

Е.П. БАЗАРОВА*, О.И. КАДЕБСКАЯ**, Е.А. ЦУРИХИН***, А.М. КОНОНОВ*, ****

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия, bazarova@crust.irk.ru, amkononov@yandex.ru

**Горный институт УрО РАН, 614007, Пермь, ул. Сибирская, 78а, Россия, icesave@bk.ru

***Уральский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии, 620014, Екатеринбург, ул. 8 Марта, 5, Россия, zurihe@mail.ru

****Иркутский национальный исследовательский технический университет, 664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия, amkononov@yandex.ru

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ПЕЩЕР ХРЕБТА СУРХАНТАУ (УЗБЕКИСТАН)

Впервые изучены морфология, химический и изотопный состав минеральных отложений трех пещер в высокогорном районе хр. Сурхантау, расположенного на юго-востоке Узбекистана. Хребет является частью юго-западных отрогов Гиссарского хребта, входящего в Гиссаро-Алайскую горную систему Южного Тянь-Шаня. В рассматриваемых пещерах выявлены четыре типа минеральных отложений, из которых наиболее значимыми являются водно-хемогенные образования. Данные отложения, в морфологическом отношении представленные агрегатами гравитационных, субаквальных, кораллит-кристаллитовых кор, пещерной пудрой и волокнистыми образованиями, сложены преимущественно кальцитом с включениями фторапатита, барита, магнетита, гетита, рутила, плагиоклаза, эпидота и кварца. Отложения из привходовой части пещеры имени Вишневого отличаются ростом $d^{13}C$ при практически одинаковых значениях $d^{18}O$, что указывает на отрицательные температуры. Приведены данные о составе подземных вод, описаны условия их формирования при спелеолитогенезе на основе гидрогеохимических и изотопных исследований. Изотопный состав карстовых вод говорит о преобладании зимнего снегового питания. Крупные кальцитовые агрегаты и мощный слой рыхлых отложений в подземных полостях указывают на формирование пещер в условиях теплого и влажного климата обильными водотоками, имеющими область питания в некарстующихся песчаниках, которые на сегодняшний момент практически уничтожены эрозией. В настоящее время развитие подземных полостей продолжается в донных частях вследствие деятельности подземных вод и в привходовых частях за счет обвальных процессов.

Ключевые слова: пещера, минералы, подземные воды, изотопия, Гиссарский хребет.

E.P. BAZAROVA*, O.I. KADEBSKAYA**, E.A. TSURIKHIN***, A.M. KONONOV*, ****

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, 664033, Irkutsk, ul. Lermontova, 128, Russia, bazarova@crust.irk.ru, amkononov@yandex.ru

**Mining Institute, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, 614007, Perm, ul. Sibirskaya, 78a, Russia, icesave@bk.ru

***Ural Branch of the Russian Research Institute of Fisheries and Oceanography, 620014, Ekaterinburg, ul. 8 Marta, 5, Russia, zurihe@mail.ru

****Irkutsk National Research Technical University, 664074, Irkutsk, ul. Lermontova, 83, Russia, amkononov@yandex.ru

MINERAL DEPOSITS AND UNDERGROUND WATERS OF THE CAVES OF THE SURKHANTAU RANGE (UZBEKISTAN)

The morphology, chemical and isotopic composition of mineral deposits of three caves in the high-mountain region of the Surkhantau Range, located in the southeast of Uzbekistan, have been studied for the first time. The range is part of the southwestern spurs of the Gissar Range, which belongs to the Gissar-Alai mountain system of the Southern Tien Shan. Four types of mineral deposits have been identified in the caves under consideration, the most significant of which are water-chemogenic formations. These deposits, morphologically represented by aggregates of gravitational, subaqueous, corallite-crystallicite crusts, cave powder and fibrous formations, are composed mainly of calcite with inclusions of fluorapatite, barite, magnetite, goethite, rutile, plagioclase, epidote and quartz. The deposits from the entrance part of the Vishnevsky Cave are distinguished by an increase in $d^{13}C$ with almost identical $d^{18}O$ values, which indicates negative temperatures. The data on the composition of groundwater are presented,

and the conditions of their formation during speleolithogenesis are described based on hydrogeochemical and isotope studies. The isotopic composition of karst waters is indicative of the predominance of winter snow feeding. Large calcite aggregates and a thick layer of loose sediments in underground cavities provide evidence of the formation of caves in warm and humid climates by abundant watercourses with a feeding area in non-karst sandstones, which are currently almost destroyed by erosion. At present, the development of underground cavities continues in the bottom parts due to the activity of groundwater and in the entrance parts due to landslide processes.

Keywords: cave, minerals, groundwater, isotopy, Gissar Range.

ВВЕДЕНИЕ

Хребет Сурхантау расположен на юго-востоке Узбекистана (рис. 1) и является частью юго-западных отрогов Гиссарского хребта, входящего в Гиссаро-Алайскую горную систему Южного Тянь-Шаня. Для юго-западных отрогов Гиссарского хребта, в которые, помимо хр. Сурхантау, входят (с запада на восток) хребты Кугитангтау, Байсунтау и Чак-Чар, характерно широкое развитие карстовых ландшафтов. Наиболее известным в этом отношении является хр. Кугитангтау, где расположена карстовая система Кап-Кутан, входящая в десятку выдающихся пещер мира [1].

Высокогорные районы представляют большой интерес для спелеологов в плане возможности открытия там новых глубоких пещер. Хребет Сурхантау является одним из таких районов, так как перепад высот между входами в карстовые системы и источниками, в которых происходит разгрузка воды, составляет около 2 км. Пещеры хр. Сурхантау исследуются экспедициями Екатеринбургского городского клуба спелеологов (ранее Свердловская городская спелеосекция) с 1980-х гг. [2, 3]; в 1984 г. было начато исследование пещеры Бой-Булок, которая на сегодняшний день является глубочайшей в Средней Азии. Спелеологические работы в основном были направлены на поиск и прохождение пещер. Что касается специальных исследований карстовых полостей, то им уделялось мало внимания. Исключение составляет система Кап-Кутан, где были детально изучены минералогия и микробиология пещерных отложений [4, 5]. В ходе спелеологических работ на хр. Байсунтау (массив Ходжа-Гур-Гур-Ата) изучался состав карстовых вод [6], на хр. Сурхантау проводились геологические и гидрогеологические исследования [7, 8], но полученные данные не были опубликованы в научных изданиях, а минеральным отложениям карстовых полостей практически не уделялось внимания.

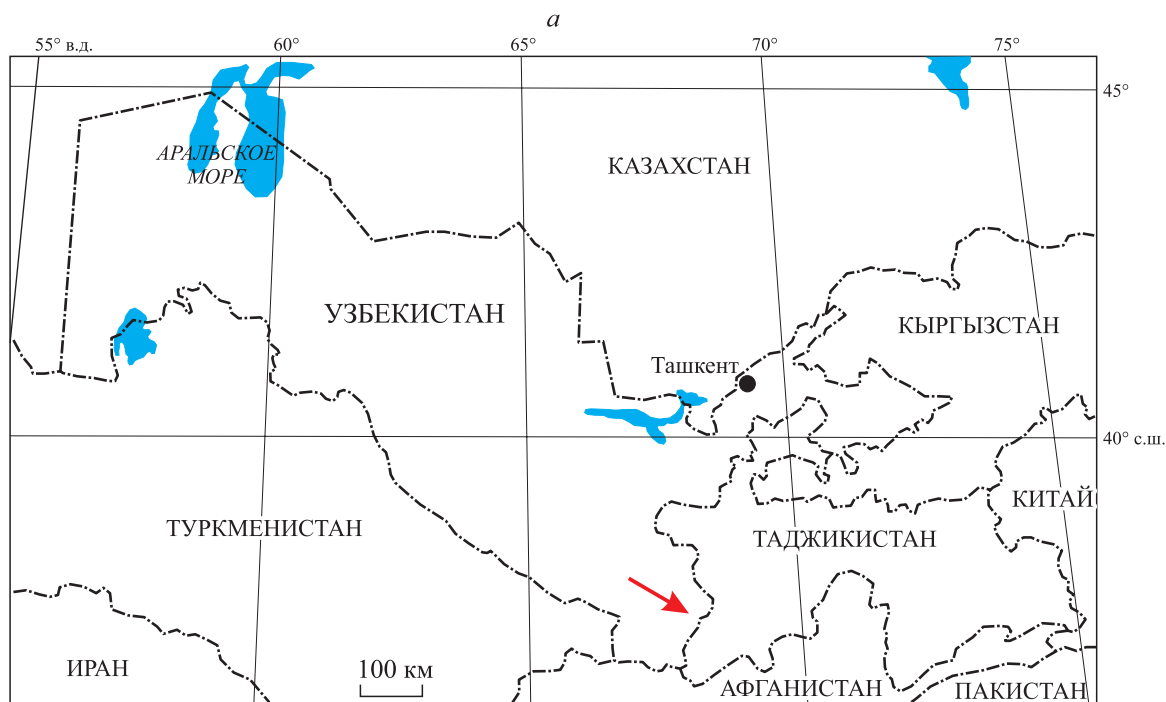
Минеральные отложения в подземных полостях сохраняют в себе информацию об этапах развития пещеры, которые тесно связаны с климатическими и геодинамическими условиями в данном районе.

Цель данной работы — изучение процессов формирования подземных вод и минеральных отложений пещер хр. Сурхантау. Для достижения этой цели характеризуются морфология и минеральный состав спелеотем, приводятся данные о составе подземных вод, описываются условия их формирования при спелеолитогенезе на основе гидрогеохимических и изотопных исследований. Впервые приводятся сведения о минеральных отложениях трех пещер в юго-западной части хр. Сурхантау, расположенных близко друг от друга и, вероятно, в прошлом являвшихся частями одной карстовой системы.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Хребет Сурхантау, расположенный в Сурхандарьинской области Узбекистана, является самым восточным в системе юго-западных отрогов Гиссарского хребта и протягивается в северо-восточном направлении примерно на 50 км при ширине 12–20 км. Высшей точкой является гора Чульбаир высотой 3812 м над ур. моря. В ядре поднятия обнажаются метаморфические породы протерозоя и маломощные вулканогенно-осадочные отложения карбона, северо-западный склон бронирован известняками кугитангской свиты верхней юры, в которых заложены исследуемые пещеры (химический состав известняков приведен в табл. 1). Известняки серого цвета, органогенные (в шлифах наблюдаются остатки остракод и обломки спикул губок), микрозернистые, сложены беспорядочно расположенными зернами кальцита с примесью (не более 5 %) зерен кварца и рудных минералов, предположительно пирита.

Хребет Сурхантау является асимметричной антиклинальной складкой, юго-восточное крыло которой осложнено Сурхантауским взбросом, а северо-западное полого падает к хр. Байсунтау (рис. 2, а). Северо-западная сторона хребта представляет собой наклонное известняковое плато (см. рис. 2, б) (азимут падения пластов 300–310°, угол падения 10–25°), а с юго-восточной стороны массив срезан



б

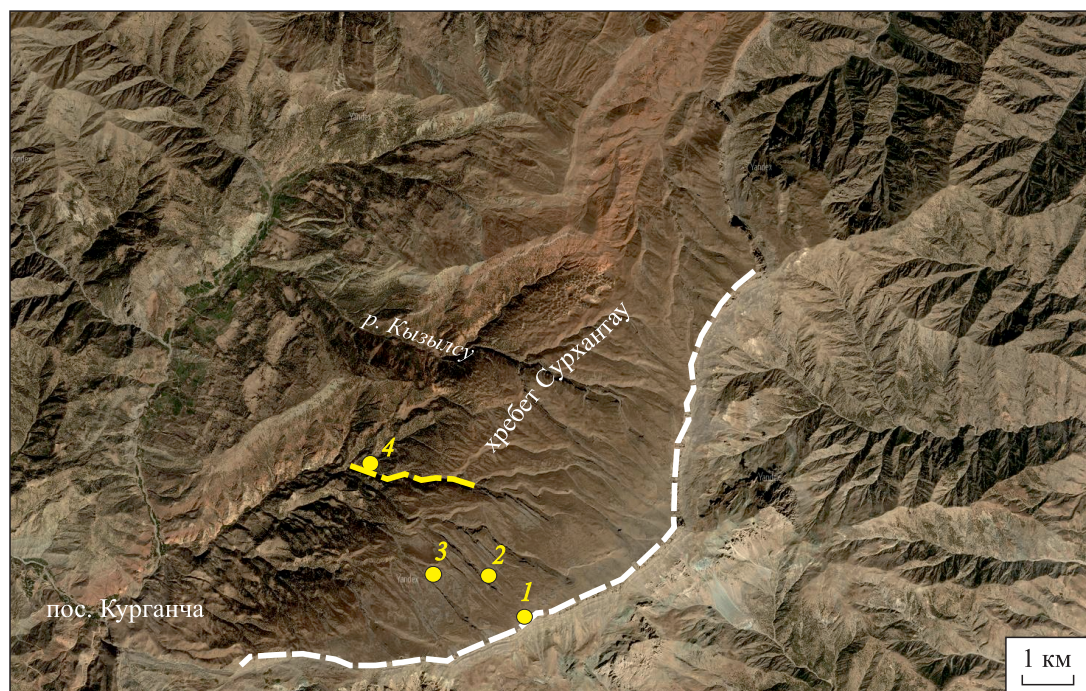


Рис. 1. Географическое положение хр. Сурхантау.

а — местоположение хребта (показан стрелкой); *б* — территория исследования: 1 — пещера Вишневого, 2 — пещера Лунная, 3 — пещера Бой-Булок; 4 — карстовый источник в Большом Каньоне. Штрихпунктирной линией обозначены государственные границы; желтым пунктиром — Большой Каньон; белым — стена с юго-восточной стороны хребта (см. рис. 2, *б*).

Таблица 1

Химический состав пород, в которых заложены пещеры, мас.%

Компонент	Образец					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0,62	0,53	1,07	1,69	0,27	0,3
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,02	0,02
Al ₂ O ₃	0,45	0,43	0,37	0,43	0,4	0,48
Fe ₂ O ₃	0,29	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
MnO	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,56	0,79	0,5	0,59	0,48	0,5
CaO	54,92	54,66	55,22	54,08	55,65	54,42
Na ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K ₂ O	0,04	0,05	0,05	0,06	0,02	0,02
P ₂ O ₅	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
H ₂ O ⁻	0,07	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01
ППП	1,91	0,95	1,21	0,95	1,62	1,31
SO ₃	0,15	0,19	0,08	<0,05	<0,05	0,39
CO ₂	41,25	42,32	41,72	41,94	41,72	42,16
Сумма	100,29	99,95	100,27	99,77	100,17	99,61

Примечание. Образцы вмещающих пород из пещеры Бой-Булок взяты на расстоянии 10 м (1) и 150 м (2) от входа; пещеры Вишневого — на глубине 60 м (3) и 200 м (4) от входа; Лунной — на расстоянии 5 м (5) и 450 м (6) от входа. ППП — потери при прокаливании.

вертикальной стеной высотой до 400 м. Сводовая часть складки ундурирует, образуя несколько второстепенных пологих изгибов поверхности фундамента [9], что, возможно, стало причиной возникновения тектонически ослабленных зон северо-западного направления, по которым впоследствии развились карстовые каналы. На поверхности отсутствуют крупные вертикальные карстовые формы (колодцы, шахты), что может быть связано с палеоген-неогеновым горным оледенением [7], на которое указывают моренные карбонатные отложения в средней части массива. При этом наблюдается большое число каньонов протяженностью в сотни метров, глубиной от 10 м в верхней части до 100 м в нижней, развитых вдоль тектонических трещин азимута 300–310° [7]. В бортах каньонов часто вскрываются карстовые полости (пещеры Лунная, Бой-Булок) (см. рис. 2, в).

Район характеризуется сухим жарким летом и непродолжительной зимой, в течение которой выпадает большая часть осадков, а среднегодовая температура, по данным метеостанции в ближайшем крупном населенном пункте — городе Байсун (абс. отметка 1241 м), составляет 12 °С [10].

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования Узбекской ССР [11, 12], Сурхантау находится в области Сурхандарьинского артезианского бассейна. Водоносными являются меловые и юрские отложения, к трещиноватым и местами закарстованным известнякам верхней юры приурочены родники, поверхностные водотоки образуются преимущественно в весеннее время при таянии снежников и концентрируются в каньонах. Ранее [8] было выявлено, что разгрузка воды из пещеры Бой-Булок происходит в источнике под южной стеной горного массива в каньоне р. Зарварос (другое название — Курганчасай). В 2019 г. был произведен отбор проб воды из источника в северной части массива (в Большом Каньоне) для определения возможной связи с водами расположенных выше пещерных систем.

В ходе экспедиционных работ 2019 г. (руководитель экспедиции В.Л. Логинов) исследовались три пещеры — имени Вишневого, Бой-Булок и Лунная. Бой-Булок известна местным жителям с 1970-х гг. и впервые была обследована спелеологами в 1984 г. Узкий горизонтальный вход (см. рис. 2, в) расположен в борту каньона на высоте 2647 м над ур. моря. Длина пещеры составляет 14 800 м при амплитуде 1415 м (здесь и далее размеры карстовых полостей представлены по данным Екатеринбургского городского клуба спелеологов на 2019 г.). Пещера представляет собой узкий высокий меандр с несколькими гротами размерами до 30 м в поперечнике и колодцами глубиной до 100 м. Пещера Вишневого (длина 8004 м, глубина 1151 м) была открыта в 2015 г. Вход находится на вертикальной стене хребта (см. рис. 2, д) на высоте 3522 м над ур. моря, а сама пещера развивается в сторону Бой-

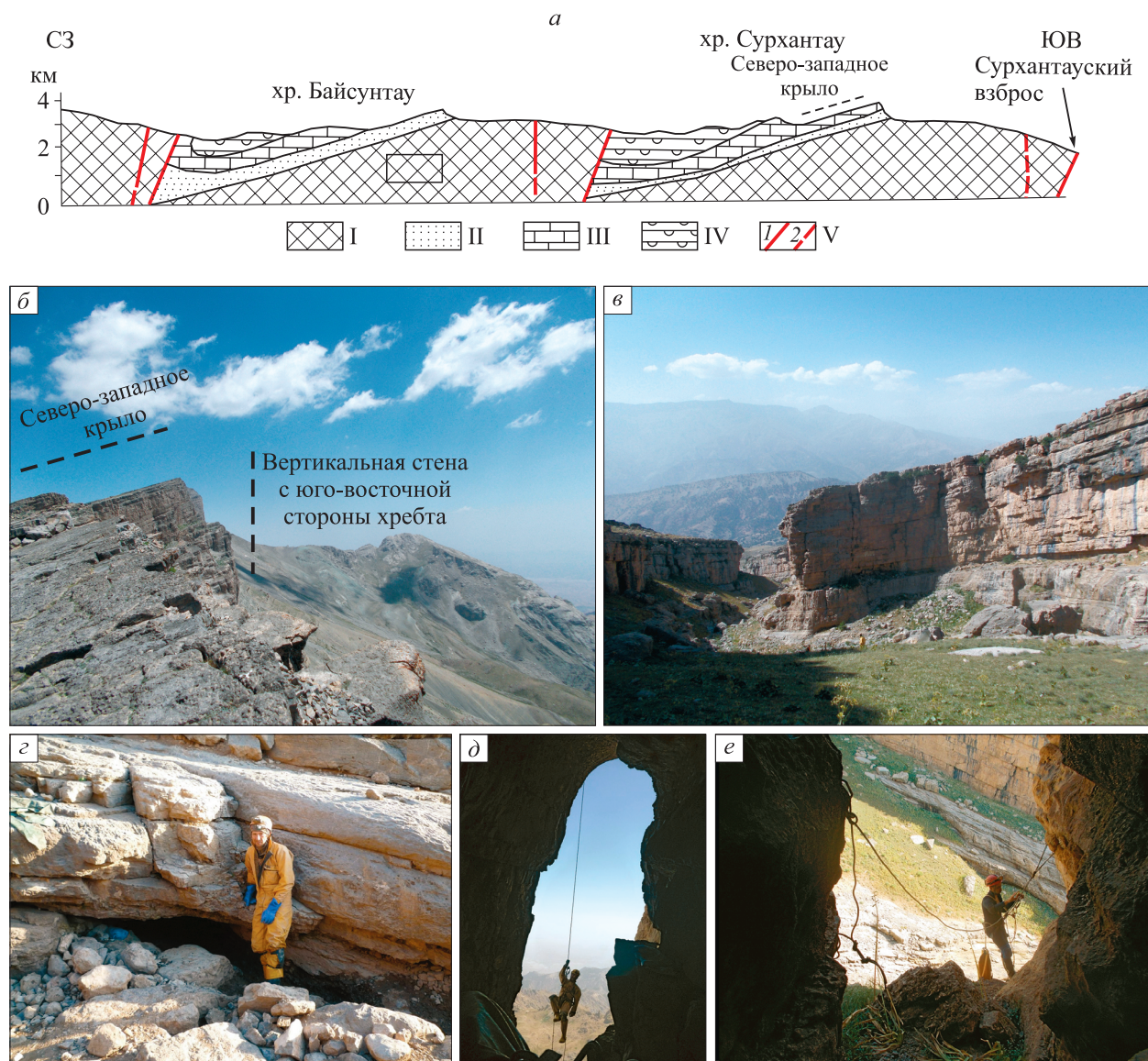


Рис. 2. Геологическое строение и формы рельефа хр. Сурхантау.

а — упрощенная схема профиля поднятий юго-западных отрогов Гиссарского хребта, по [9]: I — вулканогенно-осадочные отложения палеозоя, II — переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролитов и известняков нижней-средней юры, III — известняки верхней юры, IV — красноцветные отложения мелового возраста, V — тектонические нарушения (1 — достоверные, 2 — предполагаемые); *б* — срезанная часть антиклинальной складки; *в* — каньон. Входы в пещеры: *г* — Бой-Булок, *д* — Вишневого, *е* — Лунная.

Булока. Пещера Вишневого представляет собой меандр высотой 5–15 м и средней шириной около 0,5 м, в основной ход впадает четыре притока. При соединении пещер Бой-Булок и Вишневого общая глубина карстовой системы может составить 2085 м. Пещера Лунная (длина 547 м, глубина 120 м) была открыта в 2017 г. Вход (см. рис. 2, *е*) расположен в вертикальной стене широкого каньона (см. рис. 2, *в*), на абс. отметке 3015 м над ур. моря. Карстовая полость представляет собой высокий ход шириной 0,2–1 м с двумя небольшими гротами.

Водотоки в исследуемых пещерах представлены ручьями и небольшими озерами. Из пещеры Бой-Булок вытекает ручей с расходом 0,04–0,1 л/с, при этом в донной части пещеры наблюдаются ручьи с расходом воды 5–8 л/с [8]. В пещере имени Вишневого отмечается ручей с расходом воды от 0,2 л/с в средней части до 3–4 л/с в донной части. В пещере Лунной наблюдаются озера длиной до нескольких метров при ширине до 1 м.

В исследуемых пещерах можно выделить следующие генетические типы [13] отложений: остаточные (пещерная глина), обваловые (обломочные продукты обрушения сводов пещеры), водные механические осадки (отложения пещерных ручьев), водно-хемогенные отложения (натечные образования) и органогенные (растительные остатки, гуано и кости млекопитающих в привходовых частях, особенно в пещере Лунной). В работе рассматриваются первые четыре типа, т. е. только минеральные отложения. Были взяты образцы вмещающих пород, воды, рыхлых образований и естественные обломки водно-хемогенных образований. В пещере Бой-Булок опробована только привходовая часть на протяжении около 200 м; в пещере Вишневого образцы отбирались из разных точек до глубины 200 м; пещера Лунная опробована полностью.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение минерального состава образцов проводилось в Центре коллективного пользования (ЦКП) «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (Иркутск) методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3.0 (аналитик М.Н. Рубцова). Условия съемки: излучение — CuK_α , Ni — фильтр, $V = 25$ кВ, $I = 20$ мА, шаг сканирования — $0,05^\circ$. Морфология, минеральный и химический состав образцов устанавливались на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 в Горном институте УрО РАН (Пермь) (аналитик О.В. Коротченкова). Содержание петрогенных компонентов определялось методом силикатного анализа в ЦКП Института земной коры СО РАН (аналитик М.М. Самойленко) (табл. 1).

Также изучение морфологии и химического состава некоторых образцов было проведено в аншлифах с помощью электронного сканирующего микроскопа LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром (EDS) Inc-Energy-300 в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (Улан-Удэ) (аналитик Е.А. Хромова). Условия EDS-анализа следующие: ускоряющее напряжение — 20 кВ, ток электронного пучка — 1,5 нА, время набора спектров — 60 с. В качестве образцов сравнения для большинства элементов были использованы простые химические соединения и металлы: SiO_2 (Si, O), Al_2O_3 (Al), диопсид (Mg, Ca), альбит (Na), ортоклаз (K), BaF_2 (Ba, F), $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ (P), Ti, Nb, Zr, Fe, Mn, Zn, Ni, Cu, Co и др. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) применялся металлический Co.

Анализ макрокомпонентного состава вод выполнен в ЦКП Института земной коры СО РАН (аналитик Л.А. Дурбан) методом пламенной фотометрии с использованием атомно-абсорбционного спектрофотометра SOLAAR M (Thermo Elemental, IN-TERTECH Corporation, США) — K^+ и Na^+ , объемным титриметрическим методом — Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , весовым — SO_4^{2-} , колориметрическим — NH_4^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NO_2^- , NO_3^- , H_4SiO_4 , HPO_4^{2-} ; определены также pH, удельный вес и минерализация вод (табл. 2). Определение микрокомпонентов производилось методом ICP-MS в ЦКП изотопно-геохимических исследований Института геохимии СО РАН. Исследования выполняли с помощью масс-спектрометра высокого разрешения ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия), дающе-

Таблица 2

Химический состав воды из пещер Бой-Булок и Лунная и карстового источника в Большом Каньоне

Образец	Минерализация, мг/л	pH	Форма выражения анализа	Содержание компонентов							
				K^+	Na^{2+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-
1	229,69	7,65	мг/л	0,39	0,77	2,31	48,7	157,43	3,5	1,42	5,1
			мг-экв/л	0,01	0,03	0,19	2,43	2,58	0,07	0,04	0,08
			%-экв	0,37	1,26	7,13	91,23	92,91	2,62	1,44	2,96
2	167,45	7,8	мг/л	0,24	0,72	0,24	36,47	112,27	2,0	1,06	4,43
			мг-экв/л	0,01	0,03	0,02	1,82	1,84	0,04	0,03	0,07
			%-экв	0,33	1,67	1,07	96,94	92,77	2,1	1,51	3,6
3	194,58	7,4	мг/л	0,29	0,53	3,53	40,28	133,02	7,0	1,06	3,87
			мг-экв/л	0,01	0,02	0,29	2,01	2,18	0,15	0,03	0,06
			%-экв	0,32	0,99	12,44	86,25	90,15	6,03	1,24	2,58

Примечание. 1 — вода из пещеры-источника Бой-Булок; 2 — вода из озера в пещере Лунной (питание озера за счет капели); 3 — вода из карстового источника в Большом Каньоне (водопад).

Таблица 3

Изотопный состав минеральных отложений пещер хр. Сурхантау

Номер образца	Место отбора образца	Изотопный состав	
		$\delta^{18}\text{O}$, ‰ VPDB	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ VPDB
U17	Вмещающая порода из пещеры Лунной, 5 м от входа	-1,92	3,87
U20	Вмещающая порода из пещеры Бой-Булок, 10 м от входа	-1,44	3,53
U23	Вмещающая порода из пещеры Вишневого, 60 м от входа	-3,13	3,61
U24-1	Натечная кора из пещеры Вишневого, 60 м от входа	-10,69	-1,31
U24-3	Пещерная пудра из пещеры Вишневого, 60 м от входа	-10,03	-2,56
U14-2	Пещерный жемчуг из пещеры Лунной, около 100 м от входа	-9,92	-4,56
U15-1	Натечная кора из пещеры Лунной, около 200 м от входа	-8,64	-8,11
U15-2	Натечная кора из пещеры Лунной, около 250 м от входа	-9,1	-7,74
U21-1	Натечная кора из пещеры Бой-Булок, около 150 м от входа	-9,28	-4,45
U21-2	Натечная кора из пещеры Бой-Булок, около 100 м от входа	-9,95	-4,06

Примечание. Результаты обрабатывались статистически и нормализовались относительно стандарта V-SMOW. Средняя точность измерений $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0,1$ ‰, $\delta^2\text{H}$ — $\pm 0,4$.

го возможность работы в режимах низкого — 400 (LR), среднего — 4000 (MR) или высокого — 10 000 (HR) разрешения (LR, MR и HR — Low, Medium и High Resolution) с использованием предусмотренного в приборе заземляющего электрода.

При подготовке к анализу водных проб проводится их подкисление азотной кислотой, ее содержание в растворах не должно превышать 3 %. Двойную и тройную перегонку азотной кислоты осуществляли последовательно в системах глубокой очистки кислот: микроволновые лабораторные системы subPUR/duo PUR Milestone, а затем система дистилляции при температуре ниже кипения Savillex DST-1000. Для приготовления всех растворов (промывочные, холостые, градуировочные и анализируемые) использовали воду, очищенную с помощью аппарата Millipore-ELIX-3 (Millipore SA, Франция).

Расчет концентраций элементов выполнялся методом внешнего калибровочного графика с использованием многоэлементных сертифицированных растворов CLMS-1-4 (SPEX, США), содержащих все определяемые элементы от Li до U с концентрациями от 0,1–5,0 нг/мл и контролем дрейфа сигнала по внутреннему стандарту, в качестве которого выбран ^{103}Rh . Для контроля правильности полученных результатов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой при тестировании поверхностных вод использовались многоэлементные стандарты Solution-Sol X CertiPUR, Sol XII CertiPUR (MERCK, Германия) и стандарт комбинированного контроля качества IQC-026 (NIST, США).

Изотопные анализы выполнялись в Innsbruck Quaternary Group при Инсбрукском университете (руководитель К. Шпётль). Анализы углерода и кислорода образцов кальцита проводились на масс-спектрометре Delta PLUS XL (Fisher Scientific), оснащенный автоматической линией для анализа карбонатов на основе интерфейса GASBENCH (Fisher Scientific) по методике, изложенной в [14]. Результаты приведены в шкале VPDB, реализуемой посредством двух стандартных образцов NBS 19 и LSVEC.

Анализ состава стабильных изотопов кислорода и водорода проводился в Инсбрукском университете (Австрия) с помощью анализатора L-2130-i (Picarro, США) под руководством Ю.В. Дублянского (табл. 3). Результаты обрабатывались статистически и нормализовались относительно Венского стандарта среднего значения океанической воды V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Средняя точность измерений $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0,1$ ‰, $\delta^2\text{H}$ — $\pm 0,4$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Минеральные отложения. Обвальные отложения, представленные обломками вмещающих пород, отмечаются во всех исследованных пещерах и наиболее широко распространены в привходовой части пещеры Вишневого, что вызвано сильными колебаниями температур.

Водно-хемогенные образования, в соответствии с классификацией Степанова–Мальцева [4, 15], представлены агрегатами гравитационных, субаквальных, кораллитовых и кристаллититовых кор.

Агрегаты гравитационных кор (сталактиты, сталагмиты, натечные коры) (рис. 3, *a*) сложены преимущественно кальцитом, в отдельных слоях отмечается слабая примесь MgO (до 0,38 мас. %) и SiO₂ (до 0,72 мас. %). В виде аксессуарных минералов встречаются мелкие (до 1 мм) включения фторапатита, магнетита, плагиоклаза, гетита, эпидота, кварца, рутила. Субаквальные коры представлены обрамлениями водоемов; кроме того, в пещере Лунной были отмечены такие переходные формы между субаквальными и гравитационными корами, как гуры и пещерный жемчуг (пизолиты). Гуровые ванноч-

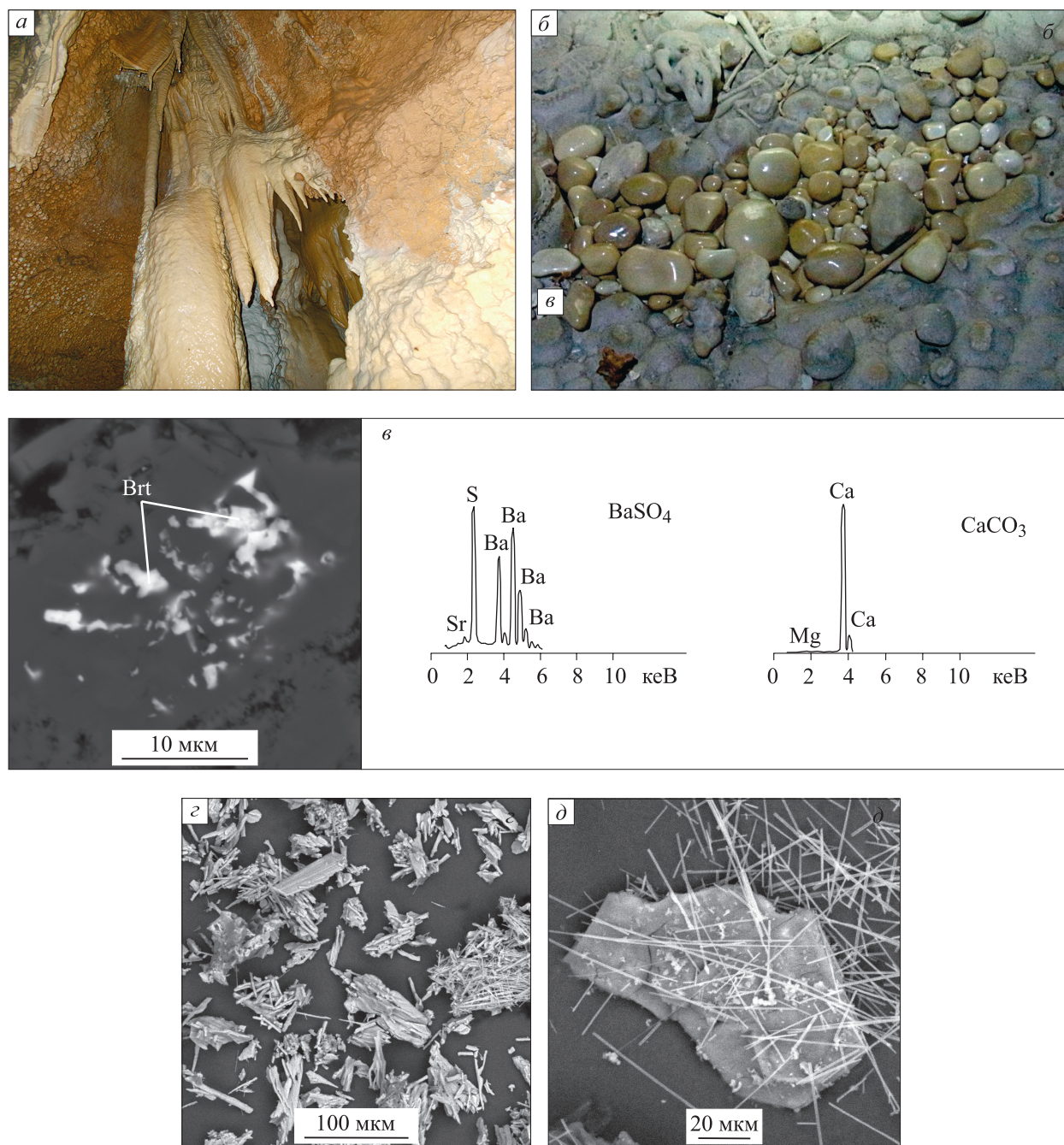


Рис. 3. Минеральные образования.

a — агрегаты гравитационных кор; *б* — пещерный жемчуг в гуровой ванночке совместно с кальцифицированными обломками костей из п. Лунная (фото Е.В. Любавиной); *в* — включения барита (Brt) в кальцитовой натечной коре; *г* — пещерная пудра из пещеры Вишневецкого; *д* — волокнистый кальцит из пещеры Лунной.

ки размером 10–20 см заполнены «жемчужинами» размером 0,5–4 см (см. рис. 3, б) уплощенной или сферической формы, гладкими и ежевидными (покрытыми кристаллами кальцита длиной до 1 мм). Затравки конкреций сложены частицами ильменита, мусковита, рутила, эпидота размером до 100 мкм и многочисленными зернами кварца, сцементированными кальцитом. Окружающие затравку слои сложены чистым кальцитом. Кораллитовые коры представлены кораллитами и небольшими кристалликами кальцитового состава. В кальците отдельных слоев кораллита из пещеры Лунной отмечается примесь MgO (до 3,2 мас.%), SrO (до 0,59 мас.%) и SO_3 (до 0,37 мас.%). В качестве акцессорных минералов были отмечены единичные мелкие (до 10 мкм) включения гетита $FeO(OH)$, кварца SiO_2 и барита $BaSO_4$ (см. рис. 3, в).

Помимо водно-хемогенных образований были обнаружены образования неясного генезиса: пещерная пудра и волокнистый кальцит. К пещерной пудре (по терминологии [1]) мы относим скопления мелких несцементированных частиц снежно-белого цвета, сухих или влажных, образующих слой толщиной до 0,5 см и площадью до 0,5 м² поверх натечной коры на стенах. Частицы представлены вытянутыми кристаллами кальцита толщиной 1–2 мкм и длиной до 100 мкм, которые образуют слепки различного размера. Среди слепков также наблюдаются отдельные кристаллы с признаками послойного роста (см. рис. 3, г). Свойство тиксотропии, которое положено в основу выделения лунного молока [1, 16], для данных отложений не отмечено. Волокнистый кальцит обнаружен в дальней части пещеры Лунной. Снежно-белые волокна покрывают глинистые отложения под обломками вмещающей породы. Длина отдельных частиц составляет свыше 100 мкм при толщине 1 мкм и менее. Среди кальцитовых волокон были отмечены округлые включения Mg -содержащего минерала (см. рис. 3, д). Вследствие малого размера включений диагностировать его точнее не удалось. По классификации [1], данное образование следует относить к пещерному пуху.

Было проведено сравнение изотопного состава C и O натечных кор, пещерного жемчуга и пещерной пудры с изотопным составом вмещающих пород. Изотопный анализ углерода и кислорода вмещающих пород дал значения $\delta^{18}O$ от $-1,4$ до $-3,1$ ‰ VPDB и $\delta^{13}C$ от $3,5$ до $3,9$ ‰ VPDB (аналитическая погрешность для обоих изотопов составляет 0,1 ‰ на уровне 1s). Для натечных кор, пещерного жемчуга и пещерной пудры значение $\delta^{18}O$ изменяется от $-8,6$ до $-10,7$ ‰ VPDB, $\delta^{13}C$ от $-1,3$ до $-8,1$ ‰ VPDB (табл. 3; рис. 4, а).

Остаточные и водно-механические отложения обычно встречаются в пещерах совместно и рассматриваются под общим названием «рыхлые образования». Были взяты две пробы рыхлых отложений в пещере Вишневого в гроте на глубине 200 м. Минеральный состав отложений первого образца представлен кальцитом и кварцем примерно в равных соотношениях; отложения образуют выход мощностью около 0,3 м под северной стеной грота рядом с местом капежа воды и представлены вязкими светло-коричневыми образованиями. Состав второго образца представлен кварцем с примесью полевых шпатом и глинистых минералов; отложения образуют выход мощностью до 0,5 м среди камней в западной части грота и представляют собой темно-коричневые вязкие глинистые образования.

Подземные воды. Вода из пещер Бой-Булок и Лунная холодная, температур 4 °C, гидрокарбонатного кальциевого состава. Величина минерализации вод изменяется от 167 мг/л в пещере Лунной до 229 мг/л для водотока в пещере Бой-Булок, pH составляет 7,8 и 7,65 соответственно (табл. 2).

Питание подземных вод карстовых источников происходит за счет атмосферных осадков. Результаты исследований стабильных изотопов кислорода и дейтерия свидетельствуют о том, что в питании преобладают осадки, которые накапливаются в водораздельных частях массивов (см. рис. 4, б). Для сравнения на диаграмму были нанесены данные [6] по изотопному составу карстовых вод, снега и дождевой воды хр. Байсунтау. Подземные воды хр. Байсунтау тяжелее по изотопному составу, но в целом по этому показателю карстовые воды двух хребтов близки. Изотопный состав подземных вод пещер Бой-Булок и Лунная схож со значениями для снеговых вод и более легкий по сравнению с таковым для летних осадков. Низкая температура вод источников нетипична для жаркого климата региона и свидетельствует о большой роли в их питании зимних осадков.

Гипсометрическое положение пещер относительно областей питания различно. Бой-Булок находится значительно ниже других пещер, что влияет на темпы водообмена и способствует более длительному взаимодействию с вмещающими породами, следствием чего является повышенная минерализация воды в данной пещере.

В пробах подземных вод пещеры Лунной и источника в Большом Каньоне были определены концентрации микроэлементов. В образце воды из Большого Каньона по сравнению с водой из пещеры Лунной резко повышено содержание Ag (в 571 раз), в меньшей степени Mn (в три раза), Fe (в два раза), Mg (в 12 раз) и S (в три раза) (см. табл. 2; табл. 4), что указывает на взаимодействие

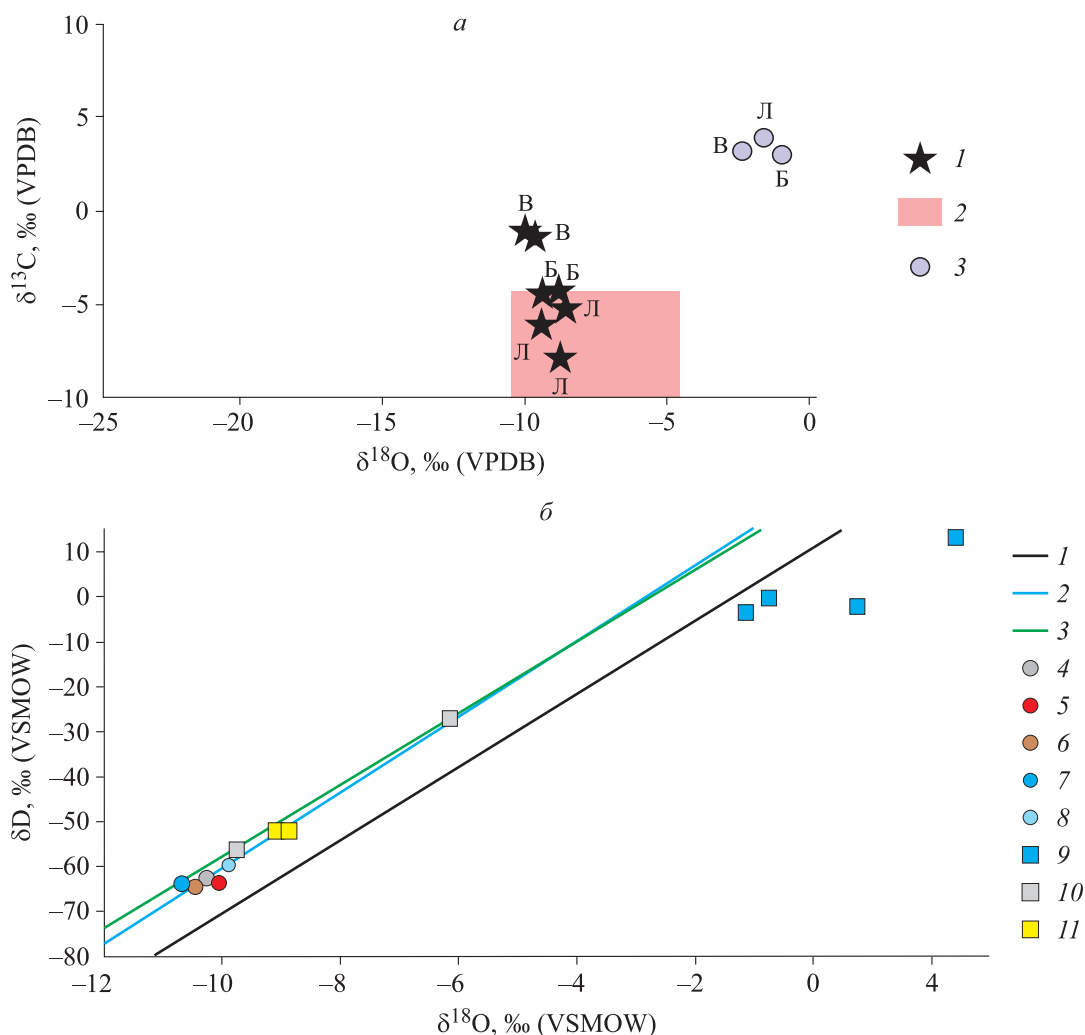


Рис. 4. Изотопный состав минеральных образований пещер и карстовых вод хр. Сурхантау.

a — изотопный состав минеральных образований пещер: 1 — точки изотопного состава минеральных образований из пещер Вишневского (В), Бой-Булок (Б) и Лунная (Л), 2 — поле натечных образований пещер Европы, по [27], 3 — точки изотопного состава вмещающих пород. *б* — изотопный состав карстовых вод хр. Сурхантау: 1 — глобальная линия метеорных вод (GMWL), по [28]; 2 — локальная линия метеорных вод (LMWL); 3 — метеорные воды Восточного Средиземноморья (EMWL), по [6]; 4 — источник, вытекающий из пещеры Бой-Булок; 5 — озеро в пещере Лунной; 6 — источник в Большом Каньоне; 7 — ручей в пещере Вишневского на глубине 200 м; 8 — капаящая вода в пещере Вишневского на глубине 60 м. Данные по хр. Байсунтау [6]: 9 — дождевая вода, 10 — снег, 11 — карстовые воды.

данных вод с определенными типами минералов в толще вмещающих пород. В северо-восточной части хр. Сурхантау расположено колчеданно-полиметаллическое (Zn, Pb, Fe, Cu, Ag) месторождение Хандиза. Рудное поле сложено вулканогенно-осадочными породами карбона, по верхнему контакту размытыми [17], что дает основание предполагать переотложение ряда элементов при последующем осадконакоплении в вышележающих юрских толщах. Многочисленные сидеритовые (FeCO_3) конкреции отмечались в верхних горизонтах осадочных отложений средней юры в районе Хандизинского рудного поля, а включения пирита (FeS_2) и халькопирита (CuFeS_2) — в известняках кугитангской свиты верхней юры, в которой заложены исследуемые пещеры [18]. Пропластки сидерита и пиритовые жилы также описывались в известняках кугитангской свиты на массиве Кугитангтау [4]. Магний является частой изоморфной примесью в сидерите [19], а марганец присутствует во всех конкреционных сидеритах [20]. Серебро в рудах Хандизинского месторождения представлено в составе аргенита (Ag_2S), полибазита $((\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11})$, штрмейерита (CuAgS), пираргирита (Ag_3SbS_3) и других

Таблица 4

Содержание микроэлементов в водах озера в пещере Лунной и карстового источника в Большом Каньоне, мкг/дм³

Элемент	Озеро в пещере Лунной	Карстовый источник в Большом Каньоне	Элемент	Озеро в пещере Лунной	Карстовый источник в Большом Каньоне
Li	0,55	0,52	Sb	0,89	0,13
Be	0,0011	0,0007	Cs	0,012	0,0046
B	4,9	5,0	Ba	14	16
Al	4,36	3,39	La	0,0025	0,0059
Si	1667	1079	Ce	0,0016	0,0044
P	44	30	Pr	0,0003	0,001
Sc	0,007	0,012	Nd	0,0033	0,0043
V	0,38	0,21	Sm	0,0005	0,0011
Cr	0,19	0,11	Eu	0,0009	0,0004
Mn	0,32	1,17	Gd	0,0009	0,0016
Fe	0,16	0,35	Tb	<0,0001	0,0002
Ni	0,27	0,26	Dy	0,0003	0,001
Cu	0,97	1,29	Ho	0,0001	0,0002
Zn	18	20	Er	0,0002	0,0008
Ga	0,007	0,007	Tm	0,00004	0,0001
As	0,28	0,16	Yb	0,0003	0,0007
Se	0,1	0,18	Lu	0,0001	0,0002
Br	7,0	4,94	Hf	<0,0008	<0,0008
Rb	0,16	0,23	Ta	0,0003	0,0002
Sr	40	65	W	<0,01	0,019
Y	0,003	0,0097	Re	0,0012	0,0045
Zr	0,0035	0,0027	Tl	0,0032	0,0057
Mo	0,86	0,34	Pb	0,071	0,012
Ag	0,0032	1,83	Bi	<0,0007	<0,0007
Cd	0,017	0,012	Th	<0,0013	<0,0013
Sn	0,033	<0,026	U	0,2	0,2

минералов [21]. В зоне гипергенеза серебро способно мигрировать в виде неустойчивого сульфата Ag_2SO_4 , восстанавливаясь и переотлагаясь в виде Ag_2S [19]. Таким образом, можно предположить, что повышенное содержание Mn, Mg, S, Ag и Fe в водах источника в Большом Каньоне связано с присутствием сидерита и переотложенных сульфидов, в том числе серебросодержащих, во вмещающей толще в области питания или транзита источника.

Из данных графика распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 5) можно видеть незначительное обогащение обоих образцов тяжелыми РЗЭ, что, по нашему мнению, связано с вхождением легких РЗЭ в состав новообразованных карбонатных минералов. Частичным окислением Ce^{3+}

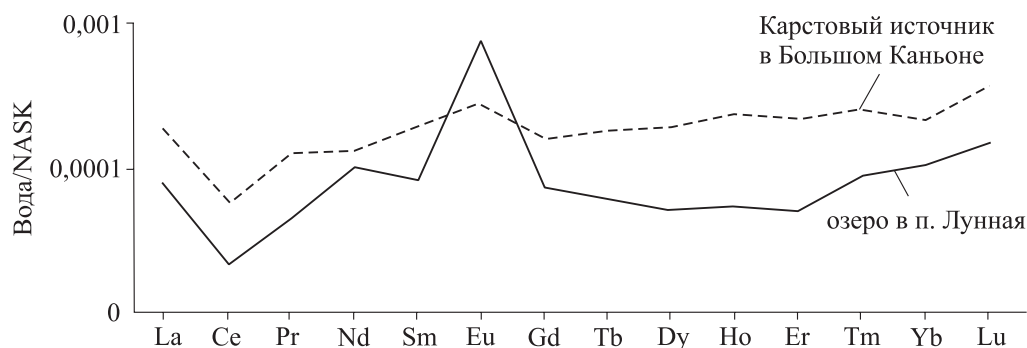


Рис. 5. Нормализованный по североамериканскому сланцу NASC график распределения редкоземельных элементов в водах из пещеры Лунной (проба обозначена сплошной линией) и карстового источника в Большом Каньоне (проба обозначена штриховой линией).

до Ce^{4+} и его вхождением в состав новообразованных минеральных фаз, по-видимому, вызвана отрицательная Се-аномалия [22]. Для всех исследованных образцов воды наблюдается положительная Еи-аномалия (Eu/Eu^* составляет 1,62 для источника в Большом Каньоне и 9,53 для озера в пещере Лунной), что может отражать процесс растворения полевых шпатов [22], которые содержатся в глинистой примеси в известняках.

Генезис и эволюция пещер. Вследствие сходства геологического строения и структур хр. Сурхантау с хребтами Кугитангтау и Байсунтау можно предполагать общий механизм карстообразования в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. По мнению В.А. Мальцева [4], формирование пещер хр. Кугитангтау началось в меловой период, когда образовались первичные полости, которые были заполнены рыхлыми отложениями, а затем повторно проработаны в среднечетвертичное время снегогожевыми водами. Исследователями пещер Байсунтау [23] высказано предположение, что карстовые полости массива Ходжа-Гур-Гур-Ата формируются за счет проникновения воды сразу на большие глубины по тектонически ослабленной зоне (Байсунский взброс), а это приводит к образованию крупных галерей в подошве известняков при одновременном промывании колодцев в замковой части антиклинальной складки, переходящих в глубине массива в наклонные галереи. Увеличение амплитуды взброса привело к образованию стены, которая, разрушаясь, вскрывала входы в пещеры. По мнению А.С. Вишневого [3], нижние этажи пещер хребтов Байсунтау и Сурхантау образовались при поглощении древних поверхностных водотоков, имеющих обширную область питания в некарстующихся породах, а в неоген-четвертичное время полости были вскрыты более молодыми пещерами гляциально-нижнего питания.

Пещеры хр. Сурхантау по сравнению с пещерами хр. Кугитангтау имеют меньшие размеры и менее проработаны, что, по-видимому, указывает на более молодой возраст полостей и менее обильные водотоки. Опираясь на предыдущие исследования [7, 8] и на результаты изучения пещерных отложений, мы предполагаем, что процессы карстообразования на хр. Сурхантау были схожи с процессами на хр. Байсунтау. Образование пещер началось после завершения альпийской складчатости, в период повышенной влажности (датирование спелеотем могло бы дать более точный период) (рис. 6, а). Опрокинутая антиклинальная складка с второстепенными изгибами поверхности способствовала развитию повышенной трещиноватости пород в замковой части и проникновению воды вглубь массива, после чего вода шла по плоскостям напластования и по трещинам, развившимся вдоль второстепенных изгибов, в северо-западном направлении (см. рис. 6, б). Кальцитовые коры мощностью до 0,5 м, крупные сталагмиты и колонны указывают на обильный приток питающего раствора. В пещерных водоемах происходит накопление слоев рыхлых песчано-глинистых отложений (см. рис. 6, в). Отложение барита указывает на присутствие повышенных концентраций бария в отдельных слоях вмещающих известняков, а также на присутствие серы в питающем растворе. Привнос серы может быть связан с размывом мелких пропластков гипса в реликтах вышележающих пород мелового возраста либо с окислением включений пирита во вмещающих известняках. На возможность формирования барита в пещерной среде также указывает присутствие сульфат-иона в растворе, из которого отлагался кораллит (примесь SO_3 в кальците). Включения других минералов в натечных корках и кораллитах, по всей видимости, имеют аллохтонную природу и были захвачены спелеотемами во время роста как глинистая примесь.

Участки распространения тонкозернистых слоистых рыхлых отложений в пещере Вишневого, а также гуры и пещерный жемчуг в пещере Лунной являются индикаторами озерных условий (см. рис. 6, г). Однородный состав кальцита слоев жемчужин говорит о постоянном составе питающего раствора. Присутствие поблизости друг от друга жемчужин с гладкой и ежевидной поверхностью говорит о периодических изменениях скорости водопритока: при активной капели формировались гладкие пизолиты, а в спокойных условиях на поверхности пизолитов отлагались мелкие кристаллы кальцита. Зерно эпидота в пещерном жемчуге пещеры Лунной мы связываем с размывом песчаников мелового периода, реликты которых обнаружены в окрестностях исследуемых объектов [8]. Будучи некарстующимися породами, песчаники способствовали водосбору на обширной территории.

Пещерная пудра и волокнистый кальцит характерны для условий крайне слабого притока раствора. По-видимому, формирование этих минеральных агрегатов началось после образования современных входов на вертикальной стене с юго-восточной стороны хребта и в бортах каньонов и изменения микроклимата в пещерах (см. рис. 6, д). На данном этапе приток воды осуществлялся по мелким трещинам с поверхности, а также путем конденсирования. Игольчато-волокнистые спелеотемы кальцитового состава были ранее описаны на территории РФ для пещер Шульган-Таш [24], Еранка [25] и в заграничных пещерах [26]. Исходные нитевидные кристаллы формировались в суб-

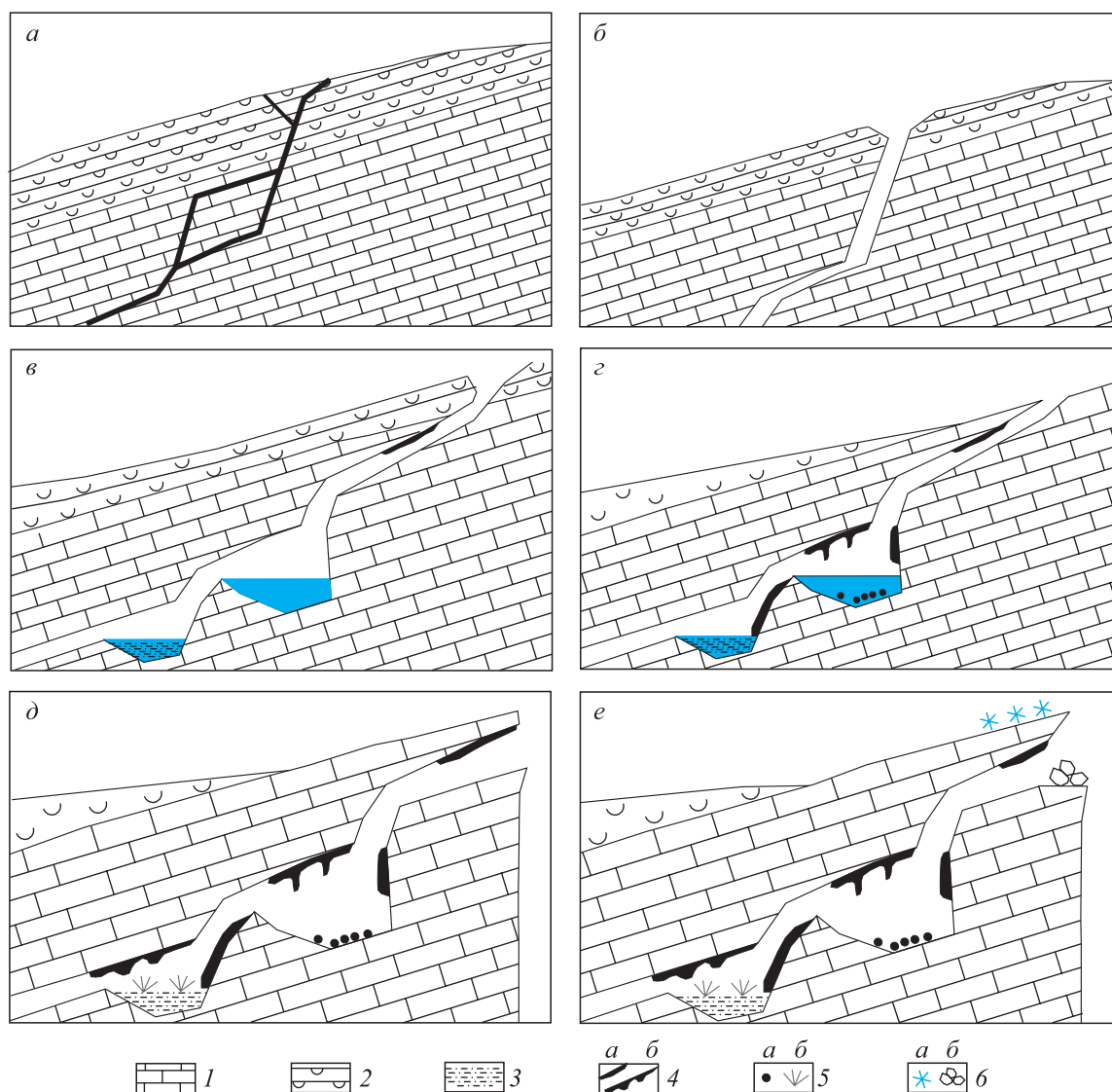


Рис. 6. Схема предполагаемых этапов эволюции пещер хр. Сурхантау и условий формирования минеральных агрегатов в них.

a — образование первичных полостей за счет расширения системы трещин в замковой части антиклинальной складки; *б* — вода уходит вглубь массива по плоскостям напластования, формируя узкие ходы с нечеткой этажностью; *в* — расширение первичных полостей, начало образования минеральных агрегатов; *г* — снижение водопритока, образование пещерного жемчуга в водоемах; *д* — формируются современные входы в пещеры, на отдельных участках образуется пещерная пудра и нитевидный кальцит; *е* — пещеры переходят в современное состояние (в привходовых частях активны обвальные процессы, происходит деградация древних натечных кор, процесс карстообразования продолжается в донных частях пещер). 1 — известняки верхней юры; 2 — красноцветные отложения мелового возраста; 3 — рыхлые отложения пещерных водоемов; 4 — натечные образования (*a* — коры, *б* — кораллиты); 5 — минеральные агрегаты поздних стадий развития пещеры (*a* — пещерный жемчуг, *б* — нитевидный кальцит); 6 — снежно-ледовые и обвальные образования (*a* — снежник над пещерой, *б* — обвальные отложения в привходовой части).

аэральных условиях при капиллярном притоке воды через субстрат. В образцах пещерной пудры, кроме обломков нитевидных кристаллов, отмечаются также пластинчатые кристаллы с признаками послойного роста, которые указывают на рост в пленке воды. Предположительно, рост первоначальных нитевидных кальцитовых кристаллов вызывал задержку воды на данном участке, что приводило к отложению вокруг вертикальных волокон пластинчатых кристаллов. На глине, как более рыхлом субстрате, пленка воды не формировалась, вследствие чего образовавшийся там пещерный пух не

переходил в скопление пудры. Данные о роли микроорганизмов в отложении волокнистого кальцита на сегодня для исследуемых пещер отсутствуют. Неравномерность распространения участков пещерной пудры вызвана неодинаковой увлажненностью субстрата, пудра отмечалась на увлажненных и обычно углубленных участках стен.

Изотопный состав С и О агрегатов гравитационных кор (натечных отложений), пещерного «жемчуга» и пещерной пудры указывает на формирование этих отложений при положительных температурах [27]. При этом натечная кора светло-желтой окраски и пещерная пудра из пещеры Вишневого по сравнению с отложениями из пещер Лунная и Бой-Булок характеризуется ростом содержания ^{13}C (при почти постоянном значении $\delta^{18}\text{O}$) — на 4–7 ‰ (см. рис. 4, а), что, по нашему мнению, связано с периодическим промерзанием привходовой части пещеры и деградацией натечных кор (см. рис. 6, е), сформировавшихся в более теплый и влажный период.

Формирование пещер на хр. Сурхантау не закончено и продолжается как в нижних этажах за счет деятельности подземных вод, имеющих снеговое питание, так и в верхних — за счет обвальных процессов (это особенно проявлено для привходовой части пещеры Вишневого).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам изучения минеральных образований и изотопного состава карстовых вод хр. Сурхантау выявлено, что образование пещер началось после завершения альпийской складчатости, в условиях теплого и влажного климата, и продолжается в современный период за счет деятельности подземных вод в нижних частях полостей и обвальных процессов — в верхней.

В развитии подземных систем и осадкообразования в них можно выделить три основных этапа — период высокой обводненности, когда происходило образование первичных полостей; период снижения водопритока, на котором образовалась основная часть кальцитовых агрегатов и отложились тонкозернистые озерные осадки; период осушения, когда на рыхлых субстратах в ходе капиллярного питания формируются пещерная пудра и волокнистые спелеотемы, а в привходовых частях пещер кальцитовые агрегаты деградируют за счет морозного выветривания.

Формирование подземных вод в карстовых системах происходит в карбонатных породах за счет атмосферных осадков и талых снеговых вод, аккумулирующихся на водораздельных участках. Повышенное содержание микрокомпонентов (Ag, Mn, Fe, Mg, S) в воде карстового источника в Большом Каньоне, вероятно, связано с повышенными концентрациями переотложенных сульфидов и сидерита в водовмещающих отложениях.

Учитывая сходство геологического строения юго-западных отрогов Гиссарского хребта, можно предполагать существование на хр. Сурхантау древних заполненных глиной полостей, схожих с полостями хр. Кугитангтау, поэтому в ходе дальнейшего изучения следует обращать особое внимание на обломки кальцитовых кор в толще рыхлых отложений на нижних этажах карстовых систем. Датирование натечного кальцита может указать период формирования первичных полостей, а состав рыхлых отложений — источник сноса материала и, соответственно, область питания древних водотоков, что содержит информацию о палеогеографических условиях на данной территории.

Работа выполнена с использованием оборудования и инфраструктуры Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (грант 075–15–2021–682).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hill C.A., Forti P. Cave Minerals of the World, 2nd ed. — Huntsville: National Speleological Society, 1997. — 463 p.
2. Tsurikhin E., Loginov V., Sauro S., Breitenbach S. Exploration of high altitude caves in the Baisun-Tau mountain range, Uzbekistan // Proceedings of the 16th International Congress of Speleology. — 2013. — Vol. 2. — P. 147–152.
3. Вишневский А.С., Мальцев В.А., Дублянский В.Н., Дублянский Ю.В. Крупнейшие пещеры Средней Азии // Пещеры: Межвуз. сб. науч. трудов. — 2004. — Вып. 29–30. — С. 74–93.
4. Мальцев В.А. Минералы системы карстовых пещер Кап-Кутан (юго-восток Туркменистана) // Мир камня (World of Stones). — 1993. — № 2 [Электронный ресурс]. — http://geo.web.ru/maltsev/liter_ws_r.html (дата обращения 04.07.2023).
5. Семиколенных А.А. Особенности выветривания пород в пещерах хребта Кугитанг-тау // Пещеры: Межвуз. сб. науч. трудов. — 2004. — Вып. 29–30. — С. 124–132.

6. Breitenbach S.F.M., Kwiecien O., Sauro F., Loginov V., Lu Y., Tsurikhin E., Votintseva A. Element and stable isotope aqueous geochemistry from Baysun Tau, Uzbekistan — tracing the source of the dripwater // Proceedings of the 16th International Congress of Speleology. — 2013. — Vol. 2. — P. 485–488.
7. Экспедиция «Бой-Булок-1988» [Электронный ресурс]. — <https://arhiv.sgs.su/-?p=1013> (дата обращения 05.10.2023).
8. Экспедиция «Бой-Булок-1991» [Электронный ресурс]. — <https://arhiv.sgs.su/-?p=980> (дата обращения 05.10.2023).
9. Лукина Н.В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1977. — 79 с. — (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 286).
10. Кадебская О.И., Пурихин Е.А. Характеристика многолетнего льда и криогенных минералов из пещеры Дарк Стар (Узбекистан) // Вопросы географии. — 2018. — Сб. 147. — С. 244–251.
11. Гидрогеология СССР. Т. 39: Узбекская ССР / Гл. ред. А.В. Сидоренко. — М.: Недра, 1971. — 472 с.
12. Гидрогеологическая карта Узбекской ССР м-ба 1:1 000 000. Л. 1: Первые от поверхности водоносные горизонты, комплексы и зоны трещиноватости / Гл. ред. А.В. Сидоренко // Гидрогеология СССР. Т. 39: Узбекская ССР. Приложения. — М.: Недра, 1971. — 2 л.
13. Максимович Г.А. Основы карстоведения. — Пермь: Перм. кн. изд-во, 1963. — Т. 1. — 445 с.
14. Spotl C., Vennemann T.W. Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals // Rapid Communications in Mass Spectrometry. — 2003. — Vol. 17. — P. 1004–1006.
15. Степанов В.И. Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах // Труды минерал. музея им. Ферсмана. — 1971. — Вып. 20. — С. 161–171.
16. Мазина С.Е., Семиколенных А.А. Различные формы лунного молока пещер России в свете проблемы генезиса // Пещеры: Межвуз. сб. науч. трудов. — 2010. — Вып. 33. — С. 34–44.
17. Барышев А.Н. Главные черты геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений в вулканогенно-осадочных толщах, залегающих на древних континентальных массивах // Руды и металлы. — 2017. — № 3. — С. 4–13.
18. Валиев Ю.Я. Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. — М.: Наука, 1977. — 152 с.
19. Бетехтин А.Г. Минералогия. — М.: Госгеолиздат, 1950. — 956 с.
20. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия марганца. — Сыктывкар: Изд-во Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2014. — 540 с.
21. Кадирова З.Ч., Рахмонова Д.С. Химический и минералогический состав сфалеритового концентрата месторождения Хандиза // Минералы: строение, свойства, методы исследования: Материалы VII Всерос. молодеж. науч. конференции (Екатеринбург, 29–31 окт., 2015). — Екатеринбург: Изд-во Ин-та геологии и геохимии УрО РАН, 2015. — С. 55–57.
22. Харитоновна Н.А., Вах Е.А., Челноков Г.А., Чудаев О.В., Александров И.А., Брагин И.В. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алинской складчатой области (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. — 2016. — Т. 35, № 2. — С. 68–82.
23. Пурихин Е.А., Логинов В.Л., Сауро Фр. Новые спелеологические исследования на хребте Ходжа-Гур-Гур-Ата (Узбекистан) // Спелеология и спелестология: Материалы III Междунар. науч. конференции. — Набережные Челны, 2012. — С. 73–76.
24. Червяцова О.Я., Пахунов А.С. Нитевидные микрокристаллы кальцита и их роль в формировании спелеотем в различных гипергенных условиях (на примере пещеры Шульган-Таш, Южный Урал) // Спелеология и карстология. — 2013. — № 11. — С. 5–20.
25. Чайковский И.И., Кадебская О.И. Минеральные образования пещеры Еранка на Северном Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. — Пермь: Изд-во Перм. ун-та. — 2014. — Вып. 17. — С. 92–107.
26. Bindschedler S., Cailleau G., Braissant O., Milliere L., Job D., Verrecchia E.P. Unravelling the enigmatic origin of calcitic nanofibres in soils and caves: purely physicochemical or biogenic processes? // Biogeosciences. — 2014. — Vol. 11. — P. 2809–2825.
27. Richter D.K., Meissner P., Immenhauser A., Schulte U., Dorsten I. Cryogenic and non-cryogenic pool calcites indicating permafrost and non-permafrost periods: a case study from the Herbstlabyrinth-Advent Cave system (Germany) // The Cryosphere. — 2010. — N 4. — P. 501–509.
28. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // Climat Change in Continental Isotopic Records. — Washington: American Geophysical Union, 1993. — Vol. 78. — P. 1–36.

Поступила в редакцию 13.02.2024

После доработки 05.02.2025

Принята к публикации 21.05.2025