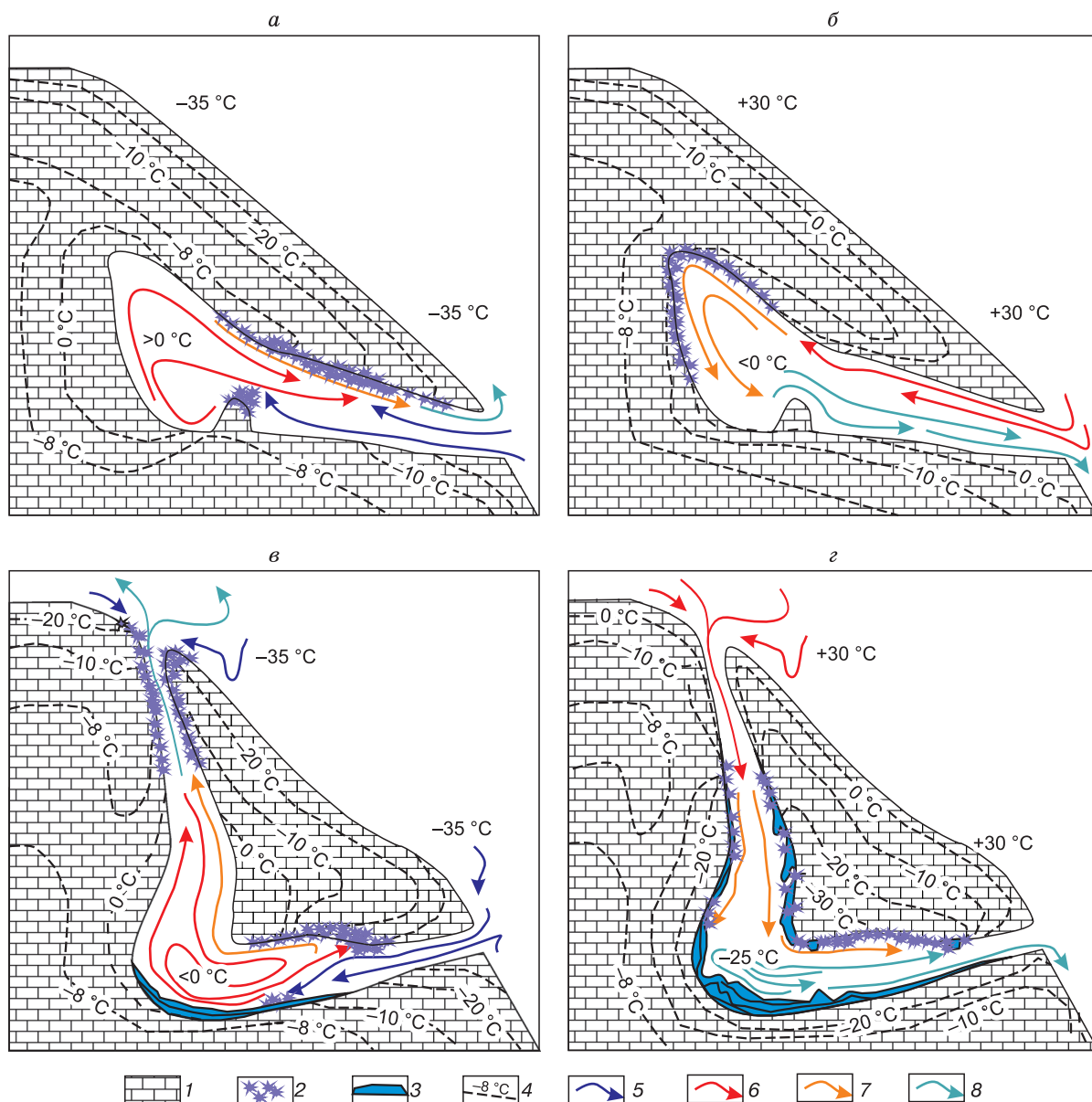


Рис. 7. Принципиальная схема циркуляции воздуха в пещерах Сказка (а, б) и Скалолазов (в, г) в разные сезоны года.

а, в – начало зимы; б, г – начало лета; 1 – коренные известняки; 2 – десублимационные льды; 3 – конжеляционные льды; 4 – изотермы. Воздушные потоки: 5 – очень холодный сухой; 6 – очень теплый сухой; 7 – прохладный влажный; 8 – прохладный сухой.

гивая новые порции теплого внешнего воздуха (см. рис. 7, б). Таким образом, геометрия пещеры Сказка способствует быстрому прогреву ее полости в теплый период, что приводит не только к полной деградации пещерных льдов, но и к прогреву вмещающего коренного массива. Об этом косвенно свидетельствует полное отсутствие в данной пещере многолетних конжеляционных льдов.

В пещере Скалолазов морфологические особенности кристаллов десублимационных льдов и отсутствие горизонтальной зональности указывают на более низкие температуры их формирования и существенное выхолаживание пещеры на протяжении зимнего периода. Полость данной пещеры имеет два входа, расположенных на разной высоте (см. рис. 7, в, г). Это приводит к появлению разницы давлений и воздушной тяги – восходя-

щей в зимний период и нисходящей в летний [Мавлюдов, 1994]. В начале зимы более теплый воздух свободно выходит вверх по “камину”, затягивая в пещеру холодный воздух через нижний вход. В результате на протяжении зимнего периода породы вмещающего горного массива существенно выхолаживаются, а температуры в полости пещеры значительно снижаются. И наоборот, колленообразный изгиб, расположенный в наиболее низкой части пещеры (см. рис. 7, в, з), способствует застаиванию здесь холодного воздуха и затрудняет воздухообмен в летний период. С данными выводами согласуется также наличие в пещере Скалолазов значительных объемов конжеляционных льдов (натеков, сталактитов и сталагмитов), часть из которых, вероятно, связана с повторным замерзанием расплавов десублимационной изморози.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ПЕЩЕРНЫХ ЛЬДОВ

Изотопный состав десублимационных пещерных льдов известен для некоторых пещер Северной Америки. В пещере Каверн Дельорс в провинции Квебек (Канада) Д. Ласель с соавт. [Lacelle et al., 2009] проанализировали около 50 проб, из которых основная часть характеризует состав конжеляционных льдов (сталактиты, сталагмиты, натечный лед) и только 2 пробы отобраны из десублимационной изморози. Установлено, что все исследованные льды весьма сходны по вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ (от -7.1 до -8.9 ‰) и δD (от -51 до -62 ‰), но различаются по величине дейтериевого эксцесса и положению относительно ЛЛМВ для Квебека.

В целом Д. Ласель с коллегами [Lacelle et al., 2009] приходят к выводу, что исходным источником влаги льдов, исследованных в пещере Каверн Кросс, являются летние атмосферные осадки. Исследованные авторами две пробы десублимационной изморози (тип кристаллов не указан) характеризуются близкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (-8.25 и -8.55 ‰) и δD (-51.5 и -52.0 ‰) и высоким положительным дейтериевым эксцессом (14 и 17 ‰). По мнению ученых, такие необычные изотопные составы невозможно объяснить равновесной конденсацией водяных паров. Однако они могли сформироваться путем многократной возгонки пещерных льдов под влиянием пещерных воздушных потоков и повторной конденсации паров на стенках пещеры в условиях закрытой системы.

Высокие значения дейтериевого эксцесса десублимационных льдов Д. Ласель с соавт. [Lacelle et al., 2009] объясняют криогенным фракционированием, при котором дейтерий переходит в твердую фазу значительно быстрее, чем тяжелый кислород ^{18}O . Степень криогенного фракциониро-

вания зависит от начальных концентраций тяжелых изотопов кислорода и дейтерия в жидкой фазе, от скорости охлаждения и замерзания, а также от степени открытости системы. Выполненные Д. Ласелем теоретические расчеты полностью подтвердили наличие данного механизма фракционирования, в ходе которого по мере уменьшения относительной влажности пещерного воздуха десублимационные льды должны значительно обогащаться дейтерием (величина d_{exc} возрастает до 25 ‰), при этом их составы сдвигаются влево от ЛЛМВ и ГЛМВ.

В сравнении с пещерой Каверн Дельорс десублимационные льды пещер Сказка и Скалолазов характеризуются существенно более легкими составами, значительной вариацией величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD . Кроме того, в отличие от льдов Каверн Дельорс, они характеризуются весьма низким дейтериевым эксцессом, что, на первый взгляд, свидетельствует о незначительной роли криогенного фракционирования.

Тяжелый и обедненный дейтерием состав десублимационных льдов пещер Сказка и Скалолазов не позволяет связать источник их происхождения с парами зимнего атмосферного воздуха Центральной Якутии, поскольку выпадающие здесь твердые осадки холодного периода аппроксимируются уравнением $\delta\text{D} = 8.2 \cdot \delta^{18}\text{O} + 21.9$ ($R^2 = 0.95$) и имеют высокий положительный дейтериевый эксцесс [Папина и др., 2017]. Кроме того, в силу криогенного фракционирования кристаллы вблизи входа в пещеру должны иметь более тяжелый состав и высокий дейтериевый эксцесс по сравнению с более глубокими участками пещеры, а не наоборот (см. рис. 5).

Невозможность формирования десублимационной изморози из паров зимнего атмосферного воздуха следует также из того, что в процессе поступления холодного иссушенного зимнего воздуха внутрь пещеры его температура будет повышаться, а относительная влажность уменьшаться и еще более отдаляться от точки росы. Поэтому надо согласиться с выводами авторов [Yonge, MacDonald, 1999; Lacelle et al., 2009] в том, что источником десублимационных льдов в пещерах холодных регионов являются атмосферные осадки теплого, а не холодного периода года.

Действительно, осадки теплого времени года в Центральной Якутии характеризуются более тяжелым составом, сильным испарительным фракционированием и аппроксимируются уравнением ЛЛМВ $\delta\text{D} = 7.22 \cdot \delta^{18}\text{O} - 18.9$ ($R^2 = 0.95$) [Папина и др., 2017], коэффициенты которого близки к регрессиям исследованных десублимационных пещерных льдов. Необходимо отметить, что существенно испарительное фракционирование характерно не только для осадков летнего периода,

но и для всех типов поверхностных и подземных вод региона [Галанин и др., 2019], а также некоторых ПЖЛ едомной свиты [Буданцева, Васильчук, 2017]. По-видимому, весьма низкий эксцесс исследованных пещерных льдов (от +5 до -9 ‰) связан с источником, изначально существенно обедненным дейтерием.

ОТНОШЕНИЕ d_{exc}/D КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЗАКРЫТОСТИ СИСТЕМЫ ПАР-ЛЕД

Параметром, ярко характеризующим условия замерзания воды, а также конденсацию (десублимацию) водяного пара в лед, является отношение d_{exc}/D [Souchez et al., 2000]. В закрытых равновесных системах первичные дериваты льда отличаются более тяжелыми составами и высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и δD . По мере истощения исходной влаги тяжелыми изотопами величина δD снижается, а значения d_{exc} возрастают, поэтому в равновесных (закрытых) системах наблюдается отрицательная корреляция между величинами δD и d_{exc} [Souchez et al., 2000; Lacelle et al., 2009]. В открытых системах такая корреляция не наблюдается, так как изотопный состав водяного пара постоянный.

Анализ отношения δD и d_{exc} в пробах из пещер Сказка и Скалолазов свидетельствует о существенно различных условиях формирования разных типов десублимационных кристаллов (рис. 8). У низкотемпературных кристаллических разновидностей (дендриты, порошкообразная изморозь), а также конжеляционных льдов сталагмита корреляция между δD и d_{exc} отсутствует. Что также характерно для ПЖЛ едомной свиты и атмосферных осадков Центральной Якутии.

Высокотемпературные (столбчатые, пирамидальные и пластинчатые) разновидности льдов из пещеры Сказка (4 пробы) характеризуются значительной обратной корреляцией между величинами δD и d_{exc} , описываемой уравнением $d_{\text{exc}} = -0.13 \cdot \delta D - 14.7$ ($R^2 = 0.93$). Это может свидетельствовать об их формировании в условиях относительно закрытой равновесной системы. Условия замкнутой системы, очевидно, возникают в наиболее глубокой части пещеры Сказка вследствие ее специфической геометрии и затрудненной циркуляции пещерного воздуха в зимний период. Данный вывод пока основан лишь на 4 пробах, поэтому он требует подтверждения на выборке большего размера.

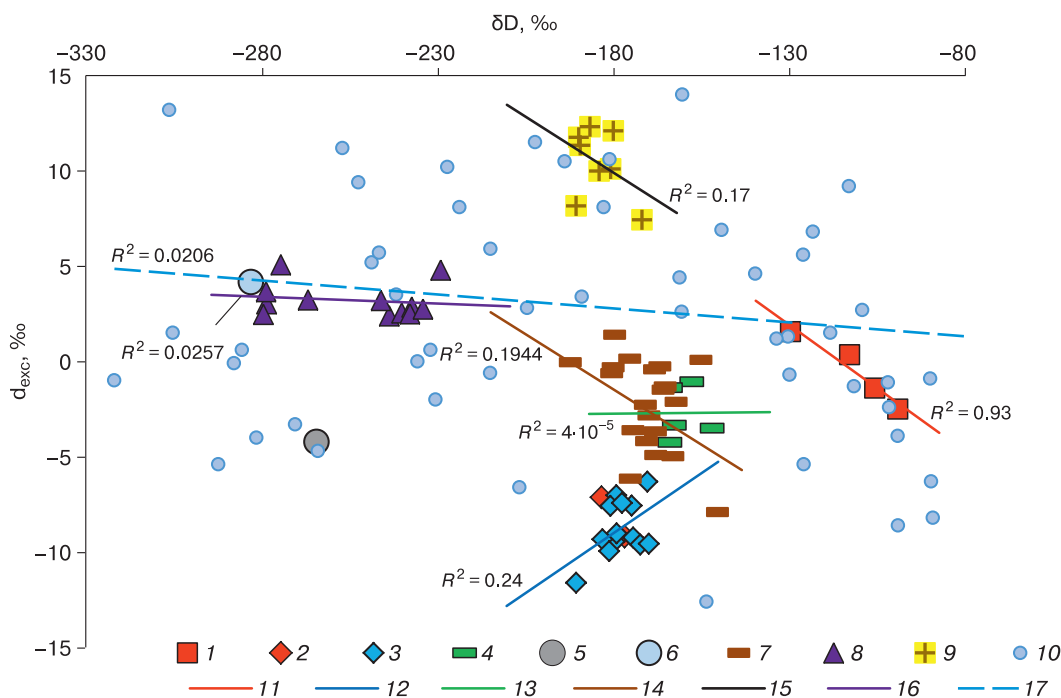


Рис. 8. Соотношение $\delta D/d_{\text{exc}}$ в некоторых типах природных льдов Центральной Якутии.

1 – пирамидальные, пластинчатые и столбчатые кристаллы (пещера Сказка); 2 – дендриты (пещера Сказка); 3 – дендриты (пещера Скалолазов); 4 – конжеляционные льды сталагмита (пещера Скалолазов); 5 – снег у входа в пещеру Сказка; 6 – снег в 100 м от входа в пещеру Сказка; 7 – конжеляционные льды наледей [Галанин и др., 2019]; 8 – ПЖЛ едомной свиты [Галанин и др., 2019]; 9 – осадочно-метаморфический лед ледников хр. Сунтар-Хаята [Галанин и др., 2019]; 10 – атмосферные осадки (зима–лето) по данным GNIB [Kurita et al., 2005]. Линии линейных регрессий и коэффициенты аппроксимации: 11 – пирамидальные, пластинчатые и столбчатые кристаллы (пещера Сказка); 12 – дендриты (пещера Скалолазов); 13 – сталагмит (пещера Скалолазов); 14 – наледи (Центральная Якутия); 15 – ледники Сунтар-Хаята; 16 – ПЖЛ едомной свиты (Центральная Якутия); 17 – ЛЛМВ для г. Якутска [Галанин и др., 2019].

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СУБЛИМАЦИОННЫХ ЛЬДОВ НА ОСНОВЕ ИХ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА

Десублимационные льды являются разновидностью атмосферных осадков, следовательно, их составы должны подчиняться зависимости $\delta^{18}\text{O} = 0.695T - 13.6$ [Dansgaard, 1964], показывающей связь среднегодовой температуры (T) и изотопного состава выпадающих осадков с учетом региональных вариаций.

Для приблизительной оценки температуры формирования кристаллической изморози в исследованных пещерах автор воспользовался следующими допущениями. Величина $\delta^{18}\text{O} = -12.64\text{‰}$, установленная для столбчатых и пирамидальных кристаллов, соответствует инструментально измеренной температуре (-8 °C) во внутренней части пещеры Сказка, а величина $\delta^{18}\text{O} = -21.39\text{‰}$ в дендритах пещеры Скалолазов соответствует зафиксированной здесь температуре (-25 °C). Поэтому для приближенной оценки зависимости между величинами T и $\delta^{18}\text{O}$ можно воспользоваться известными парами точек в пещерах Сказка (-8 °C ; -12.64‰) и Скалолазов (-25 °C ; -21.39‰). Допуская, что регрессия $T/\delta^{18}\text{O}$ имеет линейный характер и сходный наклон (угловой коэффициент 0.695) с фундаментальной зависимостью В. Дансгарда [Dansgaard, 1964], методом подбора получаем уравнения $\delta^{18}\text{O} = 0.695T_1 - 7.1$ (пещера Сказка) и $\delta^{18}\text{O} = 0.695T_2 - 4.1$ (пещера Скалолазов). Из данных уравнений путем экстраполяции можно приближенно оценить средние температуры (T_{cp}) формирования составов исследованных пещерных льдов (см. таблицу).

Полученные значения температуры хорошо укладываются в установленную Е.П. Дорофеевым связь между типами кристаллов десублимационных льдов и температурой их формирования [Кунгурская..., 2005], кроме того, они согласуются с наблюдениями за температурами и морфологией десублимационной изморози в подземной лаборатории ИМЗ СО РАН [Шац, 2010]. Эти оценки корреляции между изотопным составом десублимационных льдов и температурой их формирования нуждаются в уточнении, с постановкой специальных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения двух пещер (Сказка и Скалолазов), расположенных на территории Национального парка "Ленские столбы" (Центральная Якутия) установлено следующее.

Особенности геометрии исследованных пещер (продольный профиль, количество входов и др.) оказывают определяющее влияние на характер воздушной циркуляции и тепловой режим

в разные сезоны года. В некоторых случаях (пещера Сказка) формируются "теплые" пещеры. На протяжении холодного периода в таких пещерах устанавливаются условия частично замкнутой системы, температура которой снижается медленно, по мере охлаждения вмещающего коренного массива.

Оледенение "теплых" пещер имеет сезонный характер и представлено преимущественно десублимационной изморозью, отличающейся четко выраженной горизонтальной зональностью. Наиболее высокотемпературная зона представлена столбчатыми и пирамидальными (лотковыми) кристаллами, формирующимися в интервале $-5\text{...}-10\text{ °C}$. В среднетемпературной зоне в интервале $-10\text{...}-15\text{ °C}$ образуются преимущественно гексагональные пластинки, а от -15 °C и ниже – дендриты и мелкокристаллическая изморозь.

В некоторых случаях (пещера Скалолазов) формируются "холодные" пещеры. Особенности их геометрии способствуют быстрому выхолаживанию в зимний период и медленному нагреву в летний. Оледенение таких пещер представлено преимущественно двумя генетическими типами льдов – образующейся в зимнее время десублимационной изморозью и многолетними натечными (конжеляционными) льдами, формирующимися в теплый период. Десублимационные льды представлены преимущественно дендритами и мелкокристаллической изморозью, формирующимися при температуре -15 °C и ниже.

Десублимационные и конжеляционные пещерные льды Центральной Якутии характеризуются наиболее тяжелыми и весьма специфичными изотопными составами, кардинально отличающимися от всех ранее известных льдов региона, включая снежные осадки, ПЖЛ едомной свиты, лед из современных ледников, наледей и др. Наиболее близкие составы наблюдались здесь только в жидких фазах воды летнего периода (дождевые осадки, поверхностные водоемы).

Характерная для "теплых" пещер горизонтальная зональность кристаллов десублимационных льдов подчеркивается их изотопным составом. Так, наиболее тяжелый состав ($\delta^{18}\text{O} = -(12.2 \pm 0.7)\text{‰}$, $\delta\text{D} = -(99.2 \pm 4.7)\text{‰}$, $d_{\text{exc}} = -(2.0 \pm 0.8)$) имеют столбчатые и пирамидальные кристаллы, формирующиеся в наиболее теплых участках. За ними следуют кристаллы в виде гексагональных пластинок со спиралевидной структурой ($\delta^{18}\text{O} = -(14.9 \pm 1.6)\text{‰}$, $\delta\text{D} = -(118.3 \pm 12.0)\text{‰}$, $d_{\text{exc}} = 1.0 \pm 0.9$). Наиболее легкий состав ($\delta^{18}\text{O} = -(21.2 \pm 0.8)\text{‰}$, $\delta\text{D} = -(178.0 \pm 4.7)\text{‰}$, $d_{\text{exc}} = -(8.2 \pm 1.5)$) имеют льды, формирующие пояс мелкокристаллической изморози вблизи входов в пещеры.

В пещере Скалолазов (“холодный” тип) в зимний период возникает хорошая вентиляция, что приводит к ее охлаждению (до $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$) на $15\text{--}17\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже температуры вмещающих ММП. Горизонтальная зональность в распределении кристаллов льдов здесь не возникает, формируются преимущественно дендритовые кристаллы. Их изотопный состав (8 проб) относительно стабилен ($\delta^{18}\text{O} = -(20.7 \pm 0.7)\text{ }_{\text{‰}}$, $\delta\text{D} = -(175.8 \pm 5.8)\text{ }_{\text{‰}}$) на всем протяжении пещеры, а дейтериевый эксцесс принимает очень низкие значения ($d_{\text{exc}} = -(8.8 \pm 1.5)$).

Изотопный состав (5 проб) сталагмита ($\delta^{18}\text{O} = -(19.8 \pm 0.7)\text{ }_{\text{‰}}$, $\delta\text{D} = -(160.9 \pm 5.2)\text{ }_{\text{‰}}$, $d_{\text{exc}} = -(2.7 \pm 1.4)$) из пещеры Скалолазов сходен с наледями Центральной Якутии. Источником его происхождения, вероятно, являются расплавы осадков теплого периода, а также расплавы зимней сублимационной изморози.

Результаты исследований позволяют предположить наличие корреляции между типами кристаллов десублимационных льдов, их изотопным составом и температурой формирования. В целом можно заключить, что изотопный состав сублимационных льдов является ярким индикатором их генезиса. Он свидетельствует о том, что данные льды не связаны со снежными осадками холодного периода года, но могут быть дериватами осадков теплого периода.

Составы десублимационных льдов кардинально отличаются от осадочно-метаморфических льдов современных ледников и конгломерационных льдов из ПЖЛ едомной свиты Якутии. Поэтому полученные данные не поддерживают конденсатно-ветровую гипотезу происхождения едомной свиты [Томирдиаро, Черненко, 1987], особенно в отношении формирования ПЖЛ путем конденсации атмосферной влаги в виде десублимационной изморози на стенках мерзлотных трещин.

Значительное обеднение дейтерием и сниженные величины d_{exc} до $-7\text{--}9\text{ }_{\text{‰}}$, характерное для наиболее низкотемпературных разновидностей десублимационных льдов (дендриты, мелкокристаллическая изморозь) в обеих исследованных пещерах, можно объяснить их вторичной возгонкой, сопровождающейся избирательным испарением легкого водорода. Вместе с тем данный механизм фракционирования десублимационных льдов остается не вполне ясным и требует дополнительных исследований.

Работа выполнена при поддержке Комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН II и РФФИ (проект № 17-05-00954-а), РФФИ-РС(Я) (проект № 18-45-140012).

Литература

- Арэ А.Л.** Испарение и эволюция снежного покрова в окрестностях Якутска // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М., Наука, 1972, с. 160–167.
- Базарова Е.П., Кононов А.М., Гутарева О.С., Нартова Н.В.** Особенности криогенных минеральных образований пещеры Охотничья в Прибайкалье (Иркутская область) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 3, с. 67–76.
- Болиховский В.Ф.** Парагенетические комплексы подземных льдов в буграх пучения Центрального Ямала // Криогенные физико-геологические процессы и методы изучения их развития. М., ВСЕГИНГЕО, 1987, с. 135–141.
- Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К.** Утяжеление изотопного состава повторно-жильных льдов Центральной Якутии вследствие активного испарения поверхностных вод // Арктика и Антарктика, 2017, № 3, с. 53–68.
- Буданцева Н.А., Мавлюдов Б.Р., Чинова Ю.Н., Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята // Лед и снег, 2016, т. 56, № 1, с. 20–28.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М., ОТП РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с.
- Васильчук Ю.К.** Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.** Изотопные методы в географии. Часть 1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, 228 с.
- Васильчук Ю.К., Шмелев Д.Г., Чербунина М.Ю. и др.** Новые изотопно-кислородные диаграммы позднплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов Мамонтовой Горы и Сырдаха, Центральная Якутия // Докл. РАН, 2019, т. 486, № 3, с. 365–370.
- Втюрин Б.И., Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Гасанов Ш.Ш.** Воронцовский разрез едомных отложений в низовьях р. Индигирки // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1984, № 53, с. 12–21.
- Гаврилова М.К.** Климат Центральной Якутии. Якутск, Кн. изд-во, 1962, 63 с.
- Галанин А.А., Павлова М.Р.** Позднечетвертичные дюнные образования (дьюлжуминская свита) в Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 1, с. 3–16.
- Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С. и др.** Стабильные изотопы O^{18} и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь) // Лед и снег, 2019, т. 59, № 3, с. 333–354.
- Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Лыткин В.М.** Тукулавы: песчаные пустыни Якутии // Природа, 2016, № 11, с. 44–55.
- Галанин А.А., Папина Т.С., Наказава Ф.З. и др.** Соотношение стабильных изотопов гляциально-криогенного комплекса хр. Сунтар-Хаята и источник его питания в позднем голоцене // Климатология и гляциология Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2015, с. 228–231.
- Геокриология СССР.** Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 414 с.
- Голубев В.Н., Конищев В.Н., Сократов С.А., Гребенников П.Б.** Влияние сублимации сезонного снежного покрова на формирование изотопного состава повторно-жильных льдов // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 3, с. 71–77.

- Горбунова К.А., Дорофеев Е.П., Максимович Н.Г.** Кунгурская пещера как объект научных исследований // Пещеры. Итоги исследований. Пермь, 1993, вып. 23–24, с. 113–120.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х.** Температурные условия зим Лаптевоморского региона за последние 50 тысяч лет в изотопной записи повторно-жильных льдов // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 32–40.
- Дмитриев В.Е.** Оледенение пещер как часть гляциосферы Земли // Карст Дальнего Востока и Сибири. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 47–53.
- Иглоvский С.А.** Формирование пещерно-карстовых льдов юго-востока Беломорско-Кулойского плато (Архангельская область) // География и природ. ресурсы, 2012, № 2, с. 56–62.
- Колпаков В.В.** Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1983, № 52, с. 123–131.
- Кунгурская** Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / Под ред. В.Н. Дублянского. Екатеринбург, УрО РАН, 2005, 376 с.
- Мавлюдов Б.Р.** Климатические системы пещер // Вопросы физической спелеологии. М., МФТИО, 1994, с. 6–24.
- Мавлюдов Б.Р.** О сублимационных льдах в пещерах // Северный спелеоальманах. Архангельск, 2001а, вып. 4, с. 14–20, http://www.nordspele.ru/cca/cca_4/index.htm.
- Мавлюдов Б.Р.** Классификация снежно-ледовых образований пещер // Пещеры. Пермь, Перм. гос. ун-т, 2001б, с. 97–107.
- Максимович Г.А.** Пещерные льды // Изв. ВГО СССР, 1947, т. 79, № 5, с. 537–543.
- Основы** геокриологии. Ч. 2. Литогенетическая геокриология / Э.Д. Ершов, Т.Н. Жесткова, Э.З. Кучуков и др. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, 399 с.
- Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н. и др.** Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 2, с. 60–69.
- Скачков Ю.Б.** Тенденции изменения климата Центральной Якутии на рубеже XX–XXI вв. // Материалы Междунар. науч. конф. “Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии”. Иркутск, ИГ СО РАН, 2012, т. 1, с. 38–41.
- Томирдиаро С.В.** Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики / С.В. Томирдиаро, Б.И. Черненко. М., Наука, 1987, 198 с.
- Трофимова Е.В.** Оледенение пещер Байкала // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 1, с. 14–21.
- Трофимова Е.В.** Карст природного парка “Ленские столбы” – уникальное природное явление // Изв. РГО, 2012, т. 144, № 3, с. 68–75.
- Шац М.М.** Подземные льды: сублимационные льды в искусственных подземных пространствах (на примере подземных лабораторий Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН) // ИЛИН [Электрон. журн.], 2010, № 5–6, <http://ilin-yakutsk.narod.ru/2010-56/06.htm>.
- Vooreboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.L.** Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, Northern Siberia // The Cryosphere, 2013, vol. 7, p. 31–46.
- Craig H.** Isotopic variations in meteoric waters // Science, 1961, vol. 133, p. 1702–1703.
- Dansgaard W.** Stable isotope in precipitation // Tellus, 1964, vol. XVI, No. 4, p. 436–468.
- Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y. et al.** Isotopic composition and origin of snow over Siberia // J. Geophys. Res., 2005, vol. 110, D13102.
- Lacelle D., Lauriol B., Clark I.D.** Formation of seasonal ice bodies and associated cryogenic carbonates in Caverne de l’Ours, Que´bec, Canada: Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures // J. Cave and Karst Studies, 2009, vol. 71, No. 1, p. 48–62.
- Meyer H., Opel T., Laepple T. et al.** Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene // Nature Geoscience, 2015, vol. 8, No. 2, p. 122–125.
- Ohata T., Hiyama T., Tanaka H. et al.** Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in Eastern Siberia // Hydrol. Processes, 2001, vol. 15, p. 1459–1476.
- Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R.** Isotopic patterns in modern global precipitation // Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophys. Monogr., 1993, vol. 78, p. 1–36.
- Souchez R.A., Jouzel J., Lorrain R. et al.** A kinetic isotope effect during ice formation by water freezing // Geophys. Res. Lett., 2000, vol. 27, p. 1923–1926.
- Yonge C.J., MacDonald W.D.** The potential of perennial cave ice in isotope palaeoclimatology // Boreas, 1999, vol. 28, p. 357–362.

References

- Are A.L. Evaporation and evolution of snow cover in the vicinity of Yakutsk. In: Eksperimentalnye issledovaniya teplomas-soobmena v merzlykh porodakh [Experimental Studies of Heat Exchange Processes in Frozen Rocks]. Moscow, Nauka, 1972, p. 160–167 (in Russian).
- Bazarova E.P., Kononov A.M., Gutareva O.S., Nartova N.V. Characteristics of cryogenic mineral formations of Okhotnichya cave at Pre-Baikal areas (Irkutsk region). Earth’s Cryosphere, 2014, vol. XVIII, No. 3, p. 62–71.
- Bolikhovskii V.F. Paragenetic complexes of ground ice in pingos in Central Yamal. In: Kriogennye fiziko-geologicheskie processy i metody izucheniya ikh razvitiya [Cryogenic Physical-Geological Processes and Methods of the Study of Their Evolution]. Moscow, VSEGINGEO, 1987, p. 135–141 (in Russian).
- Budantseva N.A., Vasil’chuk Yu.K. The heaving of isotopic composition of ice wedges in Central Yakutia driven by intense evaporation of surface waters. Arktika i Antarktika [Arctic and Antarctic], 2017, No. 17, p. 53–68, DOI: 10.7256/2453-8922.2017.3.24541.
- Budantseva N.A., Mavlyudov B.R., Chizhova J.N., Vasil’chuk Yu.K. Oxygen isotope composition of ice of the glacier No. 30, Suntar-Khayata Mountains. Led i Sneg [Ice and Snow], 2016, vol. 56, No. 1, p. 20–28.
- Vasil’chuk Yu.K. Izotopno-kislorodnyi sostav povtorno-zhilnykh l’dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsiy) [Oxygen Isotope Composition of Ground Ice (Application to Paleogeocryological Reconstructions)]. Moscow, Theor. Probl. Dept. RAS, Moscow University, Research Institute of Engineering for Construction (PNIIS), 1992, Book 1, 420 p. (in Russian).
- Vasil’chuk Yu.K. Povtorno-zhil’nye l’dy: geterotsiklichnost’, geterokhronnost’, geterogennost’ [Ice wedges: heterocyclicity, heterochronism, heterogeneity]. Moscow, Moscow University Press, 2006, 404 p. (in Russian).
- Vasil’chuk Yu.K., Vasil’chuk A.C. Izotopnye metody v geografii. Chast’ 1. Geokhimiya stabil’nykh izotopov prirodnykh l’dov [Isotope Ratios in the Environment. Pt. 1. Stable Isotope Geo-

- chemistry of Natural Ice]. Moscow, Moscow University Press, 2011, 228 p. (in Russian).
- Vasil'chuk Yu.K., Shmelev D.G., Cherbunina M.Y. et al. New oxygen isotope diagrams of Late Pleistocene and Holocene ice wedges of Mamontova Gora and Syrdah Lake, Central Yakutia. Doklady RAN [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2019, vol. 486, No. 3, p. 365–370, DOI: 10.31857/S0869-56524863365-370.
- Vtyurin B.I., Bolikhovskaya N.S., Bolikhovsky V.F., Gasanov Sh.Sh. Vorontsovskiy section of yedoma deposits in the lower reaches of the Indigirka River. Byull. Komissii po izucheniyu Chetvertichnogo perioda AN SSSR [Bulletin of the Commission on Study of the Quaternary AS of the USSR], 1984, No. 53, p. 12–21.
- Gavrilova M.K. Klimate Central'noi Yakutii [The Climate of Central Yakutia]. Yakutsk, Knizhnoye Izd-vo, 1962, 63 p. (in Russian).
- Galanin A.A., Pavlova M.R. Late quaternary dune formations (D'olkuminskaya series) in Central Yakutia (Part 2). Earth's Cryosphere, 2018, vol. XXIII, No. 1, p. 3–15.
- Galanin A.A., Pavlova M.R., Papina T.S., Eyrikh A.N. et al. Stable isotopes O^{18} and D in key components of water flows and the permafrost zone of Central Yakutia (Eastern Siberia). Led i Sneg [Ice and Snow], 2019, vol. 59, No. 3, p. 333–354, DOI: 10.15356/2076-6734-2019-3-414.
- Galanin A.A., Pavlova M.R., Shaposhnikov G.I., Lytkin V.M. Tukulans: sand deserts of Yakutia. Priroda [Nature], 2016, No. 11, p. 44–55.
- Galanin A.A., Papina T.S., Nakazawa F. et al. Stable isotopic composition of glacial-cryogenic complex of Suntar-Khayat Ridge and the source of its feeding in Late Holocene. In: Klimatologiya i glaciologiya Sibiri [Climatology and Glaciology of Siberia]. Tomsk, Izd-vo CNTI, 2015, p. 228–231 (in Russian).
- Geokriologiya SSSR. Srednaya Sibir [Geocryology of the USSR. Middle Siberia] / E.D. Ershov (Ed.). Moscow, Nedra, 1989, 414 p. (in Russian).
- Golubev V.N., Konishchev V.N., Sokratov S.A., Grebennikov P.B. Influence of sublimation in a seasonal snow cover on formation of an isotopic content of wedge ice. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2001, vol. V, No. 3, p. 71–77.
- Gorbunova K.A., Dorofeev E.P., Maksimovich N.G. Kungurskaya cave as the object of scientific researches. In: Peschery. Rezul'taty issledovaniy [Caves. Research Results and findings]. Perm, 1993, issue 23–24, p. 113–120 (in Russian).
- Dereviagin A.Yu., Chizhov A.B., Meyer H., Opel T. et al. Isotopic composition of texture ices, Laptev Sea coast. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2010, vol. XIV, No. 1, p. 32–40.
- Dmitriev V.E. Glaciation of caves as part of the Earth's glaciosphere. In: Karst Dal'nego Vostoka i Sibiri [Karst of the Far East and Siberia]. Vladivostok, Far Eastern Scientific Center, AS of the USSR, 1980, p. 47–53 (in Russian).
- Iglovskii S.A. Formation of cave-karst ice in the southeastern part of the Belomorsko-Kuloiskoe plateau (Arkhangelsk oblast). Geografiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources], 2012, No. 2, p. 56–62.
- Kolpakov V.V. Aeolian Quaternary deposits in the Lena area of Yakutia. Byull. Komissii po izucheniyu Chetvertichnogo perioda AN SSSR [Bulletin of the Commission on Study of the Quaternary AS of the USSR], 1983, No. 52, p. 123–131.
- Kungurskaya Ledyana'a Peschera: opyt rezhimnykh nablydeniy [Kungur Ice Cave: experience of routine observations]. V.N. Dublyanskiy (Ed.). Ekaterinburg, UrO RAN, 2005, 376 p. (in Russian).
- Mavlyudov B.R. Caves climatic systems. In: Voprosy fizicheskoi speleologii [Questions of Physical Speleology]. Moscow, MFTIY, 1994, p. 6–24 (in Russian).
- Mavlyudov B.R. On sublimation ices in caves. In: Severnyi speleoal'manakh [Northern Speleoalmanac]. Arlhangel'sk, 2001a, issue 4, p. 14–20 (in Russian).
- Mavlyudov B.R. Classification of cave snow-ice formations. In: Peshchery [Caves]. Perm, Perm State University, 2001b, p. 97–107 (in Russian).
- Maksimovich G.A. Peshchernyye l'dy [Cave ices]. Izv. VGO SSSR, 1947, vol. 79, No. 5, p. 537–543 (in Russian).
- Osnovy geokriologii. Chast' 2. Litogeneticheskaya geokriologiya [Fundamentals of Geocryology. Part 2. The Lithogenetic Geocryology]. E.D. Ershov, T.N. Zhestkova, E.Z. Kuchukov et al. Moscow, Moscow University Press, 1996, 399 p. (in Russian).
- Papina T.S., Malygina N.S., Eirikh A.N., Galanin A.A. et al. Isotopic composition and sources of atmospheric precipitation in Central Yakutia. Earth's Cryosphere, 2017, vol. XXI, No. 2, p. 52–61.
- Skachkov Yu.B. Climate change trends in Central Yakutia at the turn of the XX–XXI centuries. In: Proc. of the Intern. Conf. “Regional environmental response to global change in Northeast and Central Asia”. Irkutsk, Institute of Geography SB RAS, 2012, vol. 1, p. 38–41 (in Russian).
- Tomirdiario S.V., Chernenky B.I. Kriogenno-eolovyye otlozheniya Vostochnoi Arktiki i Subarktiki [Cryogenic-Aeolian Deposits of the Eastern Arctic and Subarctic]. Moscow, Nauka, 1987, 198 p. (in Russian).
- Trofimova E.V. Glaciation of Baikal caves. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2006, vol. X, No. 1, p. 14–21.
- Trofimova E.V. Karst as a unique natural phenomenon of Lena Pillars Nature Park. Izv. Russkogo Geograficheskogo Obshchestva [Proceedings of the Russian Geographical Society], 2012, vol. 144, No. 3, p. 68–78 (in Russian).
- Shats M.M. Ground ices: sublimation ice in artificial underground chambers (on the example of underground laboratories of Melnikov Permafrost Institute SB RAS). ILIN, 2010, No. 5–6, Electronic Journal, <http://ilin-yakutsk.narod.ru/2010-56/06.htm>.
- Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, Northern Siberia. The Cryosphere, 2013, vol. 7, p. 31–46.
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 1961, vol. 133, p. 1702–1703.
- Dansgaard W. Stable Isotope in Precipitation. Tellus, 1964, vol. XVI, No. 4, p. 436–468.
- Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y. et al. Isotopic composition and origin of snow over Siberia. J. Geophys. Res., 2005, vol. 110, D13102.
- Lacelle D., Lauriol B., Clark I.D. Formation of seasonal ice bodies and associated cryogenic carbonates in Caverne de l'Ours, Que'bec, Canada: Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures. J. Cave and Karst Studies, 2009, vol. 71, No. 1, p. 48–62.
- Meyer H., Opel T., Laepple T. et al. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene. Nature Geoscience, 2015, vol. 8, No. 2, p. 122–125.

Ohata T., Hiyama T., Tanaka H. et al. Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in Eastern Siberia. *Hydrol. Processes*, 2001, vol. 15, p. 1459–1476.

Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*, *Geophys. Monogr.*, 1993, vol. 78, p. 1–36.

Souchez R.A., Jouzel J., Lorrain R. et al. A kinetic isotope effect during ice formation by water freezing. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, vol. 27, p. 1923–1926.

Yonge C.J., MacDonald W.D. The potential of perennial cave ice in isotope palaeoclimatology. *Boreas*, 1999, vol. 28, p. 357–362.

*Поступила в редакцию 2 июля 2019 г.,
после доработки – 10 октября 2019 г.,
принята к публикации 16 октября 2019 г.*