

Изотопно-геохимические особенности карбонатов и термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия)

С. С. Потапов¹, Д. В. Киселева², О. Я. Червяцова³, Н. В. Паршина¹, М. В. Червяковская²,
С. В. Карпова^{2,4}, Н. В. Чередниченко², Р. С. Дбар⁵

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник,
e-mail: s_almazov@74.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: kiseleva@igg.uran.ru

³Государственный заповедник “Шульган-Таш”, 453585, Республика Башкортостан, Бурзянский район,
д. Иргизлы, ул. Заповедная, д. 14, e-mail: kittaryu@yandex.ru

⁴Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, 620002, г. Екатеринбург ул. Мира, 19

⁵Институт экологии Академии наук Абхазии, г. Сухум, Республика Абхазия

Поступила в редакцию 19.04.2019 г., принята к печати 31.08.2019 г.

Объект исследований. Целью работы являлось изучение механизма и источников формирования термальных вод, а также особенностей карбонатного минералообразования на месторождении Кындыг. *Материалы и методы.* Исследованы 8 проб воды и 15 образцов карбонатов, отложившихся из них и отобранных в разное время на трех объектах, характеризующихся различной температурой и степенью удаленности от источника. Показатели pH, Eh и электропроводность изучались потенциометрическим методом. Для определения HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} применялись титриметрический, меркурометрический и турбидиметрический методы; Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ определялись методом атомно-абсорбционной спектроскопии (Perkin Elmer 3110). Микроэлементный состав определен методом ИСП-МС (NexION 300S); изотопный состав стронция – МК-ИСП-МС (Neptune Plus) методом бреккетинга после хроматографического выделения. *Результаты.* В исследованных водах преобладает хлоридно-кальциевый гидрохимический тип, реже хлоридно-натриево-кальциевый. Ряд микроэлементов в воде превышает кларковые концентрации для подземных вод зоны гипергенеза горных ландшафтов. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7065–0.7072) в термальных водах свидетельствуют о том, что их состав определяется скорее изотопными характеристиками пород, через которые дренирует вода, чем влиянием морской воды. Среди новообразованных карбонатов преобладает арагонит. В противоположность термальной воде, концентрации большинства металлов в карбонатах ниже кларковых; повышены только Sr и Se. Для отлагающихся карбонатов характерны более низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7028–0.7074), чем в термальной воде источника. *Выводы.* На основании гидрогеологических, гидрохимических и геохимических данных можно предположить, что воды данного водоносного комплекса формируются преимущественно за счет пресных трещинно-карстовых вод нижнемеловых известняков, погружающихся по моноклинали в зону замедленной циркуляции и смешивающихся с хлоридно-натриевыми седиментогенными водами. Геохимические данные и наличие аномалии по скандию позволяет предположить участие в водообмене также подстилающих юрских вулканогенных пород.

Ключевые слова: термальные воды, Кындыг, микроэлементы, кальцит, арагонит, изотопы стронция

Благодарность

Авторы благодарны Е.Д. Зенович за оперативную съемку рентгенограмм, И.И. Мусабинову за электронно-микроскопические исследования, сотруднику комплекса Новоафонской пещеры В.В. Мархолия за организацию поездок на месторождение Кындыг.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 19-55-40005 Абх а “Генетические типы карстогенеза прибрежных карбонатных массивов Абхазии”. Изучение микроэлементного и изотопного состава стронция термальных вод и отлагающихся из них солей выполнено в ЦКП “Геоаналитик” в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Для цитирования: Потапов С.С., Киселева Д.В., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Червяковская М.В., Карпова С.В., Чередниченко Н.В., Дбар Р.С. (2020) Изотопно-геохимические особенности карбонатов и термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия). *Литосфера*, 20(2), 280-298. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-280-298

For citation: Potapov S.S., Kiseleva D.V., Chervyatsova O.Ya., Parshina N.V., Chervyakovskaya M.V., Karpova S.V., Cherednichenko N.V., Dbar R.S. (2020) Isotopic-geochemical features of thermal water of the Kyndyg deposit (Republic of Abkhazia). *Litosfera*, 20(2), 280-298. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-2-280-298

© С.С. Потапов, Д.В. Киселева, О.Я. Червяцова, Н.В. Паршина, М.В. Червяковская, С.В. Карпова, Н.В. Чередниченко, Р.С. Дбар, 2020

Isotopic-geochemical features of thermal water of the Kyndyg deposit (Republic of Abkhazia)

Sergey S. Potapov¹, Daria V. Kiseleva², Ol'ga Ya. Chervyatsova³, Natal'ya V. Parshina¹,
Mariya V. Chervyakovskaya², Sophia V. Karpova^{2,4}, Nadezhda V. Cherednichenko², Roman S. Dbar⁵

¹Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Ilmensky Reserve, Miass 456317, Russia, e-mail: s_almazov@74.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Akad. Vonsovskogo st. Ekaterinburg 620016, Russia,
e-mail: kiseleva@igg.uran.ru

³State Reserve "Shulgan-Tash", 4 Zapovednaya st., Irgizly village, Burzyan district, Republic of Bashkortostan 453585, Russia,
e-mail: kittary@yandex.ru

⁴B.N. Yeltsin Ural Federal University, 19 Mira st., Ekaterinburg 620002, Russia

⁵Institute of Ecology Academy of Sciences of Abkhazia, Suhum, Republic of Abkhazia

Received 19.04.2019, accepted 31.08.2019

Subject. The aim of the work is to study the mechanism and sources of water formation, as well as the peculiarities of carbonate mineralization in the aquifer of the Kyndyg thermal water deposit. **Materials and methods.** The samples of water (8) and deposited carbonates (15), collected at different seasons at three sites, characterized by different temperatures and distances from the source, were investigated. pH, Eh, and electrical conductivity were determined by an electrochemical method. For the determination of HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , titrimetric, mercurymetric and turbidimetric methods were used. Trace element composition was determined by ICP-MS (NexION 300S); strontium isotopic composition – by MC-ICP-MS (Neptune Plus) using the bracketing technique after Sr chromatographic separation. **Results.** The chloride-calcium hydrochemical type prevails in the studied waters. A number of trace elements in water exceeds the Clarke concentrations for groundwater in the supergene zone of mountain landscapes. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios (0.7065–0.7072) in thermal waters suggest that their composition is determined rather by the isotopic characteristics of the rocks through which water drains than by the influence of sea water. Among the newly formed carbonates, aragonite prevails. In contrast to thermal water, the concentrations of most metals in carbonates are below the Clarke values; only Sr and Se are increased, which content is significantly increased in water as well. Deposited carbonates are characterized by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (0.7028–0.7074), which are lower than in the source thermal waters. **Conclusions.** On the basis of hydrogeological, hydrochemical and geochemical data, it can be assumed that the waters of this aquifer complex are formed mainly due to fresh fractured karst waters of lower Cretaceous limestones with submerged monocline dipping into the zone of slow circulation and mixing with sedimentogenic sodium chloride waters. The geochemical data and the presence of scandium anomaly suggest that the underlying Jurassic volcanogenic rocks also participate in water exchange.

Keywords: thermal waters, Kyndyg, microelements, calcite, aragonite, strontium isotopes

Acknowledgments

The authors wish to thank E.D. Zenovich (Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass) for the timely performing of X-ray diffraction analysis, I.I. Musabirov (RAS Institute of Metals Superplasticity Problems, Ufa) for scanning electron microscopy, a member of the staff of Novoafonskaya Cave complex (Novy Afon, Republic of Abkhazia) V.V. Markholiya for organizing Kyndyg field trips.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project 19-55-40005 Abh_a "Genetic types of karstogenesis of the Abkhazian coastal carbonate massifs". The analysis of microelement and Sr isotopic composition of thermal waters and deposited salts was carried out in the UB RAS Geoanalytic Center for Collective Use and supported by AAAA-A18-118053090045-8 topic of IGG UB RAS State Assignment.

ВВЕДЕНИЕ

Природный источник минеральных высоко-термальных вод, разгружающихся через глубокие скважины, находится в селе Кындыг Очамчирского (Очамчирского) района недалеко от столицы Абхазии г. Сухум (рис. 1). Кындыг – природный комплекс, состоящий из скважин с минеральной водой для питья и открытых минеральных источников для принятия ванн, гидромассажа, целебных грязей (рис. 2). Температура воды на изливе составляет 110°C. Из скважин по металлическим и пластиковым трубам и желобам вода стекает в бассейны, охлаждаясь до 40–45°C и используется для принятия лечебных ванн и для отопления теплиц.

Минерализованные горячие воды Кындыга при излиянии из скважин на поверхность образуют карбонатные минералы (Потапов и др., 2018а, б; Потаров, 2019). Поскольку ранее мы занимались проблемами солеотложения в нефтепромысловом (Потапов, 1993, 1994; Вотяков и др., 1995; Галеев и др., 1998) и теплоэнергетическом оборудовании, а также минералообразованием из вскипающих растворов (Потапов и др., 1998), то этот феномен заинтересовал нас, и в августе 2017 г. мы побывали на месторождении Кындыг, результатом чего явилась статья о минералогии и радиоактивности карбонатов, отлагающихся из термальных вод (Потапов и др., 2018а). В мае и августе 2018 г. дополнительно отобраны образцы карбонатов и термаль-



Рис. 1. Месторождение термальных вод Кындыг на карте Абхазии.

Fig. 1. Kindyg thermal water field on the map of Abkhazia.

ных вод месторождения на предмет изучения их макро- и микрохимического состава и изотопии стронция.

Целью работы являлось изучение геохимических особенностей термальных вод и аутигенных карбонатов месторождения Кындыг.

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ, МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОДАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Содержание стронция и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах контролируется взаимодействием вода-порода в водоносном горизонте. Различия в $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношении зависят от первичного (атмосферного) привноса, различий в минералогии пород, через которые проходит вода, а также характеристик растворения минералов и времени взаимодействия воды и породы. Минералы в породе имеют различные отношения Rb/Sr , а, следовательно, различные изотопные отношения стронция (Lee et al., 2011). Изотопное фракционирование стронция при геохимических процессах можно считать пренебрежимо малым, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ широко используются для исследования взаимодействия вода-порода в подземных водах. Поэтому изотоп-

ный состав стронция в сочетании с гидрохимическими данными является крайне полезным при исследовании взаимодействия вода-порода, а также геохимических процессов, таких как ионный обмен (Shand et al., 2009).

По данным (Шишлина, Ларионова, 2013), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неогеновых осадках побережья Черного моря в Абхазии (Гагры) составляет 0.7075, а в равнинно-предгорной полосе Западного Кавказа меняется от 0.7075–0.7076 (Отхара, Лыхны, Псыбе, Шепси) до 0.7087 (ст. Старокорсунская), варьируя в горных районах в пределах 0.7093–0.7099 (Новый Афон и др.).

В плейстоцене на месте Черного моря было крупное пресноводное озеро (Ross et al., 1970). Материковый речной сток поступает в Черное море с большой площади (порядка 2 млн км²) и приносит около 340 км³ воды в год; из Эгейского моря в Черное через проливы поступает 180 км³ воды в год, при этом объем речных вод в два раза превышает объем морских соленых вод. Вследствие этого соленость в нем в два раза ниже (17–18‰), чем в океане, и в геологической перспективе Черное море является опресненным стратифицированным водоемом со средним значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.709172 ± 0.000003 (Кузнецов и др., 2011).

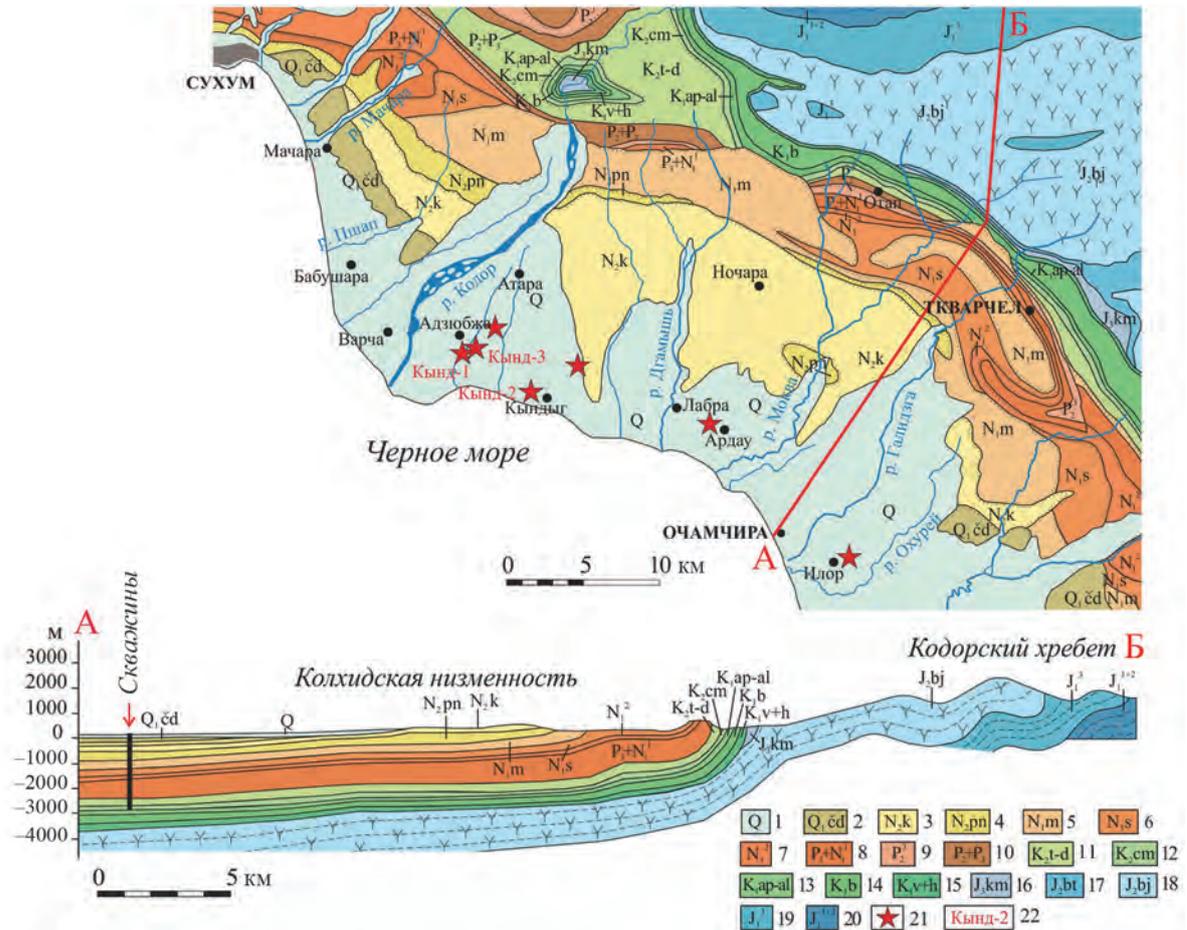


Рис. 2. Геологическая карта и разрез района исследований по (Курочкин, 1957; Гуджабидзе, Гамкрелидзе, 2003).

Четвертичная система: 1 – нерасчлененные отложения; 2 – чаудинские слои (конгломераты, песчаники, глины). *Плиоцен:* 3 – киммерийский ярус (конгломераты, глины, пески); 4 – понтический ярус (конгломераты, песчаники, глины). *Миоцен:* 5 – мэотический ярус (пески, песчаники и глины); 6 – сарматский ярус (песчаники и глины с прослойками мергелей и известняков); 7 – конкский, караганский и чокракский ярусы (конгломераты, песчаники и глины с прослойками мергелей и известняков). *Олигоцен:* 8 – майкопская свита (глины и песчаники). *Эоцен:* 9 – верхний (фораминиферные мергели); 10 – средний и нижний (известняки). *Верхний мел:* 11 – датский, маастрихтский, кампанский, сантонский, коньякский и туронский ярусы (толстослоистые известняки); 12 – сеноманский ярус (мергелистые глины и туфогенные песчаники). *Нижний мел:* 13 – альбский и аптский ярусы (глины и мергелистые глины, мергели); 14 – массивные и толстослоистые известняки; 15 – валанжинский и готеривский ярусы (песчаники и доломитизированные известняки, конгломераты, песчаники). *Верхняя юра:* 16 – киммериджийский ярус (пестроцветные гипсоносные глины, песчаники и конгломераты). *Средняя юра:* 17 – батский ярус (песчаники и глинистые сланцы с пластами каменного угля); 18 – байосский ярус (туфобрекчии, туфы, граувакковые песчаники с покровами спилитов, кварцевых и лабрадоритовых порфиритов). *Нижняя юра:* 19 – верхний подотдел (песчаники с прослоями и линзами глинистых сланцев, мергелей и известняков); 20 – средний и нижний подотделы (метаморфизованные глинистые и аспидные сланцы); 21 – скважины с термальными водами; 22 – номенклатура отобранных проб.

Fig. 2. The geological map and section of the studied area from (Kurochkin, 1957; Gujabidze, Gamkrelidze, 2003).

Quaternary system: 1 – undifferentiated sediments; 2 – Chaudian beds – conglomerates, sandstones, clay. *Pliocene:* 3 – Cimmerian (conglomerates, clays, sands); 4 – Pontic (conglomerates, sandstones, clay). *Miocene:* 5 – Maeotian (sands, sandstones, clay); 6 – Sarmatian (sandstone and clay with layers of marl and limestone); 7 – Konkian, Karaganian and Chokrakian (conglomerates, sandstones and clay with layers of marl and limestone). *Oligocene:* 8 – Maykop suite (clay and sandstones). *Eocene:* 9 – Upper (foraminiferous marls); 10 – Middle and Lower (limestone). *Upper Cretaceous:* 11 – Danian, Maastrichtian, Campanian, Santonian, Coniacian, and Turonian (thick layered limestone); 12 – Cenomanian (marly clay and tuffaceous sandstones). *Lower Cretaceous:* 13 – Albian and Aptian (clays and marly clays, marls); 14 – Massive and thick layered limestones; 15 – Valanginian and Hauterivian (sandy and dolomitic limestone, conglomerates, sandstones). *Upper Jurassic:* 16 – Kimmeridgian (variegated gypsum-bearing clay, sandstone and conglomerates). *Middle Jurassic:* 17 – Bathonian (sandstones and shale with layers of coal); 18 – Bajocian (tuffaceous breccias, tufts, graywacke sandstones with spilite, quartz and labrador porphyrites). *Lower Jurassic:* 19 – Upper stage (sandstones with interlayers and lenses of shale, marl, and limestone); 20 – Middle and Lower stages (metamorphosed clay and slate schists); 21 – Thermal wells; 22 – Nomenclature of collected samples.

Континентальный сток, возникающий в результате денудации земной коры поверхностными, речными и подземными водами, отличается довольно высокими значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, варьирующими в широких пределах в зависимости от типа дренируемых пород, зрелости коры выветривания и климата (Кузнецов и др., 2012). Усредненное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в речном стоке ныне принимается (в зависимости от учтенного количества рек) как 0.7119 (Palmer, Edmond, 1989) или 0.7136 (Allègre et al., 2010).

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неизменных мантийных породах составляет 0.702–0.704 (Taylor, 1980). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантийном гидротермальном потоке, который образуется при взаимодействии морских вод с океаническими базальтами в гидротермальных ячейках срединно-океанических хребтов и при эрозии вулканических островов (Brass, 1976; Spooner, 1976; Rad et al., 2007; Allègre et al., 2010), значительно ниже, чем в континентальном стоке. Так, в гидротермальных рассолах из скважин Исландии оно заключено в пределах 0.7032–0.7044 (Clauer, Olafsson, 1981; Elderfield, Greaves, 1981), а среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гидротермальном потоке оценивается как 0.7035 ± 0.0005 (Palmer, Edmond, 1989; Veizer, 1989). Большинство неоген-четвертичных магматических пород Кавказа представлены K-Na субщелочными базальтами с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7041 \pm 0.0001$ (Lebedev et al., 2010).

Глобальные значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для карбонатов мелового возраста находится в диапазоне от 0.7071–0.7079 (Veizer et al., 1999). По меловым породам Западного Кавказа найти данные не удалось. Изотопный состав стронция современных карстогенных карбонатов (спелеотем) Новоафонской пещеры, заложенной в известняках барремского яруса нижнего мела, составляет 0.7074–0.7069 (собственные данные).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА КАВКАЗА

Исследованный район в орографическом отношении относится к юго-западным предгорьям Большого Кавказа и находится в пределах Колхидской низменности. В ядре Большого Кавказа, в западной и центральной частях, обнажаются докембрийские, палеозойские и триасовые породы нижнего структурного яруса. Их последовательно окаймляют юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые толщи верхнего структурного яруса.

Геологическая карта и разрез, построенные на основе карт (Курочкин, 1957; Гуджабидзе, Гамкрелидзе, 2003) приводится на рис. 2.

Изучаемые проявления термальных вод входят в состав кодорского артезианского бассейна (Сидоренко, 1970). Благоприятные условия для формирования артезианских горизонтов здесь создает мо-

ноклиальная структура при чередовании водопроницаемых пород и водоупоров. Высокотермальные воды приурочены к трещинно-поровым коллекторам нижнемеловых известняков, погруженных по моноклинали на глубину 2.5–4.0 км под молассовые отложения олигоцен-плиоценового возраста (глины, песчаники, конгломераты). Водоносный комплекс меловых пород подстилается отложениями байосского яруса, содержащего вулканические породы (туфобрекчии, туфы, порфириды).

В районе насчитывается минимум 7 фонтанирующих скважин, выводящих воды этой группы (Осия и др., 2014). В настоящее время, техническая информация по ним утеряна, но известно, что их глубина составляет 2800–3000 м. Большинство скважин были пробурены в 70-х годах прошлого столетия. По имеющимся сведениям, скважины бурились с целью разведки на углеводороды. Видимо, наиболее старая скважина, упомянутая в работе «Гидрогеология СССР» (Сидоренко, 1970) и, следовательно – пробуренная до 1970 г, находится в долине реки Охурей.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В серии исследованных образцов были соли и пробы воды, отобранные в мае-августе 2018 г. на трех объектах (Кындыг-1, Кындыг-2 и Кындыг-3) (рис. 3). Кындыг-1: вода К-1-1 на изливе из трубы (температура $\approx 100^\circ\text{C}$, 2 образца); вода К-1-2 с этого же объекта (скважины), но на удалении в 50–60 м (температура $\approx 40^\circ\text{C}$, 2 образца). Кындыг-2: вода К-2-1 отобрана из ручья, текущего из скважины (температура $\approx 100^\circ\text{C}$, 2 образца); вода К-2-2 отобрана в пруду отстойнике в 20 м от скважины (температура $\approx 25^\circ\text{C}$, 1 образец). Кындыг-3: вода К-3-1 из скважины, отобрана из разрыва фланцевого соединения трубы (температура $\approx 100^\circ\text{C}$, 1 образец).

Гидрохимический анализ выполнен в лаборатории Института минералогии УрО РАН, г. Миасс. Водородный показатель pH, Eh и электропроводность изучались потенциометрическим методом (Hanna HI 9125, pH-метр-милливольтметр pH-121, кондуктомер HI933000). Для определения HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} применялись титриметрический, меркурометрический и турбидиметрический методы; Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ определялись методом атомно-абсорбционной спектроскопии (прибор Perkin-Elmer 3110). Индексы насыщения к кальциту и арагониту вычислялись с помощью программы Aqion 6.7.3.

Для диагностики минералов, слагающих солевые коры, использовался дифрактометр ДРОН-2.0, CuK_α -излучение (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, оператор Е.Д. Зенович). Для визуализации, изучения морфологии и элементного состава минеральных солей применялся сканирующий электронный микроскоп TESCAN Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром X-АСТ (Oxford



Рис. 3. Места отбора образцов карбонатов и проб термальных вод.

а – Кындыг-1, б – Кындыг-2, в – Кындыг-3.

Fig. 3. The sampling sites of carbonates and thermal water.

а – Kyndyg-1, б – Kyndyg-2, в – Kyndyg-3.

Instruments) в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа (оператор И.И. Мусабиров). Исследование проводилось с Au-Pd напылением в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

Пробоподготовка и анализ микроэлементного и изотопного состава стронция проведены в блоке чистых помещений с классами чистоты 6 и 7 ИСО (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). На всех стадиях анализа использовалась ультрачистая деионизованная вода MilliQ ($18.2 \text{ МОм} \cdot \text{см}^{-1}$). Все используемые кислоты дополнительно очищались методом дистилляции при температуре, не доходящей до точки кипения (sub-boiling distillation).

Перед анализом образцы солей были истерты вручную в яшмовой ступке. Образцы солей массой порядка 100 мг растворяли в 14М HNO_3 в тefлоновых бюксах. К полученным после разложения растворам добавляли 15 мл 0.5% HNO_3 , количественно переносили в полипропиленовые контейнеры и добавляли 10 мкг/л индия (элемента внутреннего стандарта), а затем доводили до метки ультрачистой водой. Контрольные (холостые) пробы приготовлены описанным выше способом, но без добавления материала пробы. К образцам воды добавляли индий.

Измерения микроэлементного состава проведены на квадрупольном ИСП-масс-спектрометре NexION 300S (PerkinElmer). Все измерения проводились в режиме количественного анализа с построением градуировочных кривых (мультиэлементные стандартные растворы PerkinElmer Instruments).

Для изотопного анализа стронций из растворенных проб и воды был хроматографически выделен с использованием смолы Triskem Sr-Spec (Sr) согласно (Muynck et al., 2009; Стрелецкая и др., 2016). Измерения изотопного состава стронция проводили на мультиколлекторном магнито-секторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой Neptune Plus (Thermo Fischer). Для стронция использовали метод бреккетинга (SSB) по схеме “стандарт-образец-образец-стандарт” с использованием NIST SRM 987 (карбонат стронция). Для оценки правильности и долговременной воспроизводимости измерительной процедуры использовали стандарт изотопного состава стронция NIST SRM 987: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710266 \pm 8$ (1SD, N = 23).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрохимическая характеристика термальных вод

Данные по макрокомпонентному химическому составу вод этой группы приводятся в табл. 1. Воды относятся к солоноватым (общая минерализация от 1151 до 2384.6 мл/л) и характеризуются нейтральным и слабощелочным водородным показателем (рН от 6.72 до 8.1). Преобладает хлоридно-кальциевый гидрохимический тип (по ионам > 20 экв.), реже встречаются воды хлоридно-натриево-кальциевого типа. Преобладающие данные по скважине около теплицы Агрба в с. Кындыг

Таблица 1. Макрокомпонентный химический состав термальных вод Абхазии

Table 1. Macrocomponent chemical composition of thermal waters of Abkhazia

Скважина	Дата и номер источ.	pH	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na + K	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Общ. мин. мг/л	SI к кальци-ту	SI к арагониту	Гидрохимический тип
			мг/л; ммоль-экв./л; %-экв.									
с. Кындыг (около теплицы Агрба) Кынд-1	06.86 ¹	6.72	603 17.0 41.0	147 2.41 5.8	72 1.50 3.6	170 7.08 17.1	222 11.1 26.7	29 2.39 5.8	1243	0.51	0.36	Cl-Ca
	08.86 ¹	7.89	567 16.0 41.0	134 2.20 5.6	64 1.33 3.4	136 5.91 15.2	216 10.8 27.6	34 2.80 7.2	1151	1.45	1.35	Cl-Ca
	10.86 ¹	6.9	638 18.0 42.3	158 2.59 6.1	54 1.12 2.6	143 6.22 14.6	228 11.4 26.8	39 3.21 7.6	1260	0.01	-0.09	—
	06.87 ¹	7.6	638 18.0 42.6	122 2.00 4.7	56 1.16 2.8	181 7.87 18.6	220 11.0 26.0	27 2.22 5.3	1244	1.06	0.99	—
	2006 ¹	7.89	708 20.0 44.4	120 1.97 4.4	35 0.73 1.6	168 7.30 16.2	245 12.2 27.2	34 2.80 6.2	1310	0.98	0.88	—
	09.15 ²	8.15	759.9 21.4 43.8	90.92 1.49 3.0	65 1.35 2.8	195.6 8.50 17.4	256.5 12.8 26.2	40.1 3.30 6.8	1408.0	1.25	1.15	—
	08.17 ³	7.72	693.8 21.6 42.1	79.3 2.10 4.1	25.5 1.96 3.8	182 9.87 19.3	245.6 12.7 24.8	41.6 3.02 5.9	1267.8	2.03	1.93	—
Источник № 1 с. Кындыг Кынд-3	2006 ¹	7.96	764.6 19.6 43.5	128.1 1.30 2.9	94.1 0.53 1.2	227.0 7.91 17.6	254.9 12.3 27.2	36.7 3.42 7.6	1505.4	1.76	1.66	—
Источник № 2 с. Кындыг (Центр)	2006 ¹	7.24	718.3 20.3 42.2	122 2.00 4.2	84.3 1.75 3.7	199.2 8.66 18.0	246.5 12.3 25.6	37.2 3.06 6.4	1407.4	0.94	0.84	—
Пансионат “Эвкалиптовая роща” Кынд-2	2006 ¹	7.34	849.1 23.9 42.7	146.4 2.40 4.3	77.6 1.61 2.9	194.3 8.45 15.1	313.4 15.6 27.9	48.5 3.99 7.1	1629.2	1.31	1.21	—
	09.15 ²	7.83	1006.7 28.4 44.2	109.2 1.79 2.8	80 1.66 2.6	274.1 11.92 18.6	324.6 16.2 25.2	51.0 4.20 6.5	1845.7	1.74	1.64	—
с. Илор (Елыр)	2006 ¹	8.1	625.6 17.6 35.4	161.0 2.64 5.3	223.5 4.65 9.3	259.4 11.28 22.6	214.0 10.7 21.4	35.7 2.94 5.9	1519.3	1.62	1.52	Cl-Na-Ca
с. Ардау	2006 ¹	8.09	440.2 12.4 35.6	169.6 2.78 8.0	109.1 2.27 6.5	170.9 7.43 21.3	160.1 8.0 22.9	24.7 2.03 5.8	1074.6	1.61	1.51	Cl-Na-Ca
с. Аракич	2006 ¹	8.08	894.9 25.2 32.1	144.9 2.4 3.0	550 11.4 14.5	331.9 14.4 18.3	397.2 19.8 25.2	66.6 5.5 7.0	2384.6	1.94	1.84	Cl-Ca

Примечание. Источники данных: ¹по (Осия и др., 2014); ²Архив Абхазского государственного центра экологического мониторинга; ³собственные данные (Лаборатория Института минералогии УрО РАН, г. Миасс).

Note. Data source: ¹after (Osiya et al., 2014); ²Archive of the Abkhaz State Center for Environmental Monitoring; ³own data (Laboratory of the Institute of Mineralogy, Ural Branch of the RAS, Miass).

показывают стабильную минерализацию ($C_{\text{var}} = 6\%$) в течение 1986–2017 гг.

Согласно рассчитанным индексам насыщения к кальциту и арагониту, для большинства проб наблюдаются предпосылки для кристаллизации этих минеральных видов ($SI > +0.3$).

Диаграмма Дурова, построенная для составов вод, показана на рис. 4. На ней видно, что большинство точек образует компактное поле, что свидетельствует о схожести химического состава и подтверждает их принадлежность к одному водоносному комплексу.

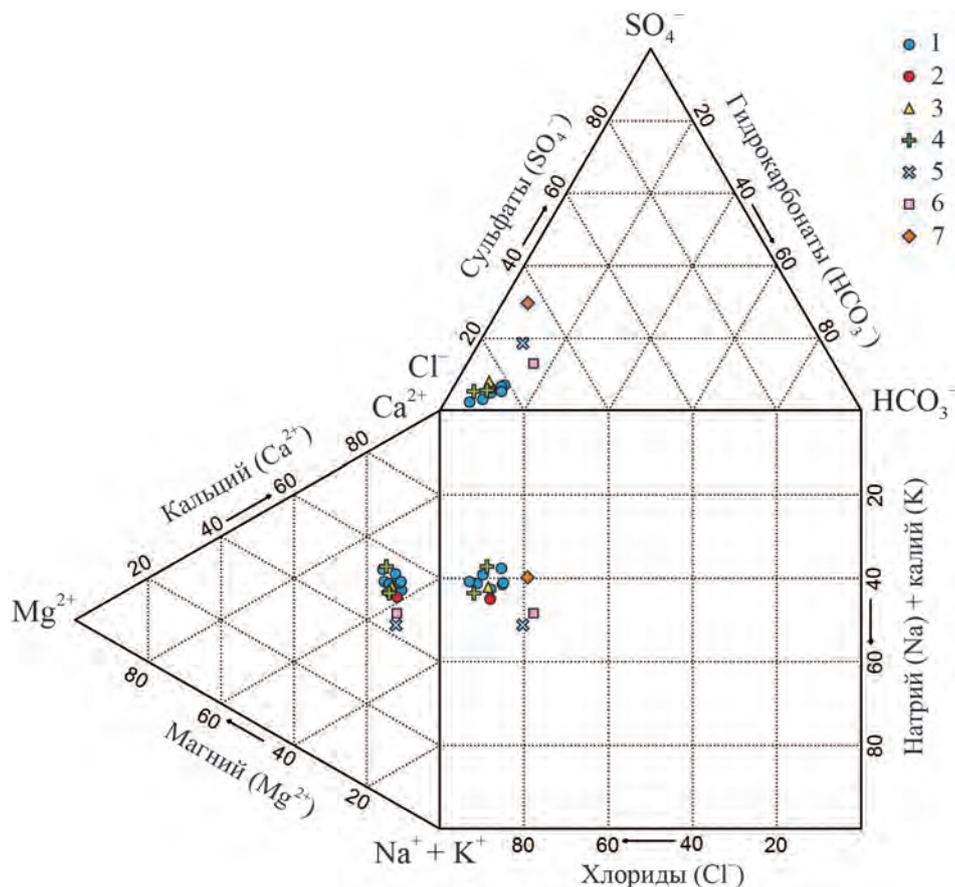


Рис. 4. Гидрохимические параметры термальных вод месторождения Кындыг на диаграмме Дурова.

Скважины: 1 – с. Кындыг (около теплицы Агрба); 2 – с. Кындыг, № 1; 3 – с. Кындыг, центр, № 2; 4 – пансионат “Эвкалиптовая роща”; 5 – с. Илор; 6 – с. Ардау; 7 – с. Аракич.

Fig. 4. Thermal water hydrochemical parameters of the Kyndyg deposit on the Durov diagram.

Wells: 1 – Kyndyg village (near the Agrba greenhouse); 2 – Kyndyg village, № 1; 3 – Kyndyg village, center, № 2; 4 – “Eucalyptus Grove” resort; 5 – Ilor village; 6 – Ardau village; 7 – Arakich village.

Данные по микроэлементному составу вод приводятся в табл. 2. Данные анализов были нормированы на кларки для подземных вод зоны гипергенеза горных ландшафтов (рис. 5) (по Шварцеву, 1998). Для элементов, превышающих кларковые, характерен ряд концентрации: $Sc > Se > Rb > Sr > Cs > V > As > Li > Ni > V > Cr > Co$.

Как известно, интенсивной миграции металлов в гидротермальных водах благоприятствует повышенное содержание иона хлора, который образует растворимые комплексы с большинством металлов (Перельман, 1989). Хлоридный состав в сочетании с высокой температурой приводит к мобилизации металлов из водообменных пород.

Наиболее выраженное превышение по скандию может маркировать участие в водообмене юрских пород байосского яруса средней юры, характеризующихся скандиевой аномалией (Гирич, 2005). Вычисление коэффициентов корреляции (корреляции Пирсона, $p < 0.01$) показывает, что Sc образует а-

ссоциацию с V, Cr, Co, Ni, As, Se (коэффициенты корреляции от 0.89 до 0.97).

Поскольку повышенное содержание Sr и Ba также характерны и для современных карстовых инфильтрационных вод, циркулирующих в нижнемеловых известняках (Червяцова и др., 2018), это может свидетельствовать об их происхождении за счет мобилизации из карбонатных пород в гидротермальных условиях.

Сезонные вариации микроэлементного состава термальных вод незначительны. Наблюдается незначительное превышение содержания ряда элементов в пробах, отобранных в августе. Но поскольку информации об изменении дебита по скважинам в разные сезоны года нет, то изменение содержания ряда элементов увязать с этим вероятным фактором невозможно.

На основании гидрогеологических и гидрохимических данных можно предположить, что воды данного водоносного комплекса формируют-

Таблица 2. Микроэлементный состав (мкг/л) и соотношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) термальных вод месторождения Кындыг**Table 2.** The trace element composition ($\mu\text{g/L}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio of thermal waters of the Kyndyg deposit

Компонент	Место отбора и температура воды, °С							
	Кындыг-1, скважина, ≈ 100		Кындыг-1, струя из желоба, падающая в бассейн, ≈ 40		Кындыг-2, ручей, текущий из скважины, ≈ 100		Кындыг-2, пруд-отстойник в 20 м от скв., ≈ 25	Кындыг-3, разрыв фланцевого соединения трубы скважины, ≈ 100
	Шифр образца							
	1 май	К-1-1 (К-18-1) август	2 май	К-1-2 (К-18-2) август	3 май	К-2-1 август	4 май	К-3-1 август
Li	40±10*	60±20	40±10	60±20	60±20	80±20	60±20	90±30
Be	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003
B	420±40	350±30	440±40	350±30	540±50	430±40	560±60	540±50
Al	11±2	1.3±0.2	12±2	0.17±0.02	13±2	3.2±0.5	12±2	Н/о
Sc	8±2	6±1	7±2	6±1	8±2	6±1	9±2	7±2
Ti	0.3±0.1	0.07±0.02	0.08±0.03	0.020±0.007	0.9±0.3	2.6±0.9	0.8±0.3	1±0.3
V	3.9±0.9	3.1±0.7	3.5±0.8	3.1±0.7	5±1	3.5±0.8	5±1	4.1±0.9
Cr	14±2	11±2	12±2	10±2	17±3	12±2	17±3	14±3
Mn	2.2±0.7	3±1	9±3	0.8±0.3	н/о	4±1	8±2	2.6±0.8
Co	0.4±0.1	0.23±0.06	0.4±0.1	0.22±0.06	0.5±0.1	0.27±0.08	0.5±0.2	0.31±0.09
Ni	11±4	7±3	10±4	6±2	15±5	8±3	15±6	9±3
Cu	0.5±0.1	0.5±0.1	0.6±0.1	0.5±0.1	0.7±0.2	0.5±0.1	0.7±0.2	0.6±0.1
Zn	4±1	11±4	4±2	11±4	5±2	12±5	3±1	12±5
Ga	<0.001	0.06±0.02	<0.001	0.04±0.01	<0.001	0.05±0.02	<0.001	0.04±0.01
Ge	0.25±0.02	0.34±0.02	0.25±0.02	0.3±0.02	0.3±0.02	0.38±0.02	0.31±0.02	0.42±0.03
As	9±1	5.6±0.6	6.9±0.8	5.7±0.6	9±1	7.4±0.8	13±1	9±1
Se	28±2	12±0.8	26±2	12.4±0.9	37±3	16±1	38±3	19±1
Rb	50±10	50±10	50±10	50±10	60±20	60±20	60±20	60±20
Sr	4100±100	3800±100	4000±100	4000±100	6000±100	4900±100	6000±100	6000±100
Y	0.06±0.03	0.03±0.01	0.04±0.02	0.04±0.01	0.06±0.02	0.05±0.02	0.07±0.03	0.05±0.02
Zr	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.04±0.01	<0.001	<0.001
Nb	0.012±0.003	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001
Mo	0.05±0.01	0.26±0.07	0.02±0.005	0.5±0.1	0.017±0.004	0.5±0.1	0.023±0.006	0.7±0.2
Ag	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	1.01±0.06	<0.0005	<0.0005	<0.0005
Cd	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002
Sn	<0.003	0.016±0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003	<0.003
Sb	0.07±0.02	0.1±0.03	0.08±0.02	0.04±0.01	0.11±0.03	0.09±0.03	0.1±0.03	0.19±0.06
Te	0.225±0.08	0.28±0.01	0.195±0.007	0.3±0.01	0.42±0.01	0.37±0.01	0.4±0.01	0.34±0.01
Cs	4.2±0.6	5.6±0.8	4.4±0.6	5.7±0.8	4.4±0.6	5.7±0.8	4.3±0.6	5.2±0.7
Ba	150±20	190±30	150±30	210±30	200±30	260±40	210±40	270±40
W	0.06±0.02	<0.001	0.05±0.02	<0.001	0.06±0.02	<0.001	0.05±0.02	<0.001
Tl	0.15±0.04	0.24±0.07	0.15±0.04	0.23±0.07	0.12±0.03	0.19±0.05	0.11±0.03	0.05±0.01
Pb	<0.001	0.008±0.002	0.0030±0.0007	<0.001	<0.001	0.028±0.006	0.018±0.004	0.01±0.002
Bi	0.018±0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Th	0.010±0.003	0.006±0.002	<0.00001	<0.00001	<0.00001	0.09±0.03	<0.00001	0.09±0.03
U	0.0030±0.0004	0.0040±0.0005	<0.0004	0.010±0.001	0.0020±0.0002	<0.0004	0.009±0.001	<0.0004
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70697±0.00001	0.70351±0.00003	0.70654±0.00001	0.70383±0.00003	0.70718±0.00001	0.70419±0.00003	0.70724±0.00001	0.70514±0.00002

*Измеренное значение ± расширенная неопределенность методики U ($k = 2$), рассчитанная на основе данных о внутрилабораторной прецизионности и 16 международных сличительных испытаний.

*Value ± expanded uncertainty of the method U ($k = 2$) based on the within-laboratory reproducibility and 16 Proficiency Tests.

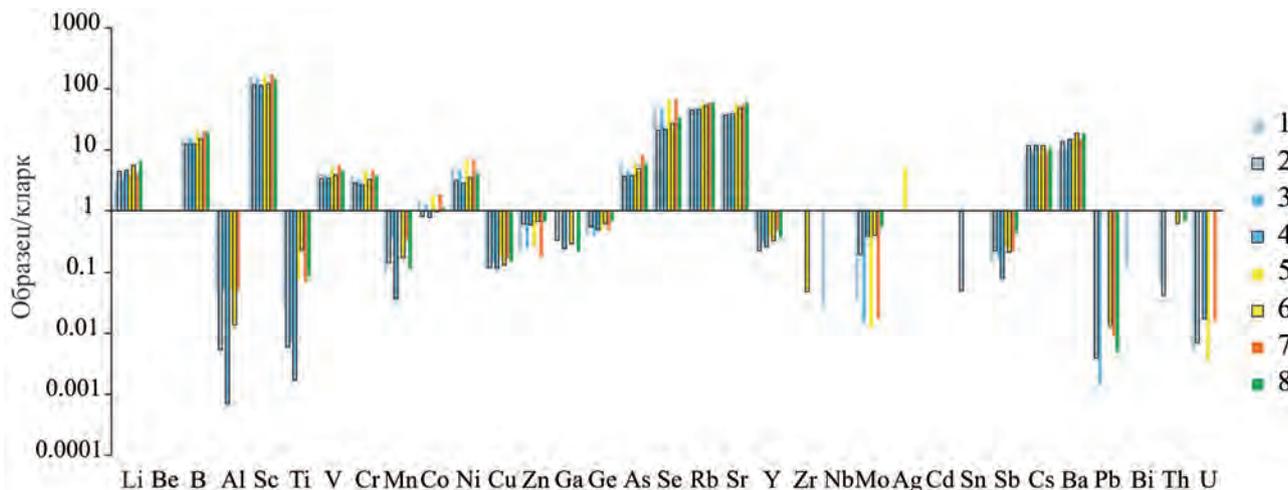


Рис. 5. Геохимические спектры для термальных вод.

1 – Кындыг-1, скважины, май 2018; 2 – то же, август 2018; 3 – Кындыг-1, струя из желоба, падающая в бассейн, май 2018; 4 – то же, август 2018; 5 – Кындыг-2, ручей, текущий из скважины, май 2018; 6 – август 2018; 7 – Кындыг-2, пруд-отстойник в 20 м от скважины, май 2018; 8 – Кындыг-3, скважина, август 2018.

Fig. 5. Geochemical spectra for thermal waters.

1 – Kyndyg-1, well, May 2018; 2 – the same, August 2018; 3 – Kyndyg-1, stream from the trough, falling into the pool, May 2018; 4 – the same August 2018; 5 – Kyndyg-2 – a stream flowing from a well, May 2018; 6 – the same August 2018; 7 – Kyndyg-2, settling pond at 20 m from the well, May 2018; 8 – Kyndyg-3, well, August 2018.

ся преимущественно за счет пресных трещинно-карстовых вод нижнемеловых известняков, погружающихся по моноклинали в зону замедленной циркуляции и смешивающихся с хлоридно-натриевыми седиментогенными водами. Приведенные выше геохимические данные и наличие аномалии по скандию позволяет предположить участие в водообмене также подстилающих юрских вулканогенных пород.

Характеристика минеральных солей

Из минерализованных слабощелочных хлоридно-кальциево-натриевых вод месторождения Кындыг в трубах и на поверхности земли, куда изливается вода, образуются мощные отложения аутигенных карбонатов (рис. 6, 7). Толщина корок колеблется от первых сантиметров до 10 см и более. Корки от серого, белого, желтого до оранжевого цвета. Корки имеют полосчатую, шестоватую и радиально-шестоватую текстуру. Белые корки более плотные, однородные, мелкозернистые. Желтые и оранжевые корки сложены менее плотными агрегатами расщепленно-шестоватых минеральных супериндивидов (см. рис. 6, 7). Шестики легко отделяются друг от друга, особенно, когда корки находятся во влажном состоянии в водной среде.

В составе отложений установлены минералы класса карбонатов: арагонит и кальцит. В некоторых образцах встречается механическая примесь кварца (Потапов и др., 2018а, б; Potapov et al., 2019).

Результаты исследований на электронном микроскопе образцов карбонатов иллюстрируют рис. 8 и 9. Агрегаты сложены преимущественно арагонитом и представляют собой каркас из стростков соломоподобных псевдогексагональных динопризматических кристаллов с копьевидной вершинкой, часто расщепленных (рис. 8а–б). Такая форма типична для арагонита и отражает морфологию двойников и/или тройников прорастания по плоскости (110). Кристаллы арагонита имеют широкие борозды вдоль удлинения (рис. 8в), часто обладают футляровидным строением (рис. 8г) и иногда усложнены микросферолитовыми обрастаниями (рис. 8д, е).

В составе агрегатов были установлены локальные примеси W и Cu. На больших увеличениях видно, что металлы находятся в виде наноразмерных включений, покрывающих грани и ребра кристаллов (“белые точки” на рис. 8ж).

Электронные микрофотографии кальцита показаны на рис. 9. Он представлен плоскогранными кристаллами изометричной формы размерами 20–50 мкм. Кальцит находится внутри матрикса игольчатых кристаллов арагонита. Судя по нарастанию кальцита на арагонитовые иглы (рис. 9а, г), можно сделать вывод, что он образован в следующем цикле после арагонита из остывающих поровых растворов. Об относительно спокойных условиях кристаллизации свидетельствует также изометричная форма кристаллов. Микроэлементный состав отлагающихся карбонатов приведен в



Рис. 6. Природные образцы карбонатов Кындыг-1 (а), Кындыг-2 (б), Кындыг-3 (в) на момент отбора на месторождении.

Fig. 6. Kyndyg-1 (a), Kyndyg-2 (б), and Kyndyg-3 (в) native samples of carbonates at the time of selection in the field.

табл. 3. Содержания элементов были нормированы на кларки для карбонатных осадочных пород (Григорьев, 2002). На геохимическом спектре, показаном на рис. 10, видно, что концентрации большинства металлов ниже кларковых. Системное повышение относительно кларка характерно только для Sr и Se (содержание которых значительно повышено и в воде). В некоторых образцах повышены также Ni, Zn, Ag, Tl. Накопление стронция в карбонатах, который концентрируется

в виде изоморфной примеси в арагоните, является типичным для условий гидротермального минералообразования (Юдович и др., 1980). Стронций, выступающий в качестве стабилизатора кристаллической решетки арагонита, способствует его преобладанию среди новообразованных карбонатов.

Изотопные соотношения стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах и аутигенных карбонатах месторождения Кындыг

Содержания стронция в воде составляют от 3.8 до 6.2 мг/л. Изотопные отношения стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах варьируют в диапазоне 0.7065–0.7072 (см. табл. 3, рис. 11).

Из рис. 11 видно, что отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах Кындыга значительно отличаются от современной морской воды и воды Черного моря. Они довольно близки изотопным отношениям стронция в осадках побережья Черного моря (0.7075–0.7076), глобальному значению для меловых карбонатов (0.7071–0.7097) и современным карстогенным карбонатам Новофонской пещеры (0.7074–0.7069).

Следовательно, состав термальных вод месторождения Кындыг определяется скорее изотопными характеристиками водовмещающих пород – известняков нижнемелового возраста, чем влиянием морской воды. Одна из точек карбонатов из объекта Кындыг-2 оказалась в области значений, характерных для пород мантийного происхождения, что может свидетельствовать в пользу водообмена с подстилающими вулканическими породами средней юры.

Следует также отметить различия (превышающие погрешность определения) в изотопном составе термальной воды из мест отбора проб с разными температурами (см. рис. 11). При этом изотопный состав стронция в образцах с одного объекта, отобранных в разное время года, также значимо различается (см. рис. 11): образцы, отобранные в августе, характеризуются более низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7035–0.7051). Вероятно, это может быть связано с тем, что весной в формировании водного баланса принимают участие метеорные воды, которые могут иметь соотношение изотопов стронция, близкое к породам, через которые они просачиваются, тогда как в межень основным источником может оставаться гидротермальный поток с низкими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями.

Изотопный состав отлагающихся карбонатов отличается от таковых термальных вод: в целом, для карбонатов характерны более низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7028–0.7074). При этом, содержания стронция в них довольно высокие и варьируют от 2600 до 6400 г/т, за исключением нескольких образцов (см. табл. 3, рис. 11).

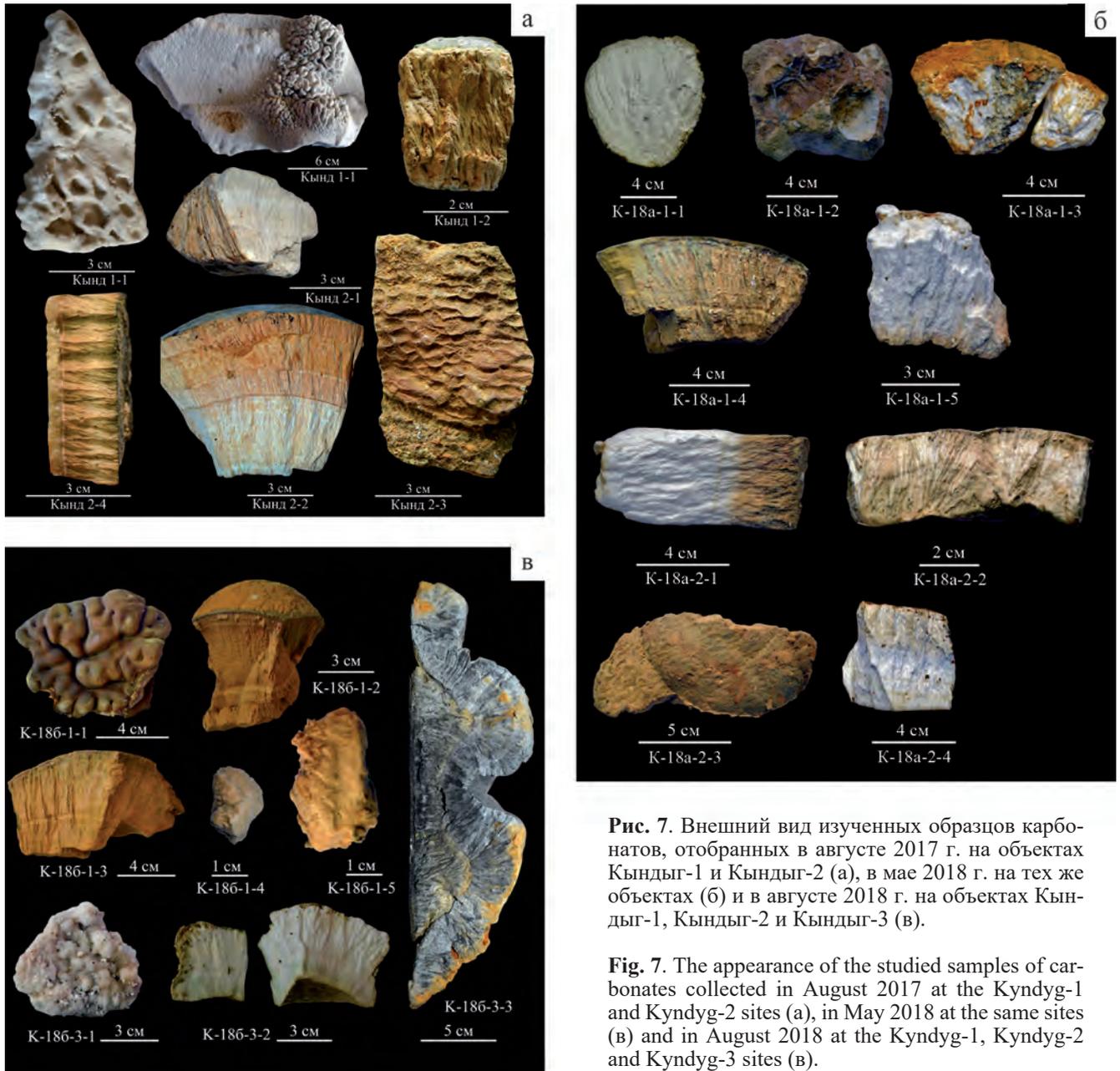


Рис. 7. Внешний вид изученных образцов карбонатов, отобранных в августе 2017 г. на объектах Кындыг-1 и Кындыг-2 (а), в мае 2018 г. на тех же объектах (б) и в августе 2018 г. на объектах Кындыг-1, Кындыг-2 и Кындыг-3 (в).

Fig. 7. The appearance of the studied samples of carbonates collected in August 2017 at the Kyndyg-1 and Kyndyg-2 sites (a), in May 2018 at the same sites (б) and in August 2018 at the Kyndyg-1, Kyndyg-2 and Kyndyg-3 sites (в).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Натурными наблюдениями и лабораторными исследованиями показано активное карбонатное минералообразование (арагонит и кальцит) на месторождении термальных вод Кындыг в Республике Абхазия.

По макрокомпонентному химическому составу воды относятся к соленоватым и характеризуются нейтральным и слабощелочным водородными показателем. Преобладает хлоридно-кальциевый гидрохимический тип, реже встречаются воды хлоридно-натриево-кальциевого типа. На диаграмме Дурова для составов вод большинство то-

чек образует компактное поле, что свидетельствует о схожести химического состава и подтверждает их принадлежность к одному водоносному комплексу.

Для элементов, превышающих кларковые концентрации подземных вод зоны гипергенеза горных ландшафтов, характерен ряд: $Sc > Se > Rb > Sr > Cs > V > Ba > As > Li > Ni > V > Cr > Co$. Наиболее выраженное превышение по скандию может маркировать участие в водообмене юрских пород байосского яруса средней юры, характеризующихся скандиевой аномалией, при этом Sc образует ассоциацию с V, Cr, Co, Ni, As, Se (коэффициенты корреляции Пирсона от 0.89 до 0.97). Сезонные ва-

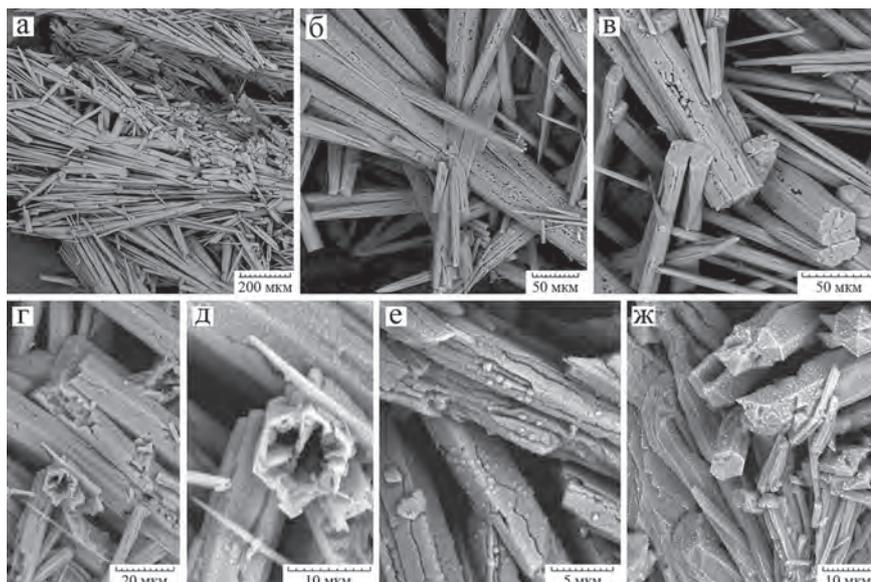


Рис. 8. Электронные микрофотографии преимущественно арагонита, отложившегося из термальных вод месторождения Кындыг.

Электронные микрофотографии преимущественно арагонита, отложившегося из термальных вод месторождения Кындыг: двойники и/или тройники прорастания (Кынд-06-18) (а, б, в); футляровидные кристаллы (Кынд-03-18) (г, д); микроглобулярные нарастания на грани и ребра арагонита (Кынд-2-2) (е); наноразмерные зерна фаз с металлами (W и Cu) в виде белых “точек” на поверхности кристаллов арагонита (Кынд-09-18) (ж).

Fig. 8. SEM images of aragonite deposited from the thermal waters of the Kyndyg deposit.

Twins and/or trillings Kynd-06-18 (a, б, в), sheath-like crystals (Kynd-03-18) (г, д), microglobular growths on the faces and edges of aragonite Kynd-2-2 (е), nanoscale phase grains with metals (W and Cu) in the form of white “points” on the surface of aragonite crystals Kynd-09-18 (ж).

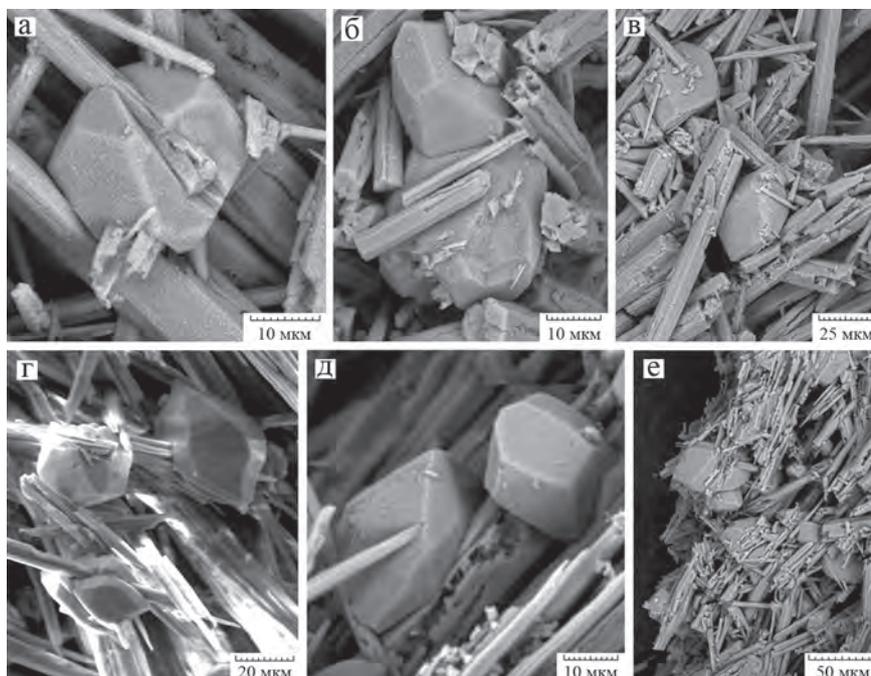


Рис. 9. Электронные микрофотографии преимущественно кальцита (изометричные кристаллы с плоскими гранями) в матрице игольчатых кристаллов арагонита, отложившегося из термальных вод месторождения Кындыг.

Fig. 9. SEM images of calcite (isometric crystals with flat faces) in the matrix of needle-like aragonite crystals deposited from the thermal waters of the Kyndyg deposit.

Таблица 3. Микроэлементный состав (мкг/г) и соотношение изотопов стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) карбонатных солей, отлагающихся из термальных вод месторождения Кындыг

Table 3. The trace element composition (µg/g) and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotope ratio of carbonate salts deposited from the thermal waters of the Kyndyg deposit

Образец	k-01-2018	k-02-2018	k-03-2018	k-05-2018	k-06-2018	k-07-2018	k-08-2018	k-09-2018	k-1-1	k-1-1a	k-1-2	k-2-1	k-2-2	k-2-3	k2-4
Li	0.4±0.1*	0.27±0.09	0.25±0.08	0.2±0.06	0.13±0.04	0.4±0.1	0.4±0.1	0.5±0.2	0.03±0.01	0.03±0.01	0.23±0.07	0.4±0.1	0.21±0.07	0.3±0.1	0.8±0.3
Be	<0.003	0.06±0.01	0.06±0.01	<0.003	<0.003	<0.003	0.08±0.02	<0.003	<0.003	<0.003	0.07±0.02	<0.003	0.06±0.01	0.12±0.03	0.05±0.01
B	1.9±0.2	1.5±0.2	1.9±0.2	1.6±0.2	0.88±0.09	1.6±0.2	3.9±0.4	3.5±0.3	0.34±0.03	0.5±0.05	2.9±0.3	1.7±0.2	1.6±0.2	3.9±0.4	5.7±0.6
Sc	0.22±0.05	0.23±0.05	0.24±0.05	0.25±0.05	0.19±0.04	0.15±0.03	0.29±0.06	0.29±0.06	0.5±0.1	0.39±0.08	0.5±0.1	0.7±0.1	0.35±0.07	0.5±0.1	0.9±0.2
Ti	2.0±0.7	5±2	1.0±0.3	0.8±0.3	0.6±0.2	0.6±0.2	1.7±0.6	6±2	0.5±0.2	1±0.3	3±1	1.1±0.4	2.4±0.8	1.5±0.5	3±1
V	0.12±0.03	0.16±0.04	0.020±0.005	0.07±0.02	0.035±0.008	0.016±0.004	0.09±0.02	0.34±0.08	0.11±0.02	0.042±0.009	0.16±0.04	0.034±0.008	0.08±0.02	0.11±0.03	0.22±0.05
Cr	0.3±0.05	0.31±0.06	0.052±0.009	0.13±0.02	0.07±0.01	0.025±0.005	0.09±0.02	0.21±0.04	0.3±0.05	0.14±0.02	0.24±0.04	0.17±0.03	0.14±0.02	0.19±0.03	1.6±0.3
Mn	9±3	10±3	7±2	4±1	4±1	4±1	9±3	11±4	50±20	21±7	14±4	6±2	15±5	90±30	60±20
Co	0.7±0.2	0.6±0.2	0.6±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.6±0.2	0.6±0.2	0.6±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	0.7±0.2	1.1±0.3
Ni	21±5	19±5	19±5	23±6	23±6	20±5	19±5	17±4	24±6	25±6	20±5	22±5	21±5	19±5	22±6
Cu	0.7±0.2	0.7±0.2	1.5±0.4	1.1±0.3	0.4±0.09	0.8±0.2	0.5±0.1	0.7±0.2	1.8±0.4	1.8±0.4	40±10	0.7±0.2	6±1	3.0±0.7	2.2±0.5
Zn	5±2	6±2	6±2	4±1	7±3	5±2	6±2	11±4	3±1	1.5±0.6	6±2	6±2	4±2	16±6	5±2
Ga	0.024±0.007	0.06±0.02	0.03±0.01	<0.001	<0.001	0.03±0.009	0.04±0.01	0.06±0.02	<0.001	<0.001	0.05±0.02	0.014±0.004	0.06±0.02	0.08±0.02	0.09±0.03
Ge	0.0130±0.0008	0.0140±0.0008	0.019±0.001	<0.005	<0.005	0.018±0.001	0.024±0.001	0.021±0.001	<0.005	<0.005	0.023±0.001	0.0130±0.0008	0.023±0.001	0.030±0.002	0.023±0.001
As	0.084±0.009	0.28±0.03	0.16±0.02	0.11±0.01	0.069±0.008	0.065±0.007	0.14±0.01	0.17±0.02	0.41±0.04	0.20±0.02	0.22±0.02	0.41±0.05	0.15±0.02	0.33±0.04	0.24±0.03
Se	0.69±0.05	0.76±0.05	0.82±0.06	0.85±0.06	0.9±0.06	0.81±0.06	0.86±0.06	0.64±0.04	0.77±0.05	0.82±0.06	0.85±0.06	1±0.07	0.72±0.05	0.80±0.06	1.10±0.08
Rb	0.18±0.05	0.13±0.04	0.13±0.04	0.07±0.02	0.04±0.01	0.24±0.07	0.24±0.06	0.31±0.08	0.032±0.009	<0.0002	0.14±0.04	0.17±0.05	0.09±0.02	0.16±0.04	0.4±0.1
Sr	5800±800	5700±800	5500±800	6100±900	6000±900	6100±900	6200±900	4900±700	2600±400	3700±500	6000±900	6400±900	5900±900	4700±700	5200±800
Y	0.05±0.02	0.06±0.02	0.05±0.02	0.05±0.02	0.04±0.02	0.04±0.02	0.07±0.03	0.09±0.04	0.023±0.009	0.04±0.02	0.08±0.03	0.06±0.03	0.08±0.03	0.08±0.03	0.06±0.03
Zr	0.05±0.02	0.07±0.02	0.04±0.01	0.027±0.008	<0.001	<0.001	0.16±0.05	0.24±0.07	0.029±0.009	0.05±0.02	0.13±0.04	0.05±0.01	0.11±0.03	0.07±0.02	0.04±0.01
Nb	0.017±0.004	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	0.8±0.2	<0.0001	0.018±0.004	0.016±0.004	0.008±0.002	0.08±0.02	0.5±0.1	0.019±0.004	<0.0001	0.010±0.002
Mo	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	0.011±0.003	0.027±0.007	0.033±0.009	<0.008	<0.008	<0.008	<0.008	0.07±0.02
Ag	0.028±0.002	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	0.099±0.006	0.064±0.004	0.18±0.01	0.082±0.005	0.056±0.003	0.024±0.001
Cd	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002	<0.0002
Sn	<0.003	0.022±0.004	0.023±0.004	<0.003	0.013±0.002	0.08±0.01	0.1±0.02	0.048±0.009	0.047±0.009	0.012±0.002	0.039±0.007	0.09±0.02	0.028±0.005	0.14±0.03	0.07±0.01
Sb	<0.001	<0.001	<0.001	0.007±0.002	<0.001	<0.001	<0.001	0.007±0.002	0.006±0.002	0.020±0.006	<0.001	0.005±0.002	<0.001	<0.001	0.009±0.003
Te	0.123±0.004	0.121±0.004	0.120±0.004	0.128±0.004	0.121±0.004	0.121±0.004	0.126±0.004	0.104±0.004	0.058±0.002	0.092±0.003	0.142±0.005	0.153±0.005	0.125±0.004	0.108±0.004	0.114±0.004

Таблица 3. Окончание
Table 3. Ending

Обра- зец	k-01- 2018	k-02- 2018	k-03- 2018	k-05- 2018	k-06- 2018	k-07- 2018	k-08- 2018	k-09- 2018	k-1-1	k-1-1a	k-1-2	k-2-1	k-2-2	k-2-3	k-2-4
Cs	0.028± 0.004	0.029± 0.004	0.012± 0.002	0.008± 0.001	0.008± 0.001	0.018± 0.003	0.024± 0.003	0.08±0.01	0.0020± 0.0003	0.001± 0.0001	0.024± 0.003	0.011± 0.002	0.021± 0.003	0.035± 0.005	0.056± 0.008
Ba	100±30	120±40	100±30	80±20	80±20	110±30	130±40	80±30	15±5	24±7	110±30	90±30	90±30	150±50	90±30
La	0.017± 0.004	0.028± 0.007	0.01± 0.003	0.006± 0.002	0.005± 0.001	0.005± 0.001	0.027± 0.007	0.08±0.02	0.007± 0.002	0.009± 0.002	0.04±0.01	0.017± 0.004	0.033± 0.008	0.06±0.01	0.024± 0.006
Ce	0.064± 0.009	0.054± 0.008	0.013± 0.002	0.008± 0.001	0.008± 0.001	0.005± 0.0007	0.057± 0.008	0.13±0.02	0.010± 0.001	0.014± 0.002	0.07±0.01	0.022± 0.003	0.062± 0.009	0.10±0.01	0.044± 0.007
Pr	0.0050± 0.0008	0.006± 0.001	0.002± 0.0003	0.0010± 0.0002	0.0010± 0.0002	0.001± 0.0002	0.006± 0.001	0.016± 0.003	0.0010± 0.0002	0.0020± 0.0003	0.008± 0.001	0.0030± 0.0005	0.007± 0.001	0.011± 0.002	0.006± 0.001
Nd	0.018± 0.002	0.033± 0.003	0.0100± 0.0009	0.0070± 0.0006	0.0050± 0.0005	0.0050± 0.0005	0.029± 0.003	0.064± 0.006	0.0080± 0.0007	0.0090± 0.0008	0.035± 0.003	0.018± 0.002	0.031± 0.003	0.052± 0.005	0.026± 0.002
Sm	<0.0005	0.009± 0.002	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	<0.0005	0.015± 0.003	<0.0005	<0.0005	0.009± 0.002	<0.0005	<0.0005	0.012± 0.002	0.007± 0.001
Eu	0.015± 0.002	0.013± 0.002	0.010± 0.002	0.010± 0.002	0.010± 0.002	0.014± 0.002	0.017± 0.003	0.014± 0.002	0.007± 0.001	0.0060± 0.0009	0.014± 0.002	0.010± 0.002	0.013± 0.002	0.019± 0.003	0.017± 0.003
Gd	<0.0001	0.0060± 0.0006	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	0.0060± 0.0006	0.013± 0.001	<0.0001	<0.0001	0.0080± 0.0007	<0.0001	<0.0001	0.011± 0.001	0.0070± 0.0006
Tb	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	0.0010± 0.0003	<0.0001	<0.0001	0.0010± 0.0003	<0.0001	0.0010± 0.0003	0.010± 0.003	<0.0001
Dy	<0.0003	0.0050± 0.0009	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	0.0040± 0.0007	0.010± 0.002	<0.0003	<0.0003	0.008± 0.001	<0.0003	0.007± 0.001	0.009± 0.002	<0.0003
Ho	<0.0004	<0.0004	<0.0004	<0.0004	<0.0004	<0.0004	<0.0004	0.0020± 0.0005	<0.0004	<0.0004	0.0020± 0.0005	<0.0004	0.0010± 0.0002	0.010± 0.002	<0.0004
Er	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003	<0.0003
Tm	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001
Yb	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003	<0.00003
Lu	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001
Hf	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001	<0.0001
Tl	0.010± 0.003	0.016± 0.004	0.012± 0.003	0.033± 0.009	0.10±0.03	0.19±0.05	0.010± 0.003	0.07±0.02	0.009± 0.003	0.009± 0.003	0.027± 0.008	0.014± 0.004	0.031± 0.009	0.024± 0.007	0.007± 0.002
Pb	0.15±0.04	0.25±0.06	0.06±0.01	0.06±0.01	0.10±0.02	0.11±0.03	0.17±0.04	0.38±0.09	0.13±0.03	0.09±0.02	0.1±0.02	0.18±0.04	0.07±0.02	0.28±0.06	0.2±0.05
Th	0.004± 0.001	0.008± 0.003	<0.00001	<0.00001	<0.00001	<0.00001	0.005± 0.002	0.016± 0.005	<0.00001	<0.00001	0.007± 0.002	<0.00001	0.005± 0.002	0.005± 0.002	0.005± 0.002
U	0.0030± 0.0004	0.0040± 0.0005	<0.0004	0.0030± 0.0004	<0.0004	<0.0004	0.0050± 0.0006	0.011± 0.001	0.008± 0.001	0.009± 0.001	0.004± 0.0005	0.014± 0.002	0.0020± 0.0002	0.0060± 0.0007	0.0040± 0.0005
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70622± 0.00002	0.70653± 0.00002	0.70632± 0.00002	0.70681± 0.00002	0.70662± 0.00002	0.706626± 0.00002	0.706435± 0.00002	0.70730± 0.00010	0.70635± 0.00001	0.70644± 0.00002	0.70693± 0.00003	0.70284± 0.00002	0.70620± 0.00002	0.70602± 0.00002	0.70651± 0.00002

* Измеренное значение ± расширенная неопределенность методики U (k = 2), рассчитанная на основе данных о внутрилабораторной прецизионности и 16 международных сличительных испытаний.

* Value ± expanded uncertainty of the method U (k = 2) based on the within-laboratory reproducibility and 16 Proficiency Tests.

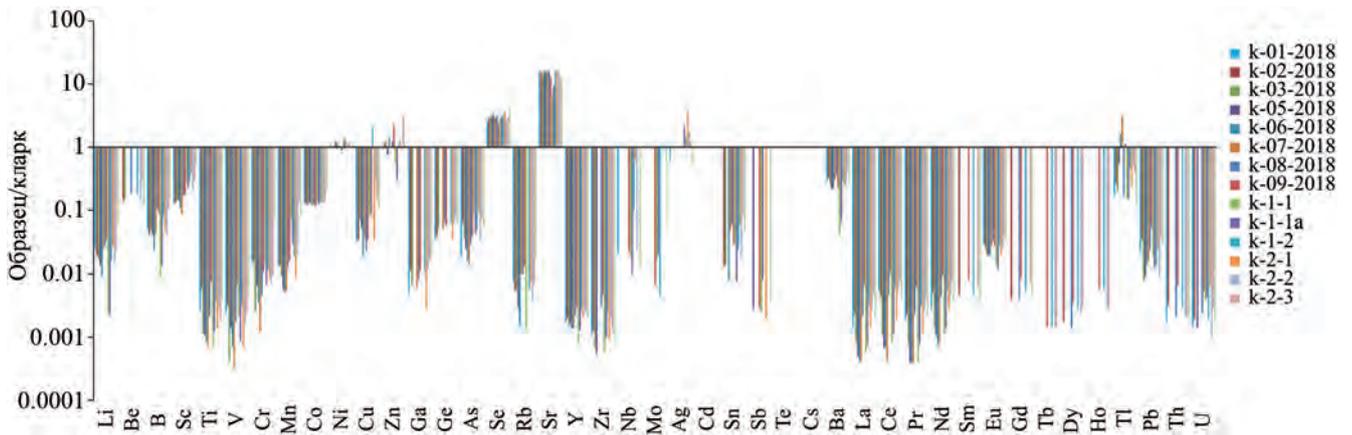


Рис. 10. Геохимические спектры карбонатов.

Fig. 10. Geochemical spectra of carbonates.

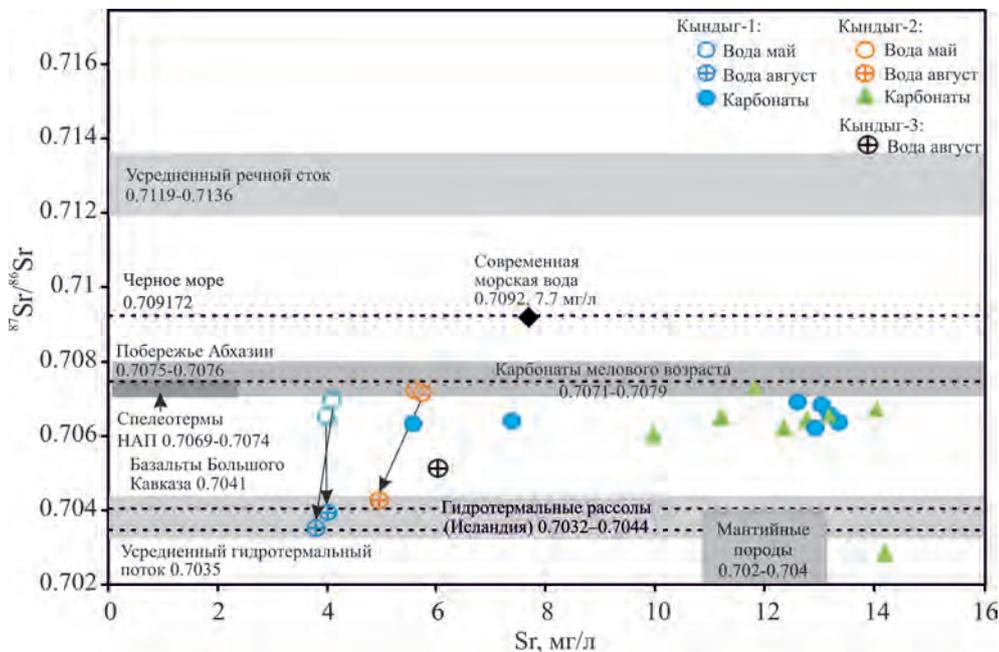


Рис. 11. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ –Sr для исследованных образцов термальных вод и отлагающихся из них карбонатов.

Fig. 11. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Sr plot for the studied samples of thermal waters and deposited carbonates.

риации микроэлементного состава термальных вод незначительны.

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7065–0.7072) в термальных водах Кындыга свидетельствуют о том, что их состав определяется скорее изотопными характеристиками пород, которые дренирует вода, чем влиянием морской воды. В термальных водах из различных мест отбора проб (на различном удалении от источника) с различными температурами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения отличаются.

Согласно рассчитанным индексам насыщения к кальциту и арагониту, для большинства проб наблюдаются предпосылки для кристаллизации этих минеральных видов, которые и установлены в составе солевых отложений. Стронций, концентрирующийся в процессе гидротермального минералобразования в виде изоморфной примеси в арагоните и выступающий в качестве стабилизатора его кристаллической решетки, способствует преобладанию арагонита среди новообразованных карбо-

натов. Кальцит находится внутри матрикса игольчатых кристаллов арагонита, и, судя по его нарастанию на арагонитовые иглы, можно сделать вывод о его образовании в следующем цикле после арагонита из остывающих поровых растворов. В противоположность термальной воде, концентрации большинства металлов в карбонатах ниже кларковых; системное повышение относительно кларка характерно только для Sr и Se (содержание которых значительно повышено и в воде). Для отлагающихся карбонатов характерны более низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем в термальной воде источника (0.7028–0.7074).

На основании гидрогеологических, гидрохимических и геохимических данных можно предположить, что воды данного водоносного комплекса формируются преимущественно за счет пресных трещинно-карстовых вод нижнемеловых известняков, погружающихся по моноклинали в зону замедленной циркуляции и смешивающихся с хлоридно-натриевыми седиментогенными водами. Геохимические данные и наличие аномалии по скандию позволяет предположить участие в водообмене также подстилающих юрских вулканогенных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вотяков С.Л., Потапов С.С., Борисов Д.Р., Краснова А.А. (1995) Спектроскопические свойства техногенных карбонатов из нефтепромыслового оборудования. *Уральский минералогический сборник № 5*. Миасс: ИМин УрО РАН, 66-81.
- Галеев Р.Г., Дияшев Р.Н., Саттарова Ф.М., Потапов С.С. (1998) Исследование минерального состава и причин отложений солей в нефтепромысловом оборудовании. *Нефтяное хозяйство*, (5), 41-45.
- Гидрогеология СССР (Ред. А.В. Сидоренко). Т. 10. Грузинская ССР. (1970). М.: Недра, 404 с.
- Гирич Ю.П. (2005) Редкие земли, торий и скандий в юрских бассейнах Кавказской геосинклинальной области. *Геохимия*, (12), 1271-1283.
- Григорьев Н.А. (2002) О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры. *Литосфера*, (1), 38-60. <https://www.lithosphere.ru/jour/article/view/282>
- Гуджабидзе Г.Е. Гамкрелидзе И.П. (2003) Геологическая карта Грузии масштаба 1 : 500 000. Государственный департамент геологии Грузии и национальная нефтяная компания "Грузнефть".
- Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. (2011) Изотопный состав Sr во внутриконтинентальных морях Средиземноморско-Черноморского пояса. *Докл. АН*, **439**(3), 399-402.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2012) Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии. *Стратиграф. Геол. коррел.*, **20**(6), 3-19.
- Курочкин В.И. (Ред.). (1957) Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-ХII. Грузинское геологическое управление.
- Осия О.В., Кокоша Л.В., Пустоварова О.В., Осия А.О. (2014) Природные лечебные факторы Абхазии. Сухум: Дом печати, 320 с.
- Перельман А.И. (1989) Геохимия: учеб. для геол. спец. ВУЗов. М.: Высшая школа, 528 с.
- Потапов С.С. (1993) Минералогия солевых отложений в скважинах и нефтепромысловом оборудовании месторождений Западной Сибири. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 20 с.
- Потапов С.С. (1994) Солевые отложения в нефтепромысловом оборудовании: обзор направлений исследований, преимущества минералогического подхода. *Изв. Выш. Учебн. Завед. Горный журнал.*, (9-10). Екатеринбург: УГГГА, 71-77.
- Потапов С.С. (1998) Минеральный состав котельных накипей и отложений в системе теплоснабжения дома отдыха "Тургояк". *Тез. Докл. III регионального совещания "Минералогия Урала". Т. 2*. Миасс: ИМин УрО РАН, 81-83.
- Потапов С.С., Вотяков С.Л., Борисов Д.Р. (1998) Минералогия и спектроскопия техногенных и антропогенных (бытовых) накипей. *Уральский минералогический сборник № 8*. Миасс: ИМин УрО РАН, 151-170.
- Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Васильев С.К. (2018а) Минеральные соли из термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия, Западный Кавказ). *Минералы: строение, свойства, методы исследования*, (9), 151-157.
- Потапов С.С., Киселева Д.В., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Зайцева М.В., Карпова С. В., Чердиченко Н. В. (2018б) Месторождение термальных вод Кындыг в Республике Абхазия: изотопно-геохимические особенности и состав отлагающихся из них минеральных солей. *XXIV Всерос. науч. молодеж. конф. "Уральская минералогическая школа-2018". К 200-летию со дня рождения академика Н.И. Кокишарова*. Екатеринбург: Альфа-Принт, 154-161.
- Стрелецкая М.В., Зайцева М.В., Киселева Д.В., Солощенко Н.Г. (2016) Оценка возможности применения хроматографической смолы Sr для подготовки проб к изотопному масс-спектрометрическому анализу стронция. *Минералы: строение, свойства, методы исследования*, (8), 154-155.
- Червяцова О.Я., Потапов С.С., Филиппова К.А., Дбар Р.С. (2018) Некоторые особенности гидрохимического режима Новоафонской пещеры (Западный Кавказ) в контексте современного минералообразования и условий питания карстовых вод. *Устойчивое развитие горных территорий*, **10**(1), 77-90.
- Шварцев С.Л. (1998) Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 355 с.
- Шишлина Н.И., Ларионова Ю.О. (2013) Вариации изотопного состава стронция в образцах современных улиток юга России: первые результаты. *Материалы по изучению историко-культурного наследия Северного Кавказа. Вып. XI. Археология, краеведение, музееведение*. (Под ред. А.Б. Белинского). М.: Памятники исторической мысли, 159-168.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. (1980) Геохимия стронция в карбонатных отложениях. (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 152 с.

- Allègre C.J., Louvat P., Gaillardet J., Meynadier L., Rad S., Capmas F. (2010) The fundamental role of island arc weathering in the Sr isotope budget. *EPSL*, **292**(1-2), 51-56.
- Brass G.W. (1976) The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **40**(7), 721-730.
- Clauer N., Olafsson J. (1981) Note breve: Icelandic thermal brines with a mantle Sr isotopic signature. *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, **34**(4), 243-245.
- Elderfield H., Greaves M.J. (1981) Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and applications for water chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **45**(11), 2201-2212.
- Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D. (2010) Geochronology of Eruptions and Parental Magma Sources of Elbrus Volcano, the Greater Caucasus: K-Ar and Sr-Nd-Pb Isotope Data. *Geochem. Int.*, **48**(1), 41-67.
- Lee S.-Gu, Kim T.-K., Lee T.J. (2011) Strontium isotope geochemistry and its geochemical implication from hot spring waters in South Korea. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, (208), 12-22.
- Muynck D.D., Huelga-Suarez G., Heghe L.V., Degryse P., Vanhaecke F. (2009) Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices. *J. Anal. At. Spectrom.*, (24), 1498-1510.
- Palmer M.R., Edmond J.M. (1989) The strontium isotope budget of the modern ocean. *EPSL*, **92**(2), 11-26.
- Rad S.D., Allegre C.J., Louvat P. (2007) Hidden erosion on volcanic islands. *EPSL*, **262**(1/2), 109-124.
- Ross D.A., Degens E.T., MacIlvaine J. (1970) Black Sea: Recent sedimentary history. *Science*, **170**(3954), 163-165.
- Shand P., Darbyshire D.P.F., Love A.J., Edmunds W.M. (2009) Sr isotopes in natural waters: Applications to source characterisation and water-rock interaction in contrasting landscapes. *Appl. Geochem.*, **24**(4), 574-586.
- Spooner E.T.C. (1976) The strontium isotopic composition of sea-water, and seawater-oceanic crust interaction. *EPSL*, **31**(1), 167-174.
- Taylor H.P. (1980) The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *EPSL*, **47**(2), 243-254.
- Veizer J. (1989) Strontium isotopes in seawater through time. *Ann. Rev. EPS*, (17), 141-67.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden A.F.G., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha G.O., Strauss H. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**(1-3), 59-88.
- gime of the New Athos cave (Western Caucasus) in the context of modern mineral formation and feeding conditions of karst waters. *Ustoichivoe razvitie gornykh territorii*, **10**(1), 77-90. (In Russian)
- Clauer N., Olafsson J. (1981) Note breve: Icelandic thermal brines with a mantle Sr isotopic signature. *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, **34**(4), 243-245.
- Elderfield H., Greaves M.J. (1981) Strontium isotope geochemistry of Icelandic geothermal systems and applications for water chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **45**(11), 2201-2212.
- Galeev R.G., Diyashev R.N., Sattarova F.M., Potapov S.S. (1998) Investigation of the mineral composition and causes of salt deposits in oilfield equipment. *Neftyanoye khozyaistvo*, (5), 41-45. (In Russian)
- Girin Yu.P. (2005) Rare earths, thorium and scandium in the Jurassic basins of the Caucasian geosynclinal region. *Geokhimiya*, (12), 1271-1283. (In Russian)
- Grigoriev N.A. (2002) On the clark content of chemical elements in the upper continental crust. *Litosfera*, (1), 38-60. (In Russian)
- Gudzhabidze G.E. (Aut.), Gamkrelidze I.P. (Ed.). (2003) *Geologicheskaya karta Gruzii masshtaba 1 : 500 000* [Geological map of Georgia scale 1 : 500 000]. Gosudarstvennyi departament geologii Gruzii i natsional'naya neftyanaya kompaniya "Gruzneft". (In Russian)
- Gidrogeologiya SSSR. T. 10. Gruzinskaya SSR* (Ed. A.V. Sidorenko) [Hydrogeology of the USSR. V. 10. Georgian SSR. (Ed. A.V. Sidorenko)]. (1970) Moscow, Nedra Publ., 404 p. (In Russian)
- Kurochkin V.I. (Ed.). (1957) *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Kavkazskaya. List K-37-XII* [Geological map of the USSR with scale 1 : 200 000 Caucasian Series. Sheet K-37-XII]. Gruzinskoe geologicheskoe upravlenie. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V., Mel'nikov N.N., Turchenko T.L. (2011) Sr isotope composition in the inland continental seas of the Mediterranean-Black Sea belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **439**(3), 399-402. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. (2012) Isotopic composition of Sr in the waters of the oceans, marginal and inland seas: possibilities and limitations of Sr-isotopic chemostratigraphy. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **20**(6), 3-19. (In Russian)
- Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D. (2010) Geochronology of Eruptions and Parental Magma Sources of Elbrus Volcano, the Greater Caucasus: K-Ar and Sr-Nd-Pb Isotope Data. *Geochem. Int.*, **48**(1), 41-67.
- Lee S.-Gu, Kim T.-K., Lee T.J. (2011) Strontium isotope geochemistry and its geochemical implication from hot spring waters in South Korea. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, (208), 12-22.
- Muynck D.D., Huelga-Suarez G., Heghe L.V., Degryse P., Vanhaecke F. (2009) Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices. *J. Anal. At. Spectrom.*, (24), 1498-1510.
- Osiya O.V., Kokosha L.V., Pustovarova O.V., Osiya A.O. (2014) *Prirodnye lechebnye faktory Abkhazii* [Natural healing factors of Abkhazia]. Sukhum, Dom pechati Publ., 320 p. (In Russian)
- Palmer M.R., Edmond J.M. (1989) The strontium isotope

REFERENCES

- Allègre C.J., Louvat P., Gaillardet J., Meynadier L., Rad S., Capmas F. (2010) The fundamental role of island arc weathering in the Sr isotope budget. *EPSL*, **292**(1-2), 51-56.
- Brass G.W. (1976) The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **40**(7), 721-730.
- Chervyatsova O.Ya., Potapov S.S., Filippova K.A., Dbar R.S. (2018) Some features of the hydrochemical re-

- budget of the modern ocean. *EPSL*, **92**(2), 11-26.
- Perel'man A.I. (1989) *Geokhimiya: ucheb. dlya geol. spets. VUZov* [Geochemistry: Textbook. for geol. special. of universities]. Moscow, Vysshaya Shkola Publ., 528 p. (In Russian)
- Potapov S.S. (1993) *Mineralogiya solevykh otlozhenii v skvazhinakh i neftepromyslovom oborudovanii mestorozhdenii Zapadnoi Sibiri*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Mineralogy of salt deposits in wells and oilfield equipment of fields in Western Siberia. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 20 p. (In Russian)
- Potapov S.S. (1994) Salt deposits in oilfield equipment: a review of research areas: the advantages of the mineralogical approach. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gornyi zhurnal*, (9-10), 71-77. (In Russian)
- Potapov S.S. (1998) Mineral composition of boiler scale and deposits in the heat supply system of the Turgoyak holiday home. *Tez. dokl. III regional'nogo soveshchaniya "Mineralogiya Urala". T. 2.* [Thesis of III regional meeting "Mineralogy of the Urals". V. 2]. Miass, IMin UB RAS, 81-83. (In Russian)
- Potapov S.S., Chervyatsova O.Ya., Parshina N.V., Vasil'ev S.K. (2018a) Mineral salts from the thermal waters of the Kyndyg deposit (Republic of Abkhazia, Western Caucasus). *Mineraly: stroenie, svoistva, metody issledovaniya*, (9), 151-157. (In Russian)
- Potapov S.S., Kiseleva D.V., Chervyatsova O.Ya., Parshina N.V., Zaitseva M.V., Karpova S.V., Cherednichenko N.V. (2018b) Kyndyg thermal water deposit in the Republic Abkhazia: isotope-geochemical features and composition of mineral salts deposited from them. *XXIV Vseros. nauch. molodezh. konf. "Ural'skaya mineralogicheskaya shkola-2018" K 200-letiyu so dnya rozhdeniya akademika N.I. Koksharova* [XXIV All-Russian Youth Scientific Conference "Urals Mineralogical School-2018". On the 200th anniversary of the birth of Academician N.I. Koksharov]. Ekaterinburg, Alpha-Print Publ., 154-161. (In Russian)
- Potapov S.S., Votyakov S.L., Borisov D.R. (1998) Mineralogy and spectroscopy of technogenic and anthropogenic (household) scale. *Ural'skii mineralogicheskii sbornik № 8*. Miass, IMin UB RAS, 151-170. (In Russian)
- Rad S.D., Allegre C.J., Louvat P. (2007) Hidden erosion on volcanic islands. *EPSL*, **262**(1/2), 109-124.
- Ross D.A., Degens E.T., MacIlvaine J. (1970) Black Sea: Recent sedimentary history. *Science*, **170**(3954), 163-165.
- Shand P., Darbyshire D.P.F., Love A.J., Edmunds W.M. (2009) Sr isotopes in natural waters: Applications to source characterisation and water-rock interaction in contrasting landscapes. *Appl. Geochem.*, **24**(4), 574-586.
- Shishlina N.I., Larionova Yu.O. (2013) Variations in the isotopic composition of strontium in samples of modern snails in southern Russia: first results. *Materialy po izucheniyu istoriko-kul'turnogo naslediya Severnogo Kavkaza. (Ed. A.B. Belinskii). Vyp. XI. Arkheologiya, kraevedenie, muzevedenie* [Materials on the study of historical and cultural heritage of the North Caucasus. XI. Archeology, local history, museology. (Ed. A.B. Belinskii)]. Moscow, Pamyatniki istoricheskoi mysli Publ., 159-168. (In Russian)
- Shvartsev S.L. (1998) *Gidrogeokhimiya zony gipergeneza* [Hydrogeochemistry of the zone of hypergenesis]. Moscow, Nedra Publ., 355 p. (In Russian)
- Spooner E.T.C. (1976) The strontium isotopic composition of sea-water, and seawater-oceanic crust interaction. *EPSL*, **31**(1), 167-174.
- Streletskaya M.V., Zaitseva M.V., Kiseleva D.V., Soloshenko N.G. (2016) Assessment of the possibility of using Sr chromatographic resin for sample preparation for strontium isotope mass spectrometric analysis. *Mineraly: stroenie, svoistva, metody issledovaniya*, (8), 154-155. (In Russian)
- Taylor H.P. (1980) The effects of assimilation of country rocks by magmas on ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematics in igneous rocks. *EPSL*, **47**(2), 243-254.
- Veizer J. (1989) Strontium isotopes in seawater through time. *Ann. Rev. EPS*, (17), 141-67.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden A.F.G., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha G.O., Strauss H. (1999) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**(1-3), 59-88.
- Votyakov S.L., Potapov S.S., Borisov D.R., Krasnobayev A.A. (1995) Spectroscopic properties of technogenic carbonates from oilfield equipment. *Ural'skii mineralogicheskii sbornik № 5*. Miass, IMin UB RAS Publ., 66-81. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Maidl T.V., Ivanova T.I. (1980) *Geokhimiya strontsiya v karbonatnykh otlozheniyakh. (V svyazi s problemoi geokhimicheskoi diagnostiki rifov)* [Geochemistry of strontium in carbonate deposits. (In connection with the problem of geochemical diagnosis of reefs)]. Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russian)