

РУДНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.42:553.411.07(470.5)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ МАГНЕТИТ-ХЛОРИТ-КАРБОНАТНЫХ
ПОРОД КАРАБАШСКОГО МАССИВА ГИПЕРБАЗИТОВ
(Южный Урал)

В.В. Мурзин¹, Д.А. Варламов², Г.А. Пальянова^{3,4}

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

²Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432, Черноголовка, ул. Академика Осипяна, 4, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁴Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

В специфических магнетит-хлорит-карбонатных породах и хлоритолитах в Карабашском гипербазитовом массиве на Южном Урале установлены ильменит, апатит, монацит, эшинит-(Y), циркон, бадделейт, торинит, уранинит, а также медьсодержащее самородное золото. Выявлено, что доломит магнетит-хлорит-карбонатных пород характеризуется достаточно однородным изотопным составом ($\delta^{13}\text{C} = -0.9 \dots -1.9 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 11.5 \text{—} 13.6 \text{‰}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70422 \text{—} 0.70469$), отвечающим смеси резервуара морских известняков и глубинных флюидов. Определен изотопный состав антигорита серпентинитов ($\delta\text{D} = -79.1$ и -89.6‰ , $\delta^{18}\text{O} = 7.4$ и 7.6‰), а также хлорита хлоритолитов ($\delta\text{D} = -57.8$, $\delta^{18}\text{O} = 7.8 \text{‰}$) и магнетит-хлорит-карбонатных пород ($\delta\text{D} = -59.2$ и -69.6‰ , $\delta^{18}\text{O} = 6.4$ и 5.9‰). Предполагается, что магнетит-хлорит-карбонатные породы образованы по механизму выполнения свободного пространства при $480 \text{—} 280 \text{ °C}$, а хлоритолиты развиваются по серпентинитам. В качестве источника вещества при формировании магнетит-хлорит-карбонатных пород могут рассматриваться океанические серпентиниты, габброиды, известняки, а также глубинные флюиды.

Проведен сравнительный анализ магнетит-хлорит-карбонатных пород с присутствующими в массиве родингитами (хлограпитам), несущими медистое золото. Выявлены общие черты этих типов пород — приуроченность к зонам тектонического меланжа, наличие хлоритолитовых оторочек, геохимическая специализация, температурные условия формирования, близкие изотопные характеристики минералов и флюида.

Магнетит-хлорит-карбонатные породы, хлоритолиты, родингиты, золото-редкометалльно-редкоземельная минерализация.

CONDITIONS OF FORMATION OF GOLD-BEARING MAGNETITE-CHLORITE-CARBONATE ROCKS OF THE KARABASH ULTRAMAFIC MASSIF (South Urals)

V.V. Murzin, D.A. Varlamov, and G.A. Palyanova

Ilmenite, apatite, aegirine-(Y), zircon, baddeleyite, thorite, uraninite, and copper-containing native gold have been revealed in specific magnetite-chlorite-carbonate rocks and chloritoides in the Karabash ultrabasic massif in the South Urals. Dolomite from the magnetite-chlorite-carbonate rocks are characterized by a rather uniform isotope composition ($\delta^{13}\text{C} = -0.9$ to -1.9‰ , $\delta^{18}\text{O} = 11.5 \text{—} 13.6 \text{‰}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70422 \text{—} 0.70469$) corresponding to a mixture of sources: marine limestones and mantle fluids. We determined the isotope compositions of antigorite from serpentinites ($\delta\text{D} = -79.1$ and -89.6‰ , $\delta^{18}\text{O} = 7.4$ and 7.6‰), of chlorite from chloritoides ($\delta\text{D} = -57.8 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 7.8 \text{‰}$), and of magnetite-chlorite-carbonate rocks ($\delta\text{D} = -59.2$ and -69.6‰ , $\delta^{18}\text{O} = 6.4$ and 5.9‰). The latter probably formed by the mechanism of filling of the free space at $480 \text{—} 280 \text{ °C}$, and chloritoides were developed after serpentinites. Oceanic serpentinites, gabbros, limestones, and mantle fluids can be considered the source of material during the formation of magnetite-chlorite-carbonate rocks. A comparative analysis of the latter and the massif rodingites (chlograpites) bearing copper-containing gold was carried out. The established common features of these types of rocks are the localization in zones of tectonic melange, the presence of chloritoid rims, geochemical specialization, thermal conditions of formation, and isotope parameters of minerals and fluids.

Magnetite-chlorite-carbonate rocks, chloritoides, rodingites, gold-rare-metal-REE mineralization

ВВЕДЕНИЕ

Объектом данного исследования стали магнетит-хлорит-карбонатные породы, несущие золото-редкометалльно-редкоземельную минерализацию и развитые среди серпентинитов Карабашского массива на Южном Урале. До настоящего времени золото в этих породах известно не было, хотя отдельные их тела вскрыты канавами и глубокими шурфами. Объектом промышленной добычи на Карабашском массиве являлись хлорит-гранат-пироксеновые породы (родингиты или хлограпиты) месторождения медистого золота Золотая Гора.

В период отработки месторождения Золотая Гора хлорит-карбонатные породы и родингиты Карабашского массива рассматривались в едином ряду генетически связанных золотоносных хлоритсодержащих пород [Бородаевский, 1948; Переляев, 1948]. К настоящему времени на происхождение родингитов сложилось несколько точек зрения. Одни исследователи относят их к апогипербазитовым метасоматитам, генетически связанным с золотоконцентрирующей антигоритовой серпентинизацией, выделяя золото-родингитовую (хлограпитовую) рудную формацию [Берзон, 1983; Сазонов, 1998]. Другие исследователи считают, что родингиты — это классические продукты биметасоматоза, образующиеся на контактах даек титанистых габбро и гипербазитов, а их золотоносность является результатом воздействия поздних листвинизирующих растворов [Спиридонов, Плетнев, 2002; Плюсина и др., 2009].

Проведенное нами ранее исследование золотоносных родингитов Карабашского массива, в том числе методами термобарогеохимии и изотопной геохимии, позволило предположить принадлежность этих пород к гидротермально-метасоматическим образованиям (хлограпитам), преимущественно к жильным телам выполнения с вовлечением в метасоматический процесс вмещающих серпентинитов [Мурзин, 2006; Мурзин, Шанина, 2007; Мурзин и др., 2013].

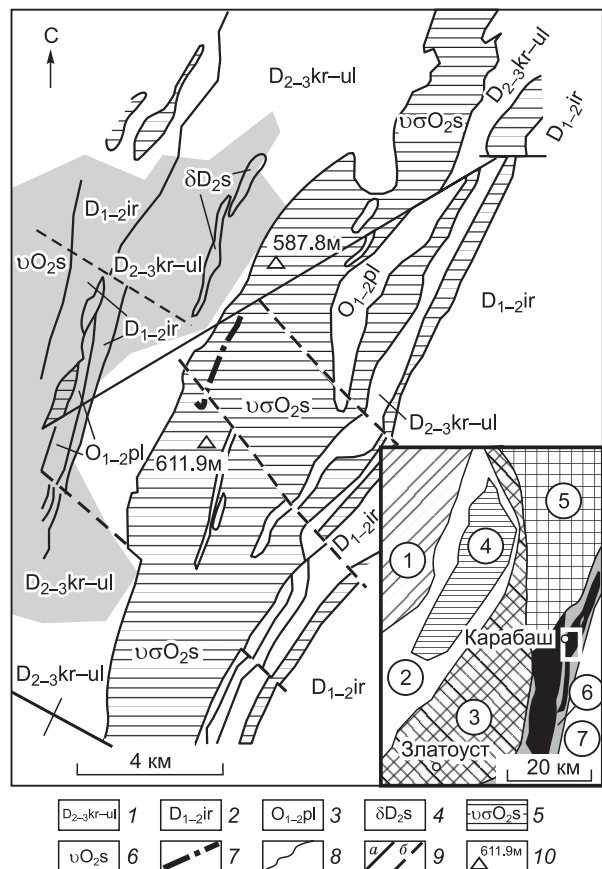
Полученные в настоящем исследовании данные позволяют провести сравнительный анализ золотоносных магнетит-хлорит-карбонатных пород и родингитов и выявить специфику физико-химических условий рудоотложения, а также источников рудообразующих флюидов и рудного вещества.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАГНЕТИТ-ХЛОРИТ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Карабашский массив офиолитовых гипербазитов находится на Южном Урале в 40 км севернее г. Миасс. Он имеет субмеридиональное простирание и локализован в зоне Главного Уральского разлома, разделяющего палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы Урала (рис. 1). Массив сложен антигоритовыми и, в меньшей степени, хризотилowymi и лизардитовыми серпентинитами. Помимо магнетит-хлорит-карбонатных пород в его пределах известны тела родингитов, листвинитов и кварц-рибекитовых пород. Все эти образования пространственно разобщены, но имеют сходную

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карабашского массива, по [Сначев и др., 2011] с дополнениями.

1 — карамалыташская и улутауская свиты, 2 — ирендыкская свита, 3 — поляковская толща, 4 — салаватский комплекс диорит-плагиигранитный, 5 — сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый, 6 — таловский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (клинопироксениты, верлиты, дуниты серпентинизированные), 7 — свита наиболее крупных тел родингитов, 8 — геологические границы, 9 — тектонические нарушения: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; 10 — высотные отметки (611.9 м — гора Карабаш). Серая заливка — контур г. Карабаш. На врезке приведена схема расположения Карабашского массива в структурах Урала, по неопубликованным данным И.Д. Соболева с упрощениями. Цифры в кружках: 1—5 — палеоконтинентальный сектор: 1 — Предуральский прогиб и Западно-Уральская зона складчатости, 2 — Башкирский и 3 — Уфалейско-Уралтауский мегаантиклинарий Центрально-Уральской мегазоны, 4 — Тараташский блок, 5 — Уфалейский блок; 6, 7 — палеоокеанический сектор: 6 — Магнитогорская мегазона, 7 — Восточно-Уральская мегазона. Темная заливка — гипербазиты, прямоугольная рамка — положение геологической карты.



геологическую позицию, локализуясь в зонах тектонического меланжа или на контактах массива (рис. 2). Полоса родингитов прослеживается непрерывно на расстояние до 2.5 км вдоль центральной части массива. Рибекитовые и магнетит-хлорит-карбонатные породы распространены локально в его краевых частях. Локальность выходящих на современную поверхность тел этих пород может быть связана с сильной боковой эрозией склонов Карабашских гор. Листвениты сложены типовым парагенезисом минералов — анкеритом, хлоритом, фукситом, кварцем, а также черным турмалином и гематитом. По данным [Спиридонов, Плетнев 2002], лиственитизированные серпентиниты содержат вкрапленность пирита, магнетита, а также сульфидов и сульфоарсенидов (полидимита, миллерита, герсдорфита). Они характеризуются ограниченным распространением — их полоса мощностью до 15 м сопряжена с дайкой диорит-порфирита, приуроченной к западному контакту серпентинитов с кремнистыми сланцами вмещающей вулканогенно-осадочной толщи. Южнее, в Миасском районе, в этой толще расположены многие золоторудные месторождения, локализованные в лиственитах, — Наилинское, Тyelгинское, Алтын-Ташское и др. [Бородаевский, 1948].

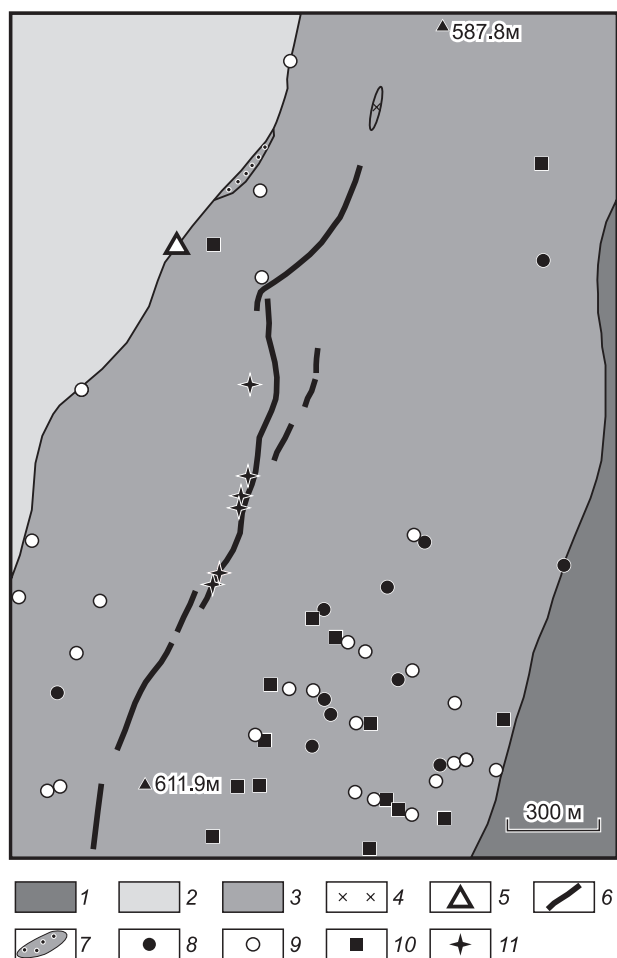


Рис. 2. Схема пространственного размещения метасоматически измененных пород в центральной части Карабашского массива (на основе геологической карты 1:10 000 по работам 1933—1935 гг., составленной М.П. Ложечкиным).

1 — ордовикские породы поляковской свиты; 2 — девонские породы карамалыташской и улутауской свит; 3 — серпентиниты; 4 — диорит-порфириды; 5 — кварцевые диорит-порфириды; 6—10 — измененные породы: 6 — родингиты, 7 — листвениты, 8 — эпидот-хлорит-гранатовые, 9 — хлоритовые и хлорит-карбонатные, 10 — кварц-рибекитовые; 11 — горные выработки (шахты, штольни) месторождения Золотая Гора.

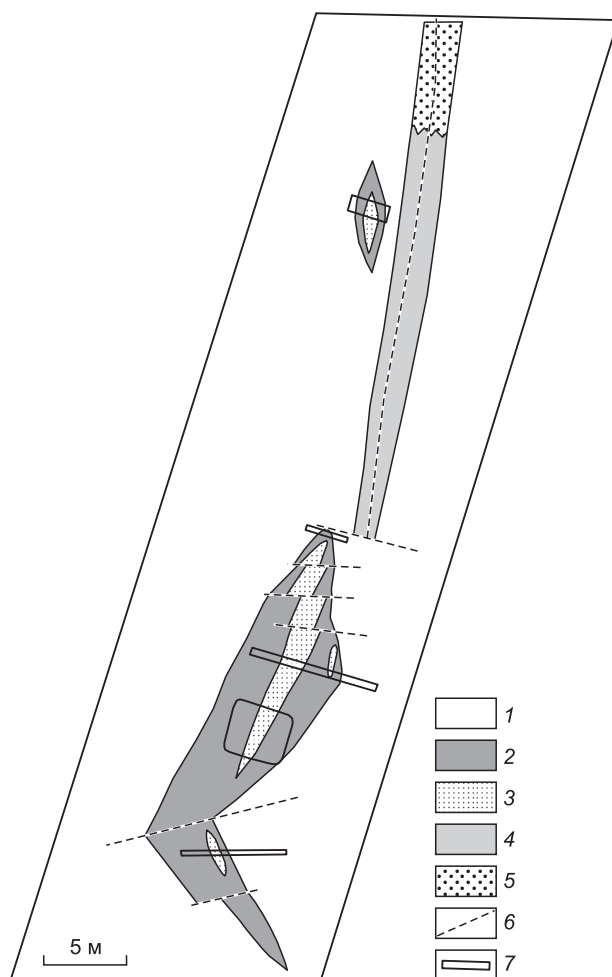


Рис. 3. Геологическое положение линз магнетит-хлорит-карбонатных пород в зоне рассланцованных серпентинитов в западной части Карабашского массива.

1 — серпентинит антигоритовый; 2 — хлоритолит; 3 — линзы магнетит-хлорит-карбонатных пород; 4 — серпентинит сильнокарбонатизированный; 5 — серпентинит с рассеянной карбонатной минерализацией; 6 — тектонические нарушения; 7 — горные выработки.

Магнетит-хлорит-карбонатные породы локализованы в хлоритолитах зон рассланцевания в антигоритовых серпентинитах. Протяженность зон рассланцованных серпентинитов до нескольких сотен метров, а мощность до первых десятков метров. Линзообразные тела существенно-карбонатного состава имеют самые различные размеры — от первых сантиметров до первых метров. Наиболее крупное из них протяженностью около 20 м и мощностью до 2 м располагается к западу от г. Карабаш (высотная отметка 611.8 м). Оно сложено доломитом, хлоритом и магнетитом и разбито серией поперечных нарушений, по которым наблюдается смещение его контактов на расстояние до 1 м (рис. 3).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав минералов изучен Д.А. Варламовым в ИЭМ РАН на электронном сканирующем микроскопе Tescan VEGA-II XMU с использованием энергодисперсионного спектрометра INCA Energy 450. Методическое исследование по микроанализу основных и второстепенных компонентов в минералах показало, что энергодисперсионный и волновой методы регистрации дают сопоставимые по точности результаты измерений [Лаврентьев и др., 2015].

Съемка микрофотографий осуществлялась главным образом в режиме обратнорассеянных электронов с вещественным контрастом (BSE — back-scattered electrons) с увел. 8.5—2500. Карбонаты, кроме того, исследованы на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5 в ИГГ УрО РАН (оператор Л.К. Воронина).

Микроэлементный состав пород и минералов определен методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (масс-спектрометр ELAN 9000 фирмы PerkinElmer, аналитик Д.В. Киселева).

Изотопный состав минералов изучен в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т.А. Веливецкая). Воспроизводимость результатов: $\delta^{18}\text{O} \pm 0.2 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} \pm 2 \text{ ‰}$, $\delta^{13}\text{C} \pm 0.1 \text{ ‰}$. Изотопный состав стронция изучен в ИГГ УрО РАН Ю.Л.Ронкиным. Для расчетов изотопного состава компонентов флюида применялся web-калькулятор фракционирования стабильных изотопов [Beaudoin, Therrien, 2009].

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД В ЗОНАХ РАССЛАНЦОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ

Антигоритовый серпентинит сложен звездчатыми и пластинчатыми агрегатами антигорита с рассеянными в нем редкими зернами магнетита. Рудные минералы серпентинита — рассеянные пентландит, магнетит, а также хромшпинелид. В наиболее рассланцованных участках появляется доломит и хлорит. Количество новообразованных минералов здесь может достигать 30 %. Хромшпинелид часто замещен хромсодержащим хлоритом, хроммагнетитом и магнетитом.

Хлоритолиты, сложенные мелкозернистым бесцветным хлоритом, местами рассланцованы, в них появляется рассеянный карбонат и тонкие прожилки крупночешуйчатого хлорита. Рудные минералы хлоритолитов —

Таблица 1. Химический состав карбонатов (мас. %)

№ образца/ № зерна	Минерал	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	SrCO ₃	Сумма
1408/1	Mgs	0.05	96.66	0.83	1.05	0.00	98.59
1408/2	»	0.20	96.63	1.24	1.09	0.00	99.16
1408/3	»	0.40	96.87	1.93	0.67	0.00	99.87
1416/1	Dol 2	51.14	44.22	1.99	0.52	0.49	98.37
1416/2	»	52.37	44.64	1.58	0.46	0.57	99.61
1416/3	»	54.49	42.59	1.76	0.48	0.54	99.86
1420/1	»	53.04	45.95	0.54	0.00	0.10	99.64
1420/2	»	52.77	44.67	1.49	0.71	0.25	99.90
1421/1	Dol 1	53.29	41.27	3.01	1.38	0.27	99.22
1421/2	»	52.97	39.82	4.50	1.34	0.32	98.94
1421/3	Dol 2	53.59	43.53	0.62	0.29	0.61	98.64
1421/4	Dol 1	53.99	39.78	3.05	1.23	0.45	98.51
1413/1	»	54.06	38.91	2.61	2.07	0.54	98.20
1413/14	»	51.82	41.58	2.84	1.49	0.42	98.15
1413/17	»	53.09	39.71	3.65	1.44	0.45	98.35
1413/5	Dol 2	52.99	43.94	1.45	1.05	0.25	99.68
1413/18	»	51.69	42.31	1.89	1.28	0.57	97.74
1413/3	Cal	95.59	2.19	0.68	1.05	0.69	100.20
1413/2	»	93.10	2.19	0.68	1.05	0.70	97.72
1413/2	Dol 1	54.07	38.92	2.61	2.07	0.54	98.21
1375/2	Cal	96.92	1.80	0.02	0.17	0.52	99.43
1375/2	Dol 1	54.51	44.81	0.37	0.40	0.27	100.36
1375/3	Cal	96.89	1.49	0.02	0.19	0.72	99.32
1375/3	Dol 1	54.16	45.09	0.37	0.42	0.20	100.25
1375/4	Cal	98.07	1.35	0.00	0.10	0.83	100.35
1375/4	Dol 1	54.29	45.40	0.39	0.44	0.17	100.69
1375/5	Cal	97.14	1.42	0.04	0.17	0.74	99.51
1375/5	Dol 1	53.54	45.43	0.58	0.69	0.32	100.57

Примечание. Минералы: Cal — кальцит, Dol — доломит 1-й и 2-й генераций, Mgs — магнетит. Образцы 1408 и 1416 — антигоритовый серпентинит карбонатизированный (1408 — вдали от хлорит-карбонатного тела, 1416 — в контакте с ним); 1420 — хлоритолит; 1375, 1413 и 1421 — магнетит-хлорит-карбонатная порода. Для парагенезисов доломита и кальцита в обозначенных курсивом образцах рассчитаны температуры их образования по доломит-кальцитовому геотермобарометру [Таланцев, 1989]: 410 °C (обр. 1413/2), 380, 384, 397 и 410 °C (обр. 1375).

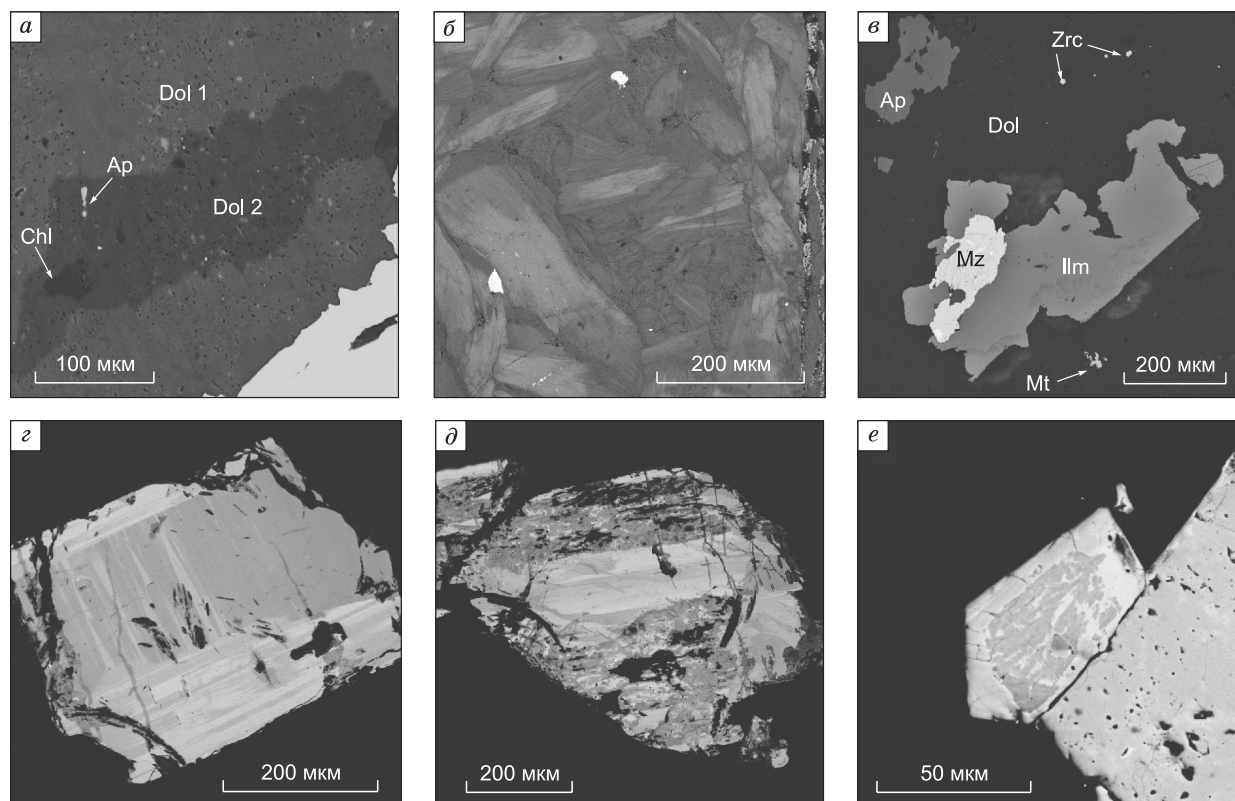


Рис. 4. Взаимоотношения минералов в магнетит-хлорит-карбонатных породах.

Снимки в режиме обратнорассеянных (BSE) электронов. *a* — гнездообразное выделение позднего доломита (Dol 2) среди массы более раннего (Dol 1), в раннем доломите вкраплены зерна магнетита (Mt), в позднем доломите присутствуют мелкие включения апатита (Ap) и хлорита (Chl); *б* — зональные агрегаты лейст хлорита из хлорит-карбонатной породы, края лейст более темные (более магнезиальные); *в* — сросток ильменита (Ilm) и монацита (Mz, с включениями ториянита — ярко-белое) в доломите, в доломите присутствуют выделения апатита (Ap), циркона (Zrc) и магнетита (Mt); *г* — зональный кристалл эцинита-(Y) ранней генерации; *д* — кристалл эцинита-(Y) ранней генерации, активно замещающийся полифазным мелкозернистым агрегатом эцинита поздней генерации; *е* — мелкий зональный кристалл циркона на грани более крупного однородного кристалла этого минерала, заключенного в доломит-хлоритовой массе.

магнетит и магнетитизированный хромшпинелид, что определенно указывает на их апосерпентинитовую природу.

Магнетит-хлорит-карбонатные породы характеризуются варьирующими содержаниями слагающих их минералов. Как правило, центральные части тел этих пород сложены карбонатами, а краевые обогащены хлоритом, магнетитом, ильменитом, апатитом, суммарное содержание которых достигает 40—45 об. %. Среди акцессорных минералов зафиксированы самородное золото, циркон, монацит, ортит, ториянит, эцинит-(Y).

Ниже приведено описание химического состава минералов, слагающих магнетит-хлорит-карбонатные породы и хлоритолиты.

В магнетит-хлорит-карбонатных породах присутствует неоднородный по химическому составу доломит и изредка кальцит в виде мелких (менее 50 мкм) изометричных включений. Зафиксированы две генерации доломита, различающиеся содержаниями железа и марганца (табл. 1). Ранняя генерация этого минерала количественно преобладает и содержит 1.3—2.2 мас. % Fe и 0.6—1.0 мас. % Mn. Поздний доломит характеризуется пониженными содержаниями этих элементов (0.3—0.9 мас. % Fe и 0.1—0.6 мас. % Mn) и слагает тонкие ветвящиеся микропрожилки, пронизывающие массу раннего доломита, или образует в нем гнездообразные выделения размером до 0.3 мм (рис. 4, *a*). Доломит хлоритолитов аналогичен по химическому составу доломиту поздней генерации магнетит-хлорит-карбонатных пород. Описанные карбонаты характеризуются повышенными содержаниями стронция, присущие доломиту обеих генераций (0.1—0.4 мас. % Sr) и в еще большей степени кальциту (0.3—0.5 мас. % Sr). Во вмещающем антигоритовом серпентините развит *магнезит*, содержащий 0.4—0.9 мас. % Fe и 0.3—0.5 мас. % Mn. Магнезит вмещающих серпентинитов беден стронцием.

Таблица 2.

Химический состав хлорита (мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	29.33	31.55	33.15	34.57	31.07	33.33	31.58	31.71
TiO ₂	н.о.	0.18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	0.11
Al ₂ O ₃	17.70	14.05	13.15	13.08	18.31	12.09	11.55	13.75
Cr ₂ O ₃	0.06	н.о.	н.о.	0.28	0.87	3.16	5.39	1.06
FeO*	15.78	7.10	4.76	4.25	7.24	7.44	7.49	8.14
MnO	0.33	0.31	0.02	н.о.	0.28	0.26	0.12	0.15
MgO	22.69	29.77	32.38	31.59	28.98	29.86	29.14	29.10
CaO	н.о.	н.о.	0.06	0.01	0.03	0.23	0.15	0.01
Na ₂ O	0.25	0.13	0.03	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	0.01	н.о.	0.05	н.о.	0.03	0.01	»	0.06
ZnO	н.о.	0.13	н.о.	»	0.16	н.о.	»	н.о.
NiO	»	0.10	»	0.39	0.33	0.30	0.21	0.28
Сумма	86.15	83.32	83.60	84.27	87.31	86.68	85.67	84.37

Примечание. Анализы 1—3 — из магнетит-хлорит-карбонатной породы, 4—8 — из хлоритолита (4—6 — хлорит породы, 7, 8 — хлорит по хромшпинелиду). Здесь и далее в таблицах: FeO* — рассчитано по измеренному (суммарному) железу; прочерк — содержание элемента не определялось; н.о. — ниже предела обнаружения; курсивом выделены определения со значениями концентрации элемента ниже 2 σ (среднеквадратичной ошибки анализа).

Хлорит изученных пород — клинохлор с варьирующими содержаниями Fe и Mg, повышенными содержаниями Cr и Mn и незначительными примесями K, Na, V, Zn, Ca, Ti, F и Cl (табл. 2). Марганец, присутствующий в хлорите в количестве до 0.7 мас. %, прямо коррелируется с железом. В хлорит-карбонатной породе лейсты хлорита зональны — центральные части их более железисты (10—16 мас. % FeO) относительно краевых (4—8 мас. % FeO) (см. рис. 4, б). Хлорит в хлоритолитах также неоднороден, однако зональность его зерен выражена нечетливо. Он содержит 3.5—8.0 мас. % FeO и, что особенно характерно, до 1 мас. % Cr₂O₃. Часть зерен хлорита в хлоритолите отчетливо является продуктом замещения хромшпинелида. В таких зернах концентрация Cr₂O₃ достигает 5.5 мас. %.

Магнетит в различном количестве присутствует во всех породах. В хлоритолитах его количество не превышает 1 %. Здесь он обнаруживается в виде рассеянных в породе кристаллов размерами менее 0.5 мм, состав которых отвечает Cr, Ni-содержащей его разности (0.2—1.6 мас. % Cr₂O₃, 0.3—0.7 мас. % NiO). В хлоритолитах присутствует также магнетит, являющийся конечным продуктом замещения им хромшпинелида. Среди продуктов такого замещения фиксируются лейсты Cr-содержащего хлорита (см. табл. 2), а также промежуточные по химическому составу реликтовые фазы хромшпинели с различными соотношениями хрома, железа и глинозема. Для этих фаз характерны высокие концентрации цинка и марганца — до 9.1 мас. % ZnO, до 3.8 мас. % MnO.

Количество магнетита в магнетит-хлорит-карбонатной породе достигает 30 об. %. Преобладает магнетит неправильной формы с кавернозной поверхностью, иногда присутствуют октаэдрические кристаллы с кавернозной или гладкой поверхностью. Магнетит часто насыщен включениями карбоната, а в краевых частях пластинками гематита. Содержание примесных элементов в магнетите ниже предела чувствительности рентгеноспектрального микроанализа.

Ильменит образует таблитчатые кристаллы размерами до 2—3 мм. Обычны срастания ильменита с магнетитом, апатитом, монацитом (см. рис. 4, в). Характерной особенностью его состава является высокое содержание пирофанитового (MnTiO₃) — 11—18 мол. % и гейкилитового (MgTiO₃) — 3—9 мол. % мишалов, что сближает его с ильменитом из золотоносных родингитов Карабашского массива (табл. 3).

Апатит тесно ассоциирует с магнетитом, ильменитом, цирконом, монацитом, эшинитом. В хлорит-карбонатной породе он присутствует в массе доломита в виде отдельных кристаллов размером менее 0.2 мм или их агрегатов размером до 10 мм. Включения апатита зафиксированы также в магнетите, ильмените и монаците. Химический состав апатита отвечает стехиометрии этого минерала. Содержание фтора и хлора в нем ниже порога обнаружения метода, что дает основание относить его к гидроксипатиту. Среди постоянных примесей в апатите присутствует до 1.18 мас. % SrO.

Самородное золото располагается на контактах с карбонатом, магнетитом, хлоритом, монацитом, имеет индукционные поверхности одновременного роста с этими минералами и характеризуется разнообразными интерстициальными формами размером до 3—5 мм. В виде включений в золоте зафиксированы магнетит, ильменит, доломит, апатит и хлорит. Для включений доломита в золоте установлен

Таблица 3. Химический состав ильменита из магнетит-хлорит-карбонатных пород и родингитов Карабашского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂ , мас. %	53.02	52.01	53.05	53.41	53.60	53.14	51.21	50.73
Al ₂ O ₃	0.10	0.06	0.14	0.03	0.06	0.03	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	0.07	н.о.	0.05	»	»
FeO*	37.95	41.00	38.62	37.97	38.09	38.51	37.03	37.97
MnO	8.76	5.20	6.03	6.42	6.58	6.21	11.45	10.49
MgO	0.70	0.75	2.22	2.22	2.45	2.47	1.75	2.00
Сумма	100.53	99.02	100.06	100.12	100.78	100.41	101.44	101.19
Миналы, %								
Гейкилит	3	3	8	8	9	9	6	7
Ильменит	77	84	76	77	75	75	61	60
Пирофанит	18	11	13	13	14	13	22	20
Гематит	2	2	3	1	2	3	11	12

Примечание. Анализы: 1—6 — из магнетит-хлорит-карбонатных пород изученного проявления, 7, 8 — из родингитов месторождения Золотая Гора.

Таблица 4. Химический состав частиц медьсодержащего самородного золота из магнетит-хлорит-карбонатной породы (мас. %)

№ образца / № зерна	Au	Ag	Cu	Pd	Fe	Сумма	Проба, ‰
1413a/1	86.47	13.53	2.06	0.38	0.04	102.48	844
1413a/2	85.61	12.12	1.94	0.18	н.о.	99.85	857
1413a/4	86.76	12.87	2.25	0.12	0.06	102.06	850
1409/5	84.90	10.78	2.38	0.06	0.07	98.19	865
1409/3	86.83	13.15	1.26	0.30	н.о.	101.54	855
1409/6	83.72	13.19	2.64	0.95	»	100.50	833
1409/7	86.75	12.85	1.33	н.о.	»	100.93	860

Примечание. Hg во всех частицах золота не определяется.

такой же химический состав, что и для поздней генерации этого минерала в породе. Включения хлорита в золоте соответствуют составам в краевых частях лейст хлорита в породе. В золоте присутствуют примеси серебра от 10.78 до 13.53 мас. % и меди — 1.3—2.6 мас. % (табл. 4). Фиксируется примесь палладия, однако только в одной из частиц концентрация этого элемента (0.95 мас. %) выше пределов ошибки анализа. Пробность золота ($Au \cdot 1000 / (Au + Ag + Cu + Pd)$) относительно высокая и охватывает интервал 833—865 ‰.

Эшинит-(Y) встречается в виде кристаллов таблитчатого облика красновато-коричневого цвета размером до 1 мм. В некоторых из кристаллов проявлены две генерации этого минерала. Ранняя генерация слагает основное тело кристаллов. Поздняя, представленная неоднородными по составу мелкозернистыми агрегатами, замещает раннюю генерацию по сети микротрещин (см. рис. 4, з). Иногда кристаллы ранней генерации эшинита замещаются поздней полностью (см. рис. 4, д).

Кристаллы ранней генерации эшинита обнаруживают тонкую и грубую ритмичную зональность по химическому составу (табл. 5). Тонкая зональность присуща центральным частям кристаллов и проявлена в некоторых колебаниях концентраций тория. Грубая зональность выражена в резком обогащении краевых зон роста кристаллов Th и Nb и снижении содержаний Ti и Y. Для мелкозернистых агрегатов эшинита поздней генерации характерна обогащенность фаз церием (до 3.3 мас. % Ce₂O₃) и в еще большей степени ураном, содержание которого достигает 8.5 мас. % UO₂. Характерная черта химического состава эшинита — низкое содержание в нем ниобия (4—8 мас. % Nb₂O₅) и, соответственно, высокое — титана (41—48 мас. % TiO₂). По этому признаку он резко отличается от всех разновидностей эшинита из щелочных комплексов Урала, в которых содержание титана не поднимается выше 30 мас. % TiO₂, а ниобий присутствует в количествах более 20 мас. % Nb₂O₅ [Типоморфизм..., 1989].

Таблица 5.

**Химический состав типовых кристаллов эшинита-(Y)
из магнетит-хлорит-карбонатных пород (мас. %)**

№ образца / № зерна	CaO	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Сумма
Центральная часть кристаллов																
1409/7	0.15	47.47	4.15	14.15	0.31	0.60	н.о.	3.39	2.74	3.67	3.74	1.44	1.48	12.49	1.67	97.45
1409/4	0.12	47.71	3.88	14.89	н.о.	0.38	0.17	4.08	2.60	4.34	3.50	2.98	1.68	12.42	1.57	100.32
1409/4	0.24	47.23	4.87	15.90	0.05	0.85	0.33	3.47	2.93	3.26	3.57	2.11	2.19	9.44	1.16	97.60
Краяевая часть кристаллов																
1409/7	0.34	42.30	6.57	10.22	н.о.	0.79	н.о.	3.71	2.44	3.14	2.82	1.11	0.01	22.41	1.54	97.40
1409/4	0.18	44.45	5.81	12.24	»	0.73	0.91	4.03	2.29	2.90	3.19	1.34	1.52	19.03	1.80	100.42
1409/4	0.13	43.87	4.96	9.52	0.28	1.85	0.42	4.01	1.77	2.80	2.91	1.43	0.88	24.34	2.29	101.46
Полифазные агрегаты																
1409/9	0.35	43.53	5.19	8.73	1.38	1.50	н.о.	4.27	2.56	2.85	2.20	2.51	0.00	22.20	3.01	100.28
1409/9	0.13	40.89	8.10	5.40	0.00	3.33	0.22	8.14	2.82	2.21	2.15	0.80	0.64	14.73	6.41	95.97
1421/1	0.07	46.01	7.05	14.99	0.37	0.36	н.о.	2.68	2.64	3.88	3.85	3.30	0.60	5.27	7.03	98.10
1421/1	н.о.	43.99	5.28	10.13	0.60	1.20	0.34	5.07	3.54	4.37	3.21	1.80	0.55	11.06	8.48	99.62
1421/2	0.28	46.13	3.41	9.64	0.60	3.16	0.32	6.13	2.48	2.97	2.87	1.28	1.21	15.41	4.00	99.89

Монацит присутствует в породе в виде плохо оформленных кристаллов коричневатого-желтого цвета размером до 1.0 мм, заключенных в карбонате и хлорите. Часты сростания этого минерала с ильменитом, апатитом, самородным золотом (см. рис. 4, в). По химическому составу монацит отвечает его разновидности с высоким содержанием лантана (табл. 6). *Торианит* обнаружен в виде мелких включений в монаците. Помимо тория в его составе зафиксированы примеси церия и свинца (см. табл. 6).

Циркон ассоциирует с минералами редкоземельных элементов (РЗЭ), апатитом, а также всеми нерудными минералами. Его хорошо ограненные кристаллы размером до 0.3 мм обычно химически однородны, однако среди них встречаются и отчетливо зональные (см. рис. 4, е). В последнем случае в центральной части кристаллов фиксируется реликтовое метамиктное ядро, обогащенное кальцием (до 1.4 мас. % CaO), железом (до 0.7 мас. % FeO), ураном (до 0.8 мас. % UO₂) и торием (до 0.45 мас. % ThO₂).

Таблица 6. Химический состав монацита и ториянита из хлорит-карбонатной породы (мас. %)

Компонент	1	2	3
CaO	н.о.	0.26	—
Ce ₂ O ₃	35.38	33.09	1.51
La ₂ O ₃	19.90	22.28	—
Pr ₂ O ₃	3.75	3.51	—
Nd ₂ O ₃	11.65	9.52	—
Sm ₂ O ₃	0.75	1.81	—
ThO ₂	1.82	0.29	97.68
PbO	—	—	1.26
P ₂ O ₅	28.92	29.35	—
Сумма	102.17	100.11	100.45

Примечание. Анализы: 1 и 2 — монацит, 3 — ториянит. Y, U, Fe и прочие РЗЭ в пределах погрешности анализа не определяются.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Анализ данных по микроэлементному составу показал, что антигоритовый серпентинит помимо типичных для ультраосновных пород Cr, Ni, Co и Mn характеризуется устойчиво повышенным содержанием В, в некоторых пробах присутствуют Cu, Zn, Hg, Cd и Sb (табл. 7). При хлоритизации серпентинита с появлением в хлоритолите доломита, ильменита и апатита фиксируется существенный вынос В, Cr, Ni, Co и привнос концентрирующихся в этих минералах Mn, Ba, Sr, Ti, V, Zr, Hf, Nb, Y, Mo, Ga, Ge, Sc, Ta, Li, Rb, Cs, РЗЭ, U и Th. Магнетит-хлорит-карбонатные породы характеризуются максимальным привносом этих же элементов, а также Cu и As.

По суммарному содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) изученные породы разбились на две группы. В первую группу с ΣРЗЭ менее 4 г/т попадают пробы антигоритовых серпентинитов и развивающихся по ним хлоритолитов. Во вторую группу проб с ΣРЗЭ = 230—480 г/т попадают карбонат-

Таблица 7.

Микроэлементный состав пород (г/т)

Компонент	1408	1420	1512	1422	1410	1513	1421	1526
Li	0.870	4.710	4.622	7.275	96.061	108.734	2.483	0.405
Be	0.030	0.324	0.217	0.014	0.000	2.360	0.152	н.о.
B	29.814	198.26	27.074	3.533	0.300	14.862	9.794	—
Sc	3.99	15.30	7.89	21.99	63.46	3.73	62.36	1.23
Ti	22.3	43.7	89.6	24.5	2762.4	9089.2	4095.2	48.9
V	17.50	44.64	25.19	66.37	138.17	52.57	70.11	2.79
Cr	3135	3518	1610	4367	15.8	17.5	71.9	2.5
Mn	2123	601	770	573	1518	2261	6937	101
Co	112.2	124.6	115.0	125.7	42.58	23.61	28.63	2.52
Ni	4483.9	5023.4	2500.1	3679.4	32.9	5.3	147.3	10.7
Cu	193.4	324.2	53.9	134.7	115.7	40.8	1082.4	25.4
Zn	6.31	426.14	56.42	163.02	250.18	272.23	511.46	8.23
Ga	0.402	4.489	1.552	5.508	3.359	36.639	0.346	1.259
Ge	0.118	0.032	1.321	0.053	0.775	1.398	0.107	0.197
As	35.534	17.095	34.611	—	16.177	9.012	12.914	200.2
Rb	0.383	0.260	0.359	0.544	0.328	153.114	0.172	0.595
Sr	22.0	24.7	8.9	6.3	65.0	5556	1644	5423
Y	0.242	1.825	0.250	0.473	13.169	17.116	46.115	57.27
Zr	0.422	0.851	2.064	0.799	104.74	9.991	441.59	1.297
Nb	0.184	0.813	0.270	0.619	9.879	24.786	25.469	1.225
Mo	0.341	0.317	н.о.	0.197	0.223	5.489	0.347	н.о.
Hg	—	0.133	1.704	0.754	н.о.	0.307	0.246	—
Cd	0.402	3.560	1.062	0.552	0.414	0.426	7.937	0.321
Sb	—	2.748	5.399	2.319	0.763	0.329	0.965	0.767
Cs	0.013	1.749	0.059	0.263	0.387	2.101	0.085	0.027
Ba	6.73	3.90	7.65	13.24	6.11	3251	53.10	13.62
Hf	0.020	0.035	0.053	0.022	2.914	0.327	11.452	0.091
Ta	0.033	0.028	0.008	0.468	0.915	0.597	2.923	0.066
Pb	2.126	6.836	8.523	51.539	18.992	31.789	3.480	11.375
Bi	0.053	0.016	0.991	0.148	0.069	0.029	0.301	0.165
Th	0.022	1.312	0.078	0.098	6.412	1.735	58.233	1.368
U	0.063	0.418	0.027	0.096	3.660	0.344	19.596	0.365
Th/U	0.34	3.14	2.83	1.02	1.75	5.05	2.97	3.75
ΣРЗЭ	0.62	3.12	1.92	1.61	231.72	480.89	304.31	324.35

Примечание. Пробы: 1408 — антигоритовый серпентинит с вкрапленностью магнетита за пределами проявления; 1420 — серпентинит антигоритовый, рассеченный сетью микропрожилков хризотил-асбеста и с редкой вкрапленностью доломита; 1512 — серпентинит антигоритовый; 1422 — хлоритолит с редкой вкрапленностью магнетита; 1410 — хлоритолит с вкрапленниками ильменита и апатита; 1513 — доломитовая масса из карбонатизированного серпентинита; 1421 — магнетит-хлорит = доломитовая порода (с ильменитом и апатитом); 1526 — апатит из доломитовой линзочки в хлоритолите.

ные породы, а также хлоритолиты и серпентиниты, содержащие вкрапленные доломит и апатит. Эти группы проб хорошо отражены и на графиках хондрит-нормированных кривых распределения содержащий РЗЭ (рис. 5).

Наиболее низкое содержание РЗЭ со слабым U-образным профилем их распределения типично для «фонового» антигоритового серпентинита, удаленного от изучаемого проявления на расстояние около 300 м (см. рис. 5, обр. 1408). Присутствующий в этом серпентините карбонат представлен магнетитом. Появление в серпентините и хлоритолите даже редких вкрапленников доломита и апатита ведет к их обогащению легкими РЗЭ, в результате чего хондрит-нормированные тренды этих проб (обр. 1422, 1512) становятся нисходящими $((La/Yb)_n = 2.0—7.3)$. Существенно-карбонатный метасоматит (обр. 1421), в том числе развитый по серпентиниту, сохранившему петельчатую структуру (обр. 1513), а

Рис. 5. Кривые нормированных на хондрит содержаний РЗЭ.

Цифры — номер пробы. Описание проб см. табл. 7.

также хлоритолит с вкрапленностью апатита (обр. 1410) наиболее богаты РЗЭ, особенно легкими ($(La/Yb)_n = 5.3—54.4$). Хондрит-нормализованная кривая распределения РЗЭ апатита (обр. 1526) отражает обогащенность его средними РЗЭ относительно тяжелых и легких РЗЭ. Для всех проб характерна слабая отрицательная европиевая аномалия, за исключением пр. 1420 доломитизированного антигоритового серпентинита, в котором помимо вкрапленного доломита присутствуют микропрожилки хризотил-асбеста. Мы полагаем, что положительная европиевая аномалия пр. 1420 связана с перераспределением европия из серпентинитов в микропрожилки хризотил-асбеста в условиях смены порододоминирующего режима на флюидодоминирующий при образовании этих микропрожилков. Более высокая подвижность двухвалентного европия по отношению к другим РЗЭ в метасоматизирующих гидротермальных растворах и фиксация его в минералах поздних генераций обоснована в работе [Колонин, 2006].

Таким образом, при формировании линз магнетит-хлорит-карбонатных пород имел место существенный привнос РЗЭ во вмещающие их антигоритовые серпентиниты.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ МАГНЕТИТ-ХЛОРИТ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА

Получены данные по изотопному составу кислорода, углерода, водорода и стронция минералов магнетит-хлорит-карбонатных пород (табл. 8). Эти результаты позволили оценить температурный режим формирования изученных образований и рассчитать изотопные характеристики углекислотных флюидов, участвующих в реакциях изотопного обмена между компонентами флюида и минералами.

Доломит магнетит-хлорит-карбонатных пород характеризуется достаточно однородным изотопным составом: $\delta^{13}C = -0.9...-1.9$ ‰, $\delta^{18}O = 11.5—13.6$ ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70422—0.70469$. Изотопный состав стронция карбонатов близок к мантийному реперу ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7035$), отвечая в большей степени современному валовому составу земной коры — $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045—0.7050$ [Фор, 1989]. В целом изотопные характеристики карбонатов отвечают смеси осадочного карбонатного и глубинного резервуаров (рис. 6).

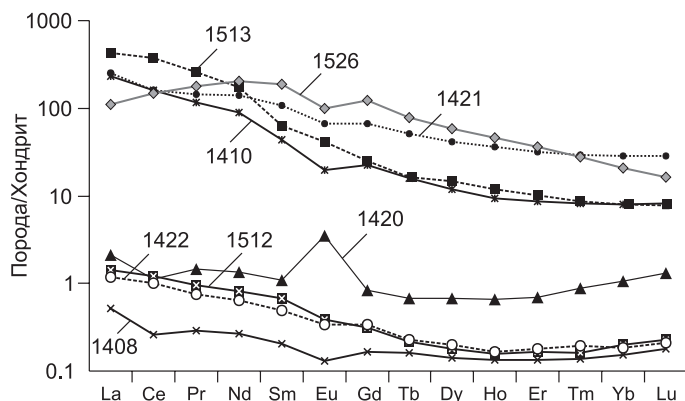


Таблица 8. Изотопный состав магнетит-хлорит-карбонатных пород и вмещающих их серпентинитов

№ образца	Порода	Минерал	$\delta^{13}C$, ‰ PDB	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW	δD , ‰ SMOW	$^{87}Sr/^{86}Sr^*$
1420	Антигоритовый серпентинит	Антигорит	—	7.6	–89.6	—
1512	»	»	—	7.4	–79.1	—
1513	Карбонатизированный серпентинит	Доломит	–1.9	13.6	—	—
1410	Мелкозернистый хлоритолит	Магнетит	—	0.5	—	—
		Хлорит	—	7.8	–57.8	—
1367	Магнетит-хлорит доломитовая порода	Хлорит	—	5.9	–69.6	—
		Доломит	–1.9	11.5	—	0.70422
		Магнетит	—	–2.3	—	—
1409	То же	Хлорит	—	6.4	–59.2	—
		Магнетит	—	0.6	—	—
1369	»	Доломит	–1.2	12.2	—	0.70469
1375	»	Доломит, кальцит	–0.9	13.5	—	—
1413	»	Доломит	–1.5	12.9	—	0.70427

* Нормировано по $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$.

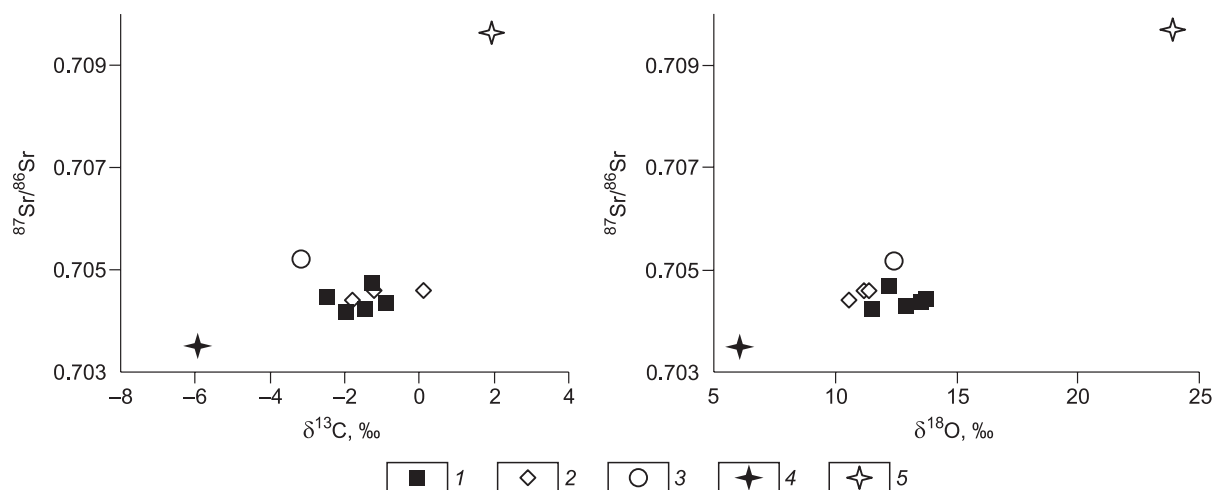


Рис. 6. Изотопный состав кислорода, углерода и стронция карбонатов Карабашского массива.

1 — доломит из магнетит-хлорит-карбонатных пород; 2 — кальцит из родингитов месторождения Золотая Гора; 3 — доломит из лиственита; 4, 5 — реперные значения мантийного резервуара (4) и морских известняков (5).

По изотопному составу кислорода и водорода серпентиниты отличаются от хлоритолитов и хлорит-карбонатных пород. Хлоритолит, замещающий серпентинит, наследует изотопный состав кислорода последнего, но существенно обогащается тяжелым изотопом водорода (см. табл. 8). Для хлорита из карбонатных пород типичен наиболее облегченный изотопный состав кислорода как по отношению к хлоритолиту, так и серпентиниту. Изотопные составы водорода хлорита из карбонатных пород и хлоритолитов близки.

Изотопные характеристики углекислотного флюида рассчитывались для температурного диапазона 250—500 °C, основанного на оценке температурного режима формирования изученных пород с использованием изотопно-кислородных геотермометров и доломит-кальцитового геотермобарометра. Изотопная геотермометрия по минеральным парагенезисам базируется на условии достижения изотопного равновесия между минералами, слагающими эти парагенезисы, и водой. Фазовая равновесность магнетита, хлорита, карбонатов и самородного золота в описываемых породах установлена при онтогенетическом изучении пород В.А. Поповым [2012]. В частности, было показано, что в агрегате всех перечисленных минералов наблюдаются индукционные (компромиссные) поверхности одновременного роста. Исходные данные для расчета температур приведены в табл. 8, а его результаты для кислородно-изотопных равновесий между минералами и водой в табл. 9. Установлен достаточно широкий диапазон вариаций температур образования минеральных парагенезисов магнетит-хлорит-карбонатных пород и хлоритолитов — 480—280 °C. В этих же пределах (428—380 °C) лежат значения температур образования доломита и кальцита, рассчитанных по доломит-кальцитовому геотермобарометру в тех образцах, где был зафиксирован парагенезис этих карбонатов (см. табл. 1).

Таблица 9. Расчетное значение температуры образования минеральных парагенезисов магнетит-хлорит-карбонатных пород и хлоритолитов по изотопно-кислородным равновесиям

Порода	№ образца	Парагенезис ($\delta^{18}\text{O}$, ‰)	$\Delta^{18}\text{O}_{(\text{минерал1-минерал 2})}$, ‰	T , °C
Магнетит-хлорит-доломитовая	1367	Доломит (11.5) — хлорит (5.9)	5.6	287, 327, 317, 280
		Хлорит (5.9) — магнетит (-2.3)	8.2	313, 340, 318
		Доломит (11.5) — магнетит (-2.3)	13.8	318, 301, 309
	1409	Хлорит (6.4) — магнетит (0.6)	5.8	478, 449
Хлоритолит	1410	Хлорит (7.8) — магнетит (0.5)	7.3	368, 359

Примечание. Для расчетов использовались данные различных авторов по фракционированию изотопов кислорода между водой и минералами: хлоритом [Wenner, Taylor, 1971; Zheng, 1993; Cole, Ripley, 1998], доломитом [Golyshev et al., 1981; Zheng, 1999] и магнетитом [Zheng, Simon, 1991; Zheng, 1991; Cole et al., 2004].

Таблица 10. Расчетный изотопный состав кислорода и водорода углекислотного флюида для температурного диапазона 250—500 °С

№ образца	Порода	Изотопный состав хлорита, ‰ SMOW		Изотопный состав (‰) флюида для различных температур							
				250 °С		300 °С		400 °С		500 °С	
		$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD
1410	Хлоритолит	7.8	–57.8	6.4	—	7.5	–13	8.7	–26	9.3	–27
1367	Магнетит-хлорит- доломитовая порода	5.9	–69.6	4.5	—	5.6	–25	6.8	–38	7.4	–39
1409	То же	6.4	–59.2	5.0	—	6.1	–14	7.3	–27	7.9	–28

Примечание. Расчет произведен по данным фракционирования изотопов между водой и хлоритом (клинохлором), приведенным в работах [Taylor, 1974; Graham et al., 1984; Zheng, 1993].

Расчетный изотопный состав воды в равновесии с хлоритом укладывается в диапазоны: для хлоритолитов $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6.4\text{—}9.3$ ‰ и $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -13\text{...}-27$ ‰, для магнетит-хлорит-карбонатной породы $\delta^{18}\text{O} = 4.5\text{—}7.9$ ‰ и $\delta\text{D} = -14\text{...}-39$ ‰ (табл. 10). Полученные значения изотопного состава воды не отвечают какому-либо гомогенному резервуару — метеорной воде, магматической или ювенильной (нижнекоровой, верхнемантийной) — и являются смесью нескольких резервуаров.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По приуроченности к массивам офиолитовых гипербазитов, минеральному составу и металлогенической специализации магнетит-хлорит-карбонатные породы близки к породам силачского лестиварит-карбонатит-хлоритолитового комплекса, выделенного в некоторых массивах Южного Урала [Левин и др., 1997]. Этот комплекс отнесен к специфической одноименной формации карбонатитов, а тела собственно карбонатитов сопровождаются превращением вмещающих серпентинитов в щелочные флогопитовые и флогопит-рихтеритовые породы. В типовых проявлениях (Уфалейский, Сугомакский, Фоминский массивы) все члены лестиварит-карбонатит-хлоритолитового комплекса характеризуются P-Ti-Nb-Zr-P3Э специализацией. В них зафиксированы также участки с повышенным содержанием золота (до 1 г/т) и палладия (до 40 мг/т).

На принадлежность магнетит-хлорит-карбонатных пород в Карабашском массиве к карбонатитам указывают также другие исследователи [Иванов, 2011; Попов, 2012]. Основанием для данного вывода служат факты наличия индукционных поверхностей совместного роста всех основных минералов в породе, повышенного содержания редкоземельных элементов и присутствия в массиве тел щелочных кварц-рибекитовых пород [Попов, 2012]. Высказано также предположение об образовании магнетит-хлорит-карбонатных пород по модели доломитизации внедренных в зону серпентинового меланжа известняков под действием водной составляющей гипербазитов [Ерохин и др., 2011].

По нашему мнению, постепенный переход карбонатных пород в хлоритолиты, а последних в серпентиниты, отсутствие их связи со щелочными породами, линзообразная форма и сильно варьирующие размеры тел карбонатных пород противоречат их образованию из карбонатитового расплава. Более привлекательны представления ранних исследователей о возможной генетической связи магнетит-хлорит-карбонатных пород и родингитов Карабашского массива [Бородаевский, 1948; Переляев, 1948]. Полученные нами минералого-геохимические и другие характеристики этих типов пород выявили как многие черты их сходства, так и различия. Ниже рассмотрим некоторые из них.

Зональность. Тела родингитов и магнетит-хлорит-карбонатных пород оторачиваются зонами хлоритолитов, которые, в свою очередь, постепенно переходят в антигоритовые серпентиниты.

Геохимическая специализация. Оба типа пород характеризуются высоким содержанием Ti, P, Mn, Sr, а также Y, Zr, Nb, U, Th, P3Э, присутствующих в виде минералов-носителей этих элементов — анкилит, монацит, алланит-Ce, эшинит-(Y), циркон, бадделит, торанит, уранинит и др. [Мурзин и др., 2013]. Тренды распределения P3Э хлорит-карбонатных пород и родингитов практически совпадают по форме и уровню содержаний P3Э. Примыкающие к этим породам хлоритолиты и хлоритизированные серпентиниты существенно обогащены P3Э по отношению к удаленным от них серпентинитам.

Стадийность процессов. Формирование родингитов происходило в три стадии, разделенные периодами внутрирудных тектонических деформаций. Породы стадии 1 — родингиты хлорит-андрадит-диопсидового состава, слагающие основную массу тел, рассечены существенно-диопсидовыми прожилками лестничного типа стадии 2. Как на родингиты, так и диопсидовые прожилки наложены кальцитовые прожилки и гнезда стадии 3 [Мурзин и др., 2013]. Появление карбоната фиксируется лишь в заключительную стадию. Явные признаки многостадийности углекислотных метасоматитов не зафиксированы.

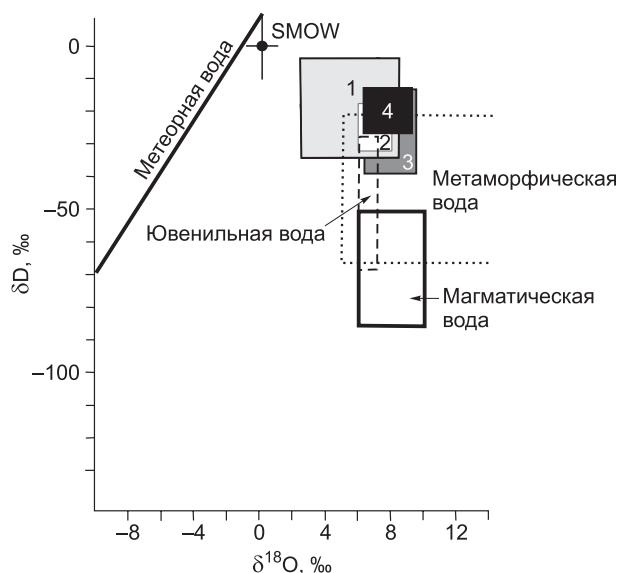


Рис. 7. Изотопный состав флюида при формировании родингита (поле 1), околородингитового хлоритолита (2) и магнетит-хлорит-карбонатной породы (3), переходящей в хлоритолит (4).

На диаграмму нанесены поля изотопного состава водных резервуаров, участвующих в гидротермальном рудообразовании, по обобщенным литературным данным [Taylor, 1974; Хёфс, 1983; Фор, 1989].

В них проявлена лишь «сухая» пострудная тектоника. Тем не менее, многие их минералы, такие как доломит, хлорит, циркон, эшинит, имеют по две генерации с отчетливыми признаками замещения ранних генераций поздними.

PT-условия формирования. Установленный нами температурный диапазон формирования магнетит-хлорит-карбонатных пород 480—280 °C совпадает с условиями образования родингитов —

ранних стадий при 420—470 °C ($P = 2—3$ кбар), а поздней при 230—310 °C ($P = 0.5—1$ кбар) [Мурзин, Шанина, 2007].

Источники вещества и флюида. Существенный привнос рудообразующими флюидами Ca, Al, Fe, Ti, Cu, Ni и P при формировании как родингитов, так и хлорит-карбонатных пород дает основание рассматривать в качестве источника этих элементов породный резервуар — ультраосновные и основные породы выдвигающегося к поверхности блока меланократовых пород Карабашского массива. Специализация пород на золото, редкие, редкоземельные и радиоактивные металлы, отсутствие сколь угодно существенного привноса K, Na, F и Cl, относительно небольшие масштабы оруденения позволяют принять в качестве источника этих металлов тот же породный резервуар. Приведенные данные по изотопному составу C, O, и Sr карбонатов (см. рис. 6) свидетельствуют об участии при генерации рудообразующих флюидов также морского карбонатного резервуара. Реставрация изотопного состава воды этих флюидов (рис. 7) свидетельствует о том, что они имеют метаморфогенное происхождение и являются смесью, по меньшей мере, двух резервуаров воды — породного (вода океанических серпентинитов) и глубинного.

Генерация метаморфогенного флюида, уравновешенного с различными породными резервуарами, может быть объяснена в рамках двух имеющихся геотектонических моделей становления Карабашского массива на коллизионном этапе развития Урала. В первой модели массив образован при сжатии океанических и островодужных комплексов S-D и выдвигении к поверхности блока меланократового основания, подстилающего эти комплексы [Знаменский, 2009]. В этой модели метаморфогенный флюид мог быть образован путем дегидратации океанических серпентинитов в основании блока меланократовых пород и взаимодействия его с габброидами и вулканогенно-осадочными породами рамы [Мурзин, 2006; Мурзин и др., 2013]. Во второй модели Карабашский массив является результатом тектонического выжимания к поверхности корово-мантийной смеси [Кисин и др., 2016]. Глубинный флюид, выделившийся при декомпрессии, воздействует на породы различного состава в восходящем тектоническом потоке, а область его разгрузки на более высоком гипсометрическом уровне определяет фактором высокой синтетектонической проницаемости пород.

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные не позволяют связывать малообъемные тела магнетит-хлорит-карбонатных пород в Карабашском массиве как с кристаллизацией карбонатитового расплава, так и доломитизацией известняков, внедренных в зону серпентинового меланжа. Они имеют гидротермально-метасоматическое происхождение и, по-видимому, образованы по механизму выполнения свободного пространства с метасоматизирующим воздействием флюида на серпентиниты с образованием хлоритолитов.

2. Рудообразующий флюид при формировании магнетит-хлорит-карбонатных пород и хлоритолитов привносил углекислоту и практически все породообразующие элементы, кроме магния и кремния, а также Ti, Mn, Sr, Y, Zr, Nb, U, Th, PЗЭ, Au, Ag и Cu, которые зафиксированы в таких минералах, как ильменит, апатит, монацит, эшинит-(Y), циркон, бадделейт, ториянит, уранинит, медьсодержащее самородное золото и др.

3. Выявлены признаки общности золотоносных родингитов и магнетит-хлорит-карбонатных пород. К ним относятся приуроченность к зонам тектонического меланжа, наличие хлоритолитовых оторочек, геохимическая специализация, температурные условия формирования, близкие изотопные характеристики минералов и флюида, что свидетельствует о возможной генетической связи этих образований. В то же время углекислотный тип магнетит-хлорит-карбонатных резко контрастирует с предельно низкой степенью углекислотности флюида при формировании родингитов.

4. В качестве источника петрогенных и рудных компонентов и рудоносных флюидов при формировании магнетит-хлорит-карбонатных пород и родингитов могут рассматриваться океанические серпентиниты, габброиды и известняки, а также глубинные флюиды.

Авторы благодарят рецензентов за конструктивные замечания при подготовке рукописи к печати. Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 12-05-00734а и 16-05-00407а.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзон Р.О.** Золоторудные гипербазиты. М., ВИЭМС, 1983, 72 с.
- Бородаевский Н.И.** Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, УФ АН СССР, 1948, с. 316—330.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В.** Карбонатитоподобные породы Карабашского гипербазитового массива (возраст и генезис) // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, с. 631—633.
- Знаменский С.Е.** Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа, Гилем, 2009, 348 с.
- Иванов К.С.** О природе карбонатитов Урала // Литосфера, 2011, № 1, с. 20—33.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притчин М.Е.** Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал): по результатам изучения малых структурных форм // Литосфера, 2016, № 4, с. 79—91.
- Колонин Г.Р.** Физико-химические особенности европия как возможного индикатора условий минералообразования // ДАН, 2006, т. 408, № 4, с. 508—511.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.** Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П.** Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, Уралгеоком, 1997, 274 с.
- Мурзин В.В.** Происхождение флюида при формировании золотоносных родингитов по изотопным данным (на примере Карабашского массива альпинотипных гипербазитов, Южный Урал) // ДАН, 2006, т. 406, № 5, с. 683—686.
- Мурзин В.В., Шанина С.Н.** Флюидный режим формирования и происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Геохимия, 2007, № 10, с. 1085—1099.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Ронкин Ю.Л., Шанина С.Н.** Происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, № 4, с. 320—341.
- Переляев А.П.** Месторождение Золотая Гора // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, УФ АН СССР, 1948, с. 285—295.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Кузьмина Т.В.** Золото и флюидный режим лиственитизации // Литосфера, 2009, № 5, с. 85—90.
- Попов В.А.** Золото и серебро в карбонатитах Урала // Сборник статей XVIII Всероссийской научной конференции «Уральская минералогическая школа-2012». Екатеринбург, Изд-во ИГТ УрО РАН, 2012, с. 129—133.
- Сазонов В.Н.** Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов (геодинамические обстановки и РТХ-параметры образования, прогностическое значение). Екатеринбург, УГТГА, 1998, 181 с.
- Сначёв А.В., Кузнецов Н.С., Сначёв В.И.** Черноозерское проявление золота – первый объект на Южном Урале в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации // ДАН, 2011, т. 439, № 1, с. 83—85.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А.** Месторождение медистого золота Золотая Гора (о золото-родингитовой формации). М., Научный мир, 2002, 220 с.

Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М., Наука, 1989, 136 с.

Типоморфизм минералов. Справочник / Ред. Л.В. Чернышева М., Недра, 1989, 560 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. М., Мир, 1983, 200 с.

Beaudoin G., Therrien P. The updated web stable isotope fractionation calculator // Handbook of stable isotope analytical techniques. Elsevier, V. II, 2009, p. 1120—1122.

Cole D.R., Ripley E.M. Oxygen isotope fractionation between chlorite and water from 170—350 °C: A preliminary assessment based on partial exchange and fluid/rock experiments // Geochim. Cosmochim. Acta, 1998, v. 63, p. 449—457.

Cole D.R., Horita J., Polyakov V.B., Valley J.W., Spicuzza M.J., Coffey D.W. An experimental and theoretical determination of oxygen isotope fractionation in the system magnetite-H₂O from 300 to 800 °C // Geochim. Cosmochim. Acta, 2004, v. 68, p. 3569—3585.

Golyshev S.I., Padalko N.L., Pechenkin S.A. Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems // Geochem. Int., 1981, v. 18, p. 85—99.

Graham C.M., Atkinson J., Harmon R.S. Hydrogen isotope fractionation in the system chlorite-water // NERC 6th Progress Report of Research 1981-1984, NERC Publication Series D, 1984, № 25, p. 139.

Taylor H.P. Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geol., 1974, v. 69, p. 843—883.

Wenner D.B., Taylor H.P. Jr. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on ¹⁸O/¹⁶O fractionation between coexisting serpentine and magnetite // Contr. Miner. Petrol., 1971, v. 32, p. 165—185.

Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, v. 55, p. 2299—2307.

Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // Earth Planet. Sci. Lett., 1993, v. 120, p. 247—263.

Zheng Y.-F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // Geochem. J., 1999, v. 33, p. 109—126.

Zheng Y.-F., Simon K. Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation // Eur. J. Miner., 1991, v. 3, p. 877—886.

*Рекомендована к печати 20 октября 2016 г.
А.Э. Изухом*

*Поступила в редакцию 14 января 2016 г.
после доработки — 10 августа 2016 г.*