

УДК 550.42

ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДАРАСУН (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ): ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ, ИЗУЧЕНИЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТАХ РУДНЫХ ЖИЛ

© 2010 г. В. Ю. Прокофьев*, Н. С. Бортников*, В. А. Коваленкер*, С. Ф. Винокуров*, Л. Д. Зорина^{2*}, А. Д. Чернова^{3*}, С. Г. Кряжев^{4*}, А. Н. Краснов^{4*}, С. А. Горбачева*

* Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН

119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

^{2*} Институт геохимии СО РАН

664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а

^{3*} Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

119992, Москва, Воробьевы горы

^{4*} ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов
117549, Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

Поступила в редакцию 14.07.2009 г.

Изучены химический состав карбонатов рудных жил месторождения Дарасун, распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) и изотопный состав углерода и кислорода в них. Среди карбонатов, помимо ранее описанных сидерита, кальцита и минералов доломит-анкеритового ряда, обнаружен кутнагорит. Установлено, что суммарные концентрации редких земель (Σ РЗЭ) в карбонатах доломит-анкеритового ряда и кальците резко различаются: в магнезиально-железистых карбонатах Σ РЗЭ существенно ниже (от 2.8 до 73 г/т), чем в более позднем кальците (Σ РЗЭ от 18 до 390 г/т). $\delta^{13}\text{C}$ Mg-Fe-карбонатов доломит-анкеритового ряда изменяется от +1.1 до -6.7 ‰, а кальцита — от -0.9 до -4.9 ‰. $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов доломит-анкеритового ряда варьирует от +17.6 до +3.6 ‰, а кальцита — от +15.7 до -0.5 ‰. Выявлено зональное распределение Σ РЗЭ, а также изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах рудных жил относительно центрального штока гранодиорит-порфиров. Показана связь изменения изотопных составов углерода и кислорода карбонатных минералов с величиной Σ РЗЭ, отражающая эволюцию физико-химических условий рудоотложения и состава рудообразующего флюида. Рассчитан изотопный состав флюида и рассмотрены возможные источники его компонентов. Подтверждены ранее установленные авторами факты магматического источника рудообразующего флюида и участие в рудообразующем процессе метеорных вод. Получены геохимические доказательства взаимодействия рудообразующих флюидов месторождения Дарасун с вмещающими породами. Выявлена взаимосвязь Σ РЗЭ и значений $\delta^{13}\text{C}$ и величин $\delta^{18}\text{O}$ при эволюции изотопного состава флюидов в гидротермальных рудообразующих процессах.

ВВЕДЕНИЕ

Природа рудообразующего флюида и отдельных его компонентов является одной из фундаментальных проблем теории рудогенеза. Для ее решения при изучении типичных гидротермальных месторождений применяются наиболее современные методы геохимии, в том числе изучение соотношений стабильных изотопов и спектров РЗЭ. В настоящей работе излагаются результаты исследований разными методами состава карбонатных минералов рудных жил крупного золоторудного месторождения Дарасун. Такой комплекс исследований для этих минералов здесь проведен впервые.

Карбонаты являются обычными минералами руд гидротермальных месторождений. Изучение соотношений

распределения редкоземельных элементов и соотношение стабильных изотопов кислорода и углерода в них позволяют реконструировать условия формирования, состав и источники разных компонентов рудообразующего флюида (Omoto, 1972; Taylor, 1974; Винокуров, 1996; Винокуров и др., 1999; Кравцова и др., 2005; Бортников и др., 2007; Горячев и др., 2008 и др.). Однако комплексное изучение соотношений РЗЭ вместе с анализом изотопного состава углерода и кислорода, а также химического состава карбонатных минералов дает возможность многопараметрического исследования деталей эволюции флюидного режима в рудообразующем процессе. В качестве объекта исследований было выбрано крупное золоторудное месторождение Дарасун, которое, с одной стороны, отличается обилием карбонатных минералов в рудах, а с другой стороны,

Адрес для переписки: В.Ю. Прокофьев. E-mail: vpr@igem.ru

имеет специфическую черту — все рудные жилы месторождения локализованы исключительно среди магматических пород. Результаты проведенных исследований позволили уточнить существующие представления о рудообразующем процессе, эволюции изотопного состава флюида и понять природу некоторых его компонентов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Дарасун известно с конца XIX в. В советское время Дарасунский рудник был вторым по значимости золотодобывающим предприятием Читинской области. Несмотря на то, что на месторождении за всю историю отработки уже добыто более 110 т золота, на балансе рудника до сих пор числится еще около 100 т Au (Геологические..., 1999; Беневольский, 2002). Различные аспекты геологического строения, минералогии и генезиса месторождения изложены во многих публикациях (Сахарова, 1968, 1972; Тимофеевский, 1972; Ляхов, Дмитриев, 1975_{1,2}; Ляхов, 1975; Прокофьев, Зорина, 1994, 1996; Прокофьев и др., 2000, 2008; Спиридонов и др., 2006; 2008 и др.), поэтому ниже приводится лишь краткое его описание.

Месторождение Дарасун приурочено к блоку магматических пород палеозойского возраста и расположено на пересечении разломов северо-восточного и северо-западного простирания (Фогельман, 1965 и др.). Этот блок имеет сложное строение (фиг. 1). Самые древние вмещающие породы месторождения Дарасун — ультраосновные и основные породы кручининского комплекса (Pz_1): пироксен-роговообманковые, роговообманковые и оливиновые габбро, а также небольшие тела серпентинизированных пироксенитов, плагиоклазовых дунитов и перидотитов, троктолитов и анортитов. Считается, что эти породы возникли в процессе фракционной кристаллизации единого базит-гипербазитового расплава мантийного происхождения, состав которого близок к субщелочному пикриту (Казимировский и др., 1992, 1993). От типичных офиолитов перечисленные породы отличаются повышенной щелочностью, относительно высокими содержаниями K, Ti, Rb, Sr и пониженными концентрациями MgO, CaO и элементов группы железа. По этим признакам они сопоставимы с аналогами рифтогенных базальтоидов калифорнийского типа (Кузьмин и др., 1979; Кузьмин, 1985; Казимировский и др., 1993). Предполагается, что эти породы являются остатками субокеанической коры, слагавшей в раннепалеозойское время окраинные части древнего Монголо-Охотского океанического залива (Казимировский и др., 1992).

Габброиды с юго-востока прорваны интрузивными телами крестовского комплекса (Pz_2), в составе которых обнаружены диориты, кварцевые

диориты, гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты, аплитовидные граниты и жильные аплиты.

Интрузия лейкократовых гранитов и сиенитов олекминского магматического комплекса (Pz_3) внедрилась в гранодиориты крестовского комплекса в северо-восточной и юго-восточной частях района месторождения (фиг. 1). Лейкократовые граниты обеднены большинством редких элементов, за исключением Pb, Rb, Th, U, и по геохимическим признакам имеют сходство с палингенными гранитами (Казимировский и др., 1998).

Наиболее молодым магматическим комплексом в районе является амуджиканский вулканоплутонический комплекс (J_2-K_1). В его состав входят субвулканические и эффузивные породы повышенной щелочности разного состава: диоритовые и кварцевые диоритовые порфиры, граносиенит-, сиенит- и гранит-порфиры, плагиопорфиры, фельзиты, фельзит-порфиры и вулканические стекла, трахибазальты, трахиандезиты, лагиты, трахидациты, риодациты, кварцевых порфиры, риолиты.

На месторождении Дарасун выявлена серия (более 200) протяженных крутопадающих золоторудных кварцевых жил и минерализованных зон, расположенных вокруг субвулканического штока, сложенного в основном высококалийными гранодиорит-порфирами амуджиканского комплекса (J_2-K_1) (фиг. 1). В краевых частях интрузива локализованы трубообразные тела взрывчатых брекчий, сцементированных кварцем с турмалином и сульфидной минерализацией, и представляющих собой по современным представлениям вкрапленные руды (Прокофьев и др., 2008₁). Эти брекчии, по мнению некоторых исследователей, выполняли каналы, вдоль которых поднимались флюиды, из которых отложились руды (Тимофеевский, 1972). Установлена концентрическая минералогическая и геохимическая зональность вокруг центрального штока гранодиорит-порфира (Тимофеевский, 1972), выраженная в расположении кварц-турмалиновой минеральной ассоциации в центральной части месторождения, а галенит-сфалеритовой ассоциации — на периферии. Выявлена также согласующаяся с ней концентрическая зональность температур гомогенизации первичных флюидных включений в кварце ранних ассоциаций рудных жил (Ляхов, 1975).

Руды месторождения Дарасун обогащены сульфидами и относятся к сложному сульфидно-сульфосольному минеральному типу, получившему в Забайкалье название “дарасунского” (Тимофеевский, 1972; Константинов, 2006 и др.). Основные минералы руд — пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, блеклая руда, сфалерит, галенит, сульфосоли Cu, Ag, As, Bi, Pb (сульфиды составляют до 40–60%), сульфотеллуриды висмута и свинца (тетрадимит, жозеит А, жозеит В, минералы алекситового ряда), теллуриды висмута и серебра, петцит и



Фиг. 1. Геологическая схема месторождения Дарасун (по материалам Дарасунской ГРЭ, с дополнениями).

1–3 – амуджиканский комплекс (J_2-K_1): 1 – дайки фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, 2 – дарасунская каркасная интрузия (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, диоритовые порфириты), 3 – взрывчатые брекчии; 4 – дайки меланократовых пород (PZ_3): лампрофиры, диабазы, микрогаббро, габбро-порфириты; 5 – олекминский комплекс (Pz_3): биотитовые и лейкократовые граниты, сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты; 6, 7 – крестовский комплекс (Pz_2): 6 – диориты, кварцевые диориты, 7 – биотит-рогово-обманковые гранодиориты; 8–10 – кручининский комплекс (Pz_1): 8 – гранитизированное и амфиболитизированное габбро, 9 – габбро, габбро-диориты, 10 – оливковое габбро, пироксениты, троктолиты; 11 – тектонические нарушения и зоны повышенной трещиноватости; 12 – рудные жилы; 13 – шахты.

Жилы (цифры в кружках): 1 – V Электрическая, 2 – Сближенная, 3 – Морозовская, 4 – Сентябрьская, 5 – Ново-Электрическая, 6 – Западная, 7 – Венера II, 8 – Свинцовая, 9 – Митрофановская, 10 – Ново-Кузнецовская, 11 – Графическая, 12 – Майская, 13 – Июльская, 14 – Главная, 15 – Медведевская, 16 – Юбилейная, 17 – Электрическая, 18 – Пирротиновая, 19 – Эповская, 20 – Юго-Западная I, 21 – Юго-Западная II, 22 – Санниковская, 23 – Улыбка, 24 – № 4, 25 – Магнитная, 26 – № 2, 27 – № 6, 28 – Октябрьская, 29 – Нагорная V, 30 – Нагорная IV, 31 – Нагорная III, 32 – Водораздельная, 33 – № 156, 34 – Разведочная, 35 – Лебедевская, 36 – Лебедевская II, 37 – Полиметаллическая, 38 – Искра, 39 – Лагуновская, 40 – Футбольная, 41 – Левитасовская, 42 – Крутая, 43 – Женевская.

редкие теллуриды золота, а также самородное золото. Жильные минералы – кварц, турмалин, карбонаты, гипс, ангидрит, барит. Особенность месторождения – большое количество арсенопирита в рудах. Вокруг рудных жил, независимо от их состава, развиваются оторочки листовенитов по породам основного состава и березитов – по породам среднего и кислого состава.

Общая схема последовательности отложения минералов месторождения Дарасун представлена на фиг. 2 (Ляхов, Дмитриев, 1975). Эти исследователи в истории формирования рудных жил месторождения выделили три основных стадии минералообразования: 1) ранняя стадия (кварц, молибденит, турмалин, пирит, сидерит); 2) продуктивная стадия (кварц, арсенопирит, пирротин, ангидрит, барит, халькопирит, самородное золото, пирит, сфалерит, галенит, карбонаты доломит-анкеритового ряда, сульфосоли Cu, Pb, Sb, Bi, Ag, сульфотеллуриды и теллуриды Bi, Pb, Ag, Au, сульфоантимониты свинца, антимонит, кальцит) и 3) поздняя кварц-карбонатная стадия (кварц, халцедон, кальцит, гетит, флюорит, марказит, реальгар, палыгорскит, гипс).

Карбонаты в рудных жилах месторождения разнообразны по составу (доломит, анкерит, сидерит, кальцит) и встречаются в разных минеральных ассоциациях. Ранние карбонаты ассоциируются с ранним кварцем, турмалином, пиритом, арсенопиритом и ранним золотом. Карбонаты продуктивной стадии обнаружены в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, сульфосолями и теллуридами висмута и основной массой золота. Поздние карбонаты выявлены в завершающих процесс в кварц-карбонатных прожилках, иногда с халцедоном. В целом в ранних ассоциациях преобладают карбонаты Fe и Mg (сидерит, карбонаты доломит-анкеритового ряда), а в поздних ассоциациях присутствует в основном кальцит.

Отдельные сведения о составе карбонатных минералов месторождения Дарасун можно найти в ря-

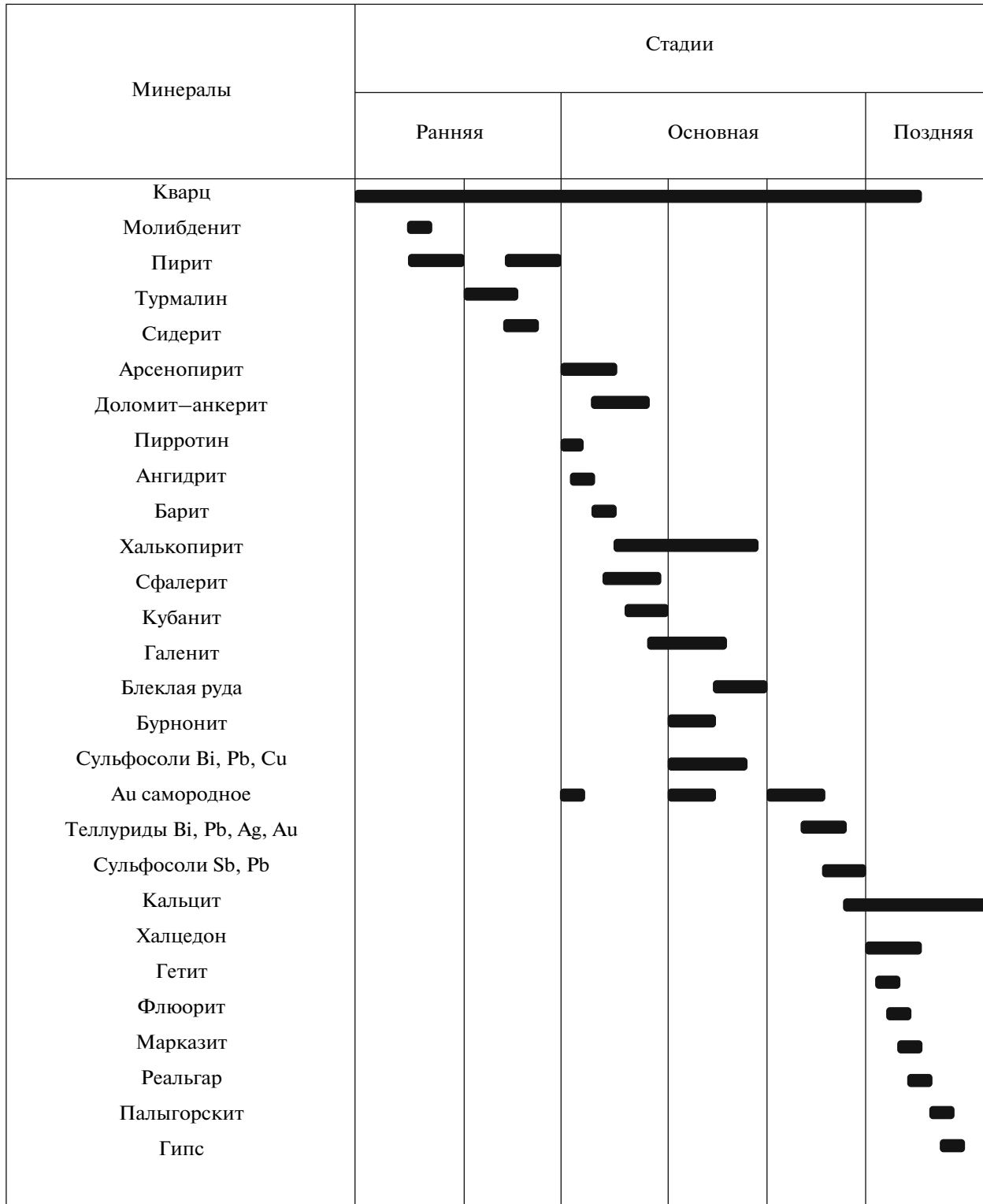
де работ (Сахарова, 1968, 1972; Тимофеевский, 1972; Генералов, 1990 и др.). Опубликована одна работа, специально посвященная карбонатным минералам месторождения (Спиридонов и др., 2008).

Нами изучены карбонатные минералы из всех наиболее крупных жил месторождения, расположенных как в центральной части, около центрального штока гранодиорит-порфиров, так и по периферии. В целом были изучены все типы карбонатных минералов из главных рудных жил по всей площади месторождения (табл. 1), а по глубине – от 80 до 717 м. Образцы в основном были собраны при многолетних исследованиях месторождения экспедициями ИГХ СО РАН и ИГЕМ РАН. Некоторые образцы карбонатов из жил Эповская, Женевская и Западная предоставил для исследований Г.А. Юргенсон, а из жил Пирротиновая и Медведевская – Н.Н. Кривицкая. Химический состав карбонатных минералов был изучен в 28 образцах (220 анализов). Содержания РЗЭ были определены в 31 образце карбонатных минералов. Анализ изотопного состава кислорода и углерода выполнен для 70 образцов различных карбонатов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При предварительном исследовании карбонатов под микроскопом в прозрачных и полированных шлифах изучалась степень однородности карбонатов, а затем методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), – для выявления редкоземельных минералов как возможных концентраторов РЗЭ.

Количественное определение химического состава карбонатных минералов выполнялось на рентгеноспектральном микроанализаторе “Самбах SX-100” (аналитик – Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН). Ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – 30 мА. Измерения проводились по следующим аналитическим линиям: CaK_{α} , MgK_{α} , FeK_{α} , MnK_{α} , ZnK_{α} , PbM_{α} . Диаметр зонда 1–5 мкм. Предел обна-



Фиг. 2. Обобщенная схема последовательности отложения минералов в рудных жилах месторождения Дарасун (Ляхов, 1975, с дополнениями).

руждения 0.02 мас. %, ошибка измерений для основных компонентов ± 2 отн. %, для элементов-примесей значительно больше (~20 отн. %). Для процедуры коррекции использованы PAP-поправки.

Анализ РЗЭ в карбонатах методом ICP-MS производился после их полного растворения в кислотах. Для разложения минералов использовали смесь соляной и азотной кислот. Навеску пробы

Таблица 1. Характеристика образцов, изученных разными методами

№ п.п.	№ пробы	Жила, горизонт, м	Характеристика пробы	Состав		РЗЭ		Изотопный состав С, О*	
				Самебах SX-100	РФА	ICP MS	INAA	1	2
Карбонаты рудных жил									
1	1185	Лебедевская II, 210	Сидерит продуктивный	X		X		X	
2	90	Майская, 335	Кутнагорит продуктивный	X					
3	2089	Лагуновская, 646	Доломит продуктивный	X		X		X	
4	1089	Главная, 685	»	X				X	
5	597	Нагорная IV, 109	»						X
6	170	Нагорная III, 160	Доломит ранний	X		X		X	
7	1173	Нагорная IV, 210	Доломит продуктивный	X		X	X	X	
8	1182	»	»			X	X	X	
9	775	Нагорная IV, 260	»	X					X
10	1203	Юбилейная, 210	Доломит ранний	X		X	X		X
11	1195	Лебедевская II, 210	Доломит продуктивный	X		X	X	X	
12	1197	»	»			X	X	X	
13	1144	Лебедевская II, 260	»						X
14	1141	»	»						X
15	1160	»	»			X	X	X	
17	1117	»	»			X	X	X	
18	208	Лебедевская, 360	»						X
19	194	»	»	X				X	
20	250	»	»			X	X	X	
21	254	»	Карбонат продуктивный			X	X	X	
22	246	»	Доломит продуктивный			X	X	X	
23	1036	156, 260	»			X	X	X	
24	7585	Разведочная, 160	»	X				X	
25	5д85	»	»	X					X
26	86	»	»						X
27	4385	»	»						X
28	316	Санниковская, 335	»	X				X	
29	1889	Санниковская, 310	»	X				X	
30	3085	III. 14, 160	»	X				X	
31	10	Эповская, 617	»	X					X
32	110ВП	Свинцовая, 85	»	X				X	
33	103	2 Юго-Западная, 667	»			X	X	X	
34	6в89	Июньская, 335	Доломит продуктивный	X					
35	7	Пирротиновая, 435	Доломит	X		X		X	
36	8	»	»	X		X		X	
37	19	2 Электрическая, 385	Доломит продуктивный	X		X		X	
38	8505	Удачная, 485	»					X	
39	6801	»	»					X	
40	564	Лебедевская II, 109	Кальцит продуктивный						X
41	1199	Лебедевская II, 210	»			X	X	X	
42	1128	Лебедевская II, 260	»			X	X	X	
43	1143	»	»						X
44	1119	»	»			X	X	X	
45	234	Лебедевская, 360	»				X		X
46	236	»	»			X	X	X	
47	180	»	»						X

Таблица 1. Окончание

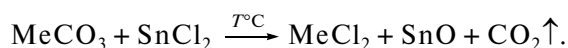
№ п.п.	№ пробы	Жила, горизонт, м	Характеристика пробы	Состав		РЗЭ		Изотопный состав С, О*	
				Самебах SX-100	РФА	ICP MS	INAA	1	2
48	1169	Нагорная IV, 210	»	X		X	X	X	
49	1106	Нагорная IV, 260	»			X	X	X	
50	1107	»	»			X	X	X	
51	1097	»	»					X	
52	201	Разведочная, 160	»						X
53	239	156, 360	»					X	
54	239a	»	»						X
55	522	Ш. Северная, 109	»						X
56	1589	Июльская, 435	»					X	
57	Зв89	Удачная, 435	»						X
58	Ш289	Искра, 646	»						X
59	71	Медведевская, 585	»					X	
60	887	»	»					X	X
61	9305	Майская, 335	»					X	
62	111ф	Улыбка, 667	»	X		X	X	X	
63	1116	»	»	X		X	X	X	
64	122	Улыбка, 717	»	X					
65	1д87	Санниковская, 360	Кальцит поздний	X		X	X		
66	2д87	»	»	X			X		
67	3д87	»	»			X	X		
68	4д87	»	»			X	X		
69	5д87	»	»			X	X		
70	5в89	»	»						X
71	245	Западная, 385	»	X					
72	289	»	»	X					
73	329	»	Кальцит продуктивный	X					
74	1ш87	Западная, 435	Кальцит поздний	X					
Породы									
75	72	Алофиза Удачной, 435	Березитизированные гранитоиды		X	X	X		
76	73	»	»		X	X	X		
77	106	2 Юго-Западная, 667	Измененные габбро		X	X	X		
78	107	»	»		X	X	X		
79	120	Улыбка, 717	»		X	X	X		
80	121	»	»		X	X	X		
81	6501	Поверхность, юго-западное тело	Эксплозивные брекчии		X	X	X	X	X
82	56	Западный фланг, падь Дорожная	Габбро с магнетитом		X	X	X		
83	62	»	Оливиновое габбро меланократовое		X	X	X		
84	63	»	Оливиновое габбро, полосчатое, лейкократовое		X	X	X		
85	64	»	»		X	X	X		
86	254м	Лебедевская II, 360, керн	Гранодиорит-порфиры массивные, с биотитом		X	X	X		
87	101	Центральный шток, поверхность	»		X	X	X		
88	61	Западный фланг, падь Дорожная	Бурое стекло с флюидалностью		X	X	X		
89	69	Восток Теремкинского месторождения	Обсидиан		X	X	X		

Примечание. * 1 – солевой метод разложения карбонатов; 2 – классический метод (в ортофосфорной кислоте).

50 мг помещали во фторопластовый бюкс, обрабатывали 2 мл разбавленной (1 : 1) соляной кислоты и выдерживали в течение 10 мин на холоду. Для полного удаления фтор-иона к осадку в бюксе приливали 2 мл концентрированной азотной кислоты и выпаривали на плитке досуха. Полученный сухой остаток растворяли в 5% азотной кислоте, переводили на объем 50 мл и затем выполняли анализ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, аналитик – С.А. Горбачева, ИГЕМ РАН) на приборе “PLASMA QUAD” английской фирмы VG Instruments. Минимальный предел обнаружения РЗЭ составляет 0.0п г/т.

Часть проб была проанализирована методом нейтронной активации (INAA). Пробы (навеска 100 мг) запаивались в полиэтиленовую пленку (полиэтилен марки ВД) и упаковывались в фильтровальную бумагу и алюминиевую фольгу. В качестве эталонов использовались образцы горных пород и руд стандартного состава (СГД-1а, СГ-1а, СТ-1а, РУС-4 (Россия), КН, GM, ТВ, ВМ (Германия)), которые упаковывались аналогично. Для исключения возможных загрязнений от упаковки и учета вклада продуктов деления урана в партию проб и эталонов добавлялись пустая полиэтиленовая упаковка и чистая соль урана. Облучение проб и эталонов производилось на реакторе ИРТ (МИФИ) в течение 15–17 ч в потоке 1×10^{13} н/см² с. После облучения пробы и эталоны освобождались от фильтровальной бумаги и алюминиевой фольги и перепакуются в неактивный материал. Измерение наведенной активности производилось в ИГЕМ РАН (аналитик – А.Л. Керзин) одновременно на двух γ -спектрометрах: 1) анализатор 919+GEM45190 ORTEC (HPGe коаксиальный детектор, диапазон измеряемых энергий 100–1800 КэВ, разрешение 1.8 КэВ по линии 1332 КэВ) и 2) анализатор 919+GLP25300 ORTEC (HPGe планарный детектор, диапазон энергий 50–160 КэВ, разрешение 520 эВ по линии 121.8 КэВ). Измерения проводились в два этапа: 1) на 7–10 день после облучения (определялись содержания или пределы обнаружения La, Nd, Sm, Lu); 2) на 25–30 день после облучения (определялись Ce, Eu, Tb, Yb). Обработка измерений проводилась с помощью программного пакета “ASPRO-NUC” (ГЕОХИ РАН).

Для анализа изотопного состава углерода и кислорода карбонатов использовали солевой метод их разложения (Устинов, Стрижов, 1976) с последующим изотопным анализом CO₂ на масс-спектрометре “МИ-1201” в изотопной лаборатории ЦНИГРИ (аналитик – С.Г. Кряжев). Сущность метода заключается в применении в качестве реагента хлорида олова, который сплавляют при температуре 300°C с исследуемым образцом породы или минерала в вакуумированных ампулах. При данной реакции обеспечивается 100 %-ный выход двуокиси углерода из карбонатов любого состава:



В каждую серию проб включали несколько ампул со стандартным образцом карбоната (КН-2, аттестованные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 1.97$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} + 27.8\text{‰}$).

Часть проб разлагали по классической методике 100%-ной фосфорной кислотой при температуре 75°C. Сопоставление данных, полученных разными методами, показало их полную сходимость в пределах погрешности анализа ($\pm 0.2\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и $\pm 0.4\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$).

Анализ воды и газовой составляющей флюидных включений производился на газовом хроматографе “Цвет-100” из навесок кварца весом 0.5 г фракции 0.5–0.25 мм в ЦНИГРИ (аналитик – Ю.В. Васюта) по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2003). По этим данным рассчитывались концентрации газов в гидротермальном растворе.

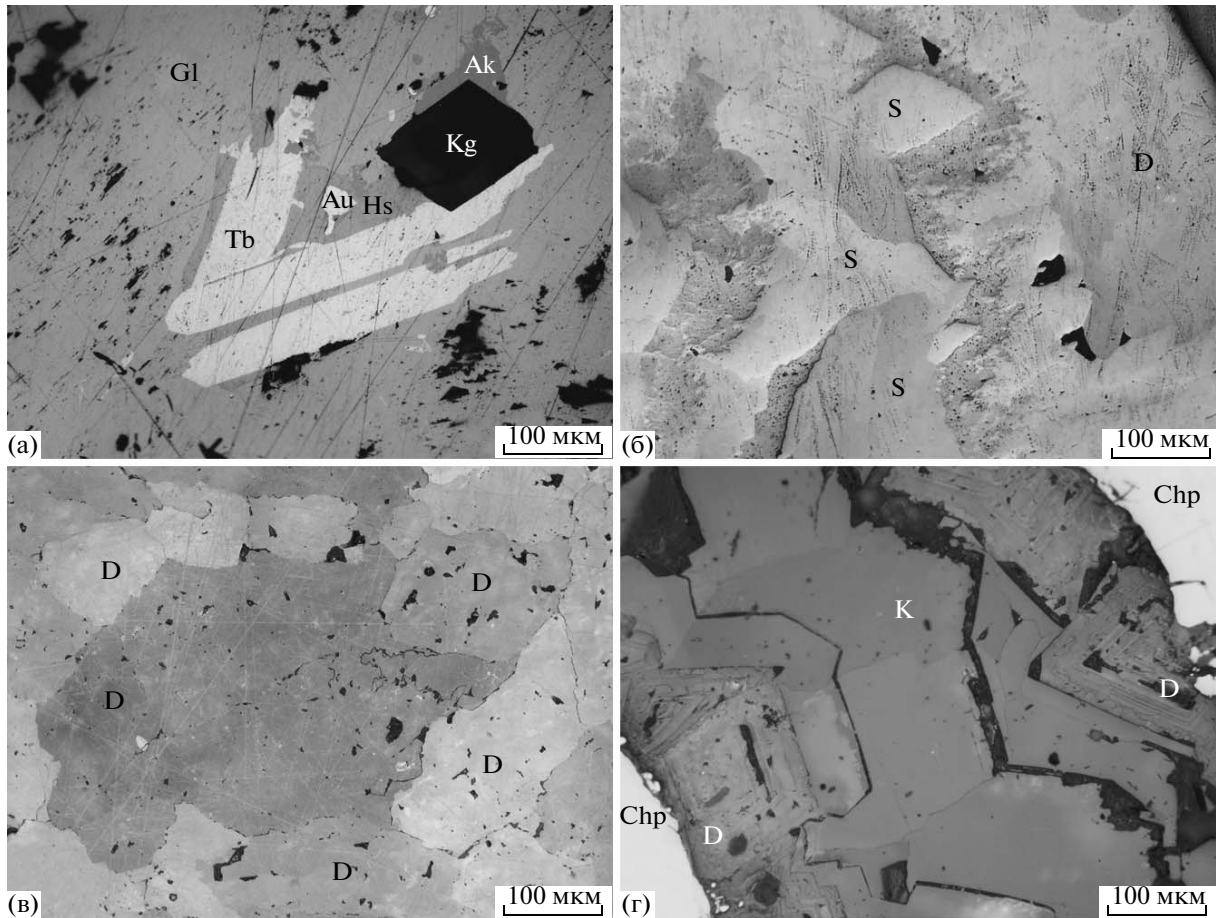
СОСТАВ КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Изучение состава карбонатов показало, что наиболее распространены в рудах месторождения Дарасун минералы ряда доломит–анкерит, а также кальцит (табл. 2). Кроме того, в отдельных пробах были обнаружены сидерит и кутнагорит.

Кутнагорит (впервые для месторождения) обнаружен в жиле Майская в ассоциации с галенитом, теллурувисмутитом, гесситом, петцитом и самородным золотом (фиг. 3а). Он содержит (мас. %): 19.1–14.8 MnO, 6.2–3.5 FeO, 4.9–4.2 MgO и 29.0–22.3 CaO, а также следы SrO, PbO, ZnO и BaO.

Сидерит встречен в жиле Лебедевская II в ассоциации с железистым турмалином, пиритом и кварцем. Сидерит обрастается карбонатами доломит–анкеритового ряда (фиг. 3б). Он содержит (мас. %): 50.2–44.5 FeO, 13.0–8.3 MgO, 2.9–2.3 CaO, 1.5–1.0 MnO и следы SrO, PbO, ZnO и BaO (табл. 2).

Карбонаты доломит–анкеритового состава встречаются в ассоциациях с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, самородным золотом, сульфосолями и теллуридами висмута. Эти минералы образуют агрегаты зерен (фиг. 3в) либо зональные кристаллы с разными соотношениями железа и магния в разных зонах. Содержание железа и магния в них изменяется (мас. %) непрерывно соответственно от 2.1 до 18.9 FeO и от 2.3 до 21.4 MgO (фиг. 4). В их составе обнаружены (мас. %): 7.8–0.0 MnO и следы SrO, PbO, ZnO и BaO. Как правило, концентрация железа в минералах доломит–анкеритового ряда из одной жилы уменьшается от ранних ассоциаций к поздним, и завершает процесс минералообразования кальцит (фиг. 3г). При просмотре карбонатов с использованием сканирующего электронного микроскопа только в одном образце (из 70 проанализированных) доломита (из жилы Разведочная) был обнаружен монацит. В



Фиг. 3. Карбонаты рудных жил месторождения Дарасун (полированные шлифы).

а – кутнагорит (Kg) в ассоциации с галенитом (Gl), теллуrowисмутитом (Tb), гесситом (Hs), айкинитом (Ak) и самородным золотом (Au); б – на сидерит (S) нарастают карбонаты серии доломит–анкерит (D); в – ранние незональные зерна карбонатов серии доломит–анкерит (D); г – прожилок карбонатов в халькопирите (Chp), в котором на зональные кристаллы карбонатов серии доломит–анкерит (D) нарастает кальцит (K).

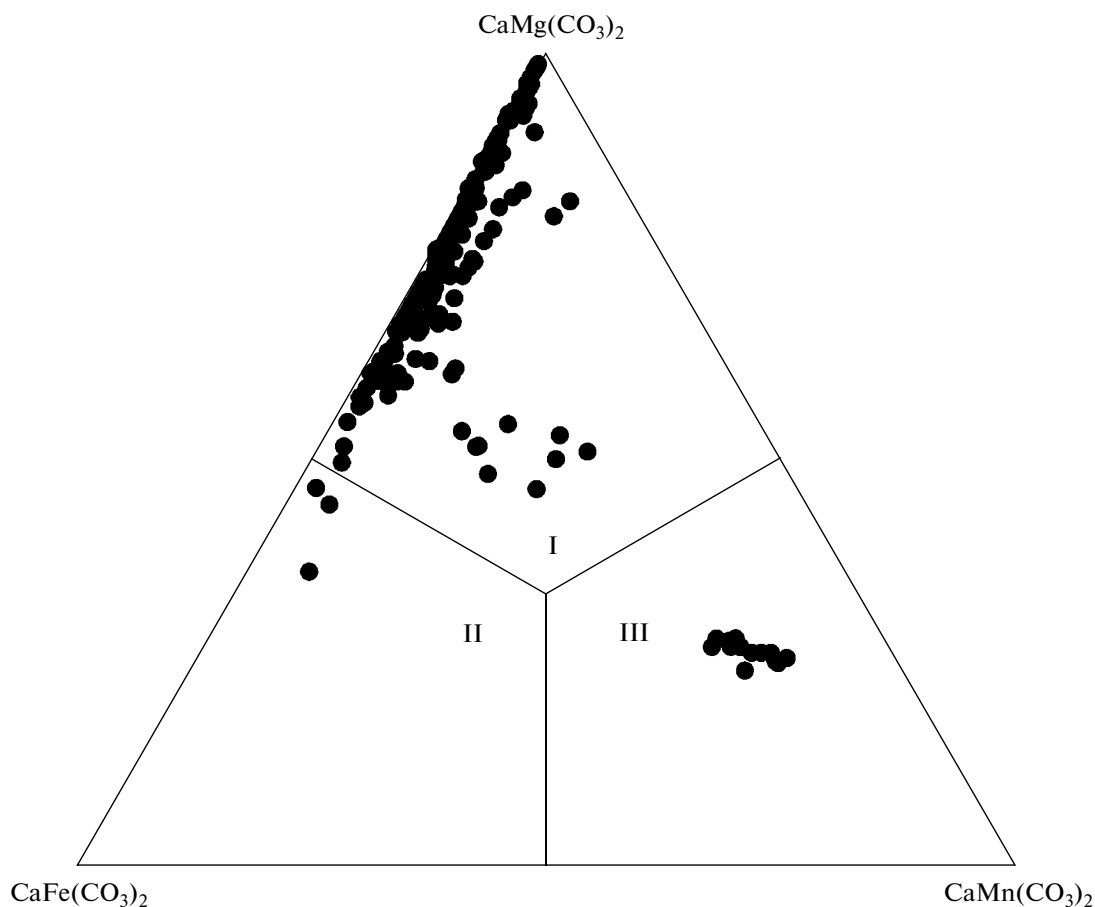
остальных образцах карбонатов не было обнаружено вростков или включений минералов, содержащих редкие земли. Поэтому можно считать, что концентрации РЗЭ, приводимые в статье, соответствуют их содержанию в карбонатных минералах.

Кальцит является одним из поздних минералов и ассоциирует либо с карбонатами доломит–анкеритового ряда, блеклыми рудами, сульфосолями и теллуридами висмута, либо встречается в пострудной кварц–кальцитовая ассоциация. Он содержит (мас. %): 2.5–0.02 FeO, 0.59–0.0 MgO, 2.05–0.11 MnO и следы SrO, PbO, ZnO и BaO.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В КАРБОНАТАХ

Результаты исследования концентраций РЗЭ в сидерите, карбонатах доломит–анкеритового ряда и кальците рудных жил, а также в слабоизмененных рудовмещающих ультраосновных и основных породах, в околорудных измененных породах и мезозойских кислых субвулканических породах приве-

дены в табл. 3–5. Наблюдаются широкие вариации содержаний всех РЗЭ в карбонатах, а также их суммарной концентрации (Σ РЗЭ) от 2.8 до 390 г/т. При этом карбонаты различного состава в разной степени обогащены РЗЭ. Относительно небольшие концентрации Σ РЗЭ установлены в карбонатах доломит–анкеритового ряда: от 2.8 до 73 г/т. Наиболее высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в жилах Лебедевская и Лагуновская. Для сидерита получено одно значение Σ РЗЭ – 133 г/т. Самые высокие концентрации Σ РЗЭ выявлены в кальците: от 17.6 до 390 г/т, причем максимальные значения Σ РЗЭ обнаружены в минерале из жил Санниковская, Лебедевская II и Нагорная IV. Статистические параметры вариаций содержаний Σ РЗЭ в кальците и сидерите приведены в табл. 3. Сравнение концентраций некоторых РЗЭ, полученных методом ICP-MS, с концентрациями в тех же пробах, полученных методом INAA, показало их хорошую сходимость (фиг. 5), свидетельствующую о надежности определения концентраций РЗЭ.



Фиг. 4. Состав карбонатов серии доломит–анкерит и кутнагорита из рудных жил месторождения Дарасун, мас. %.
I – доломит; II – анкерит; III – кутнагорит.

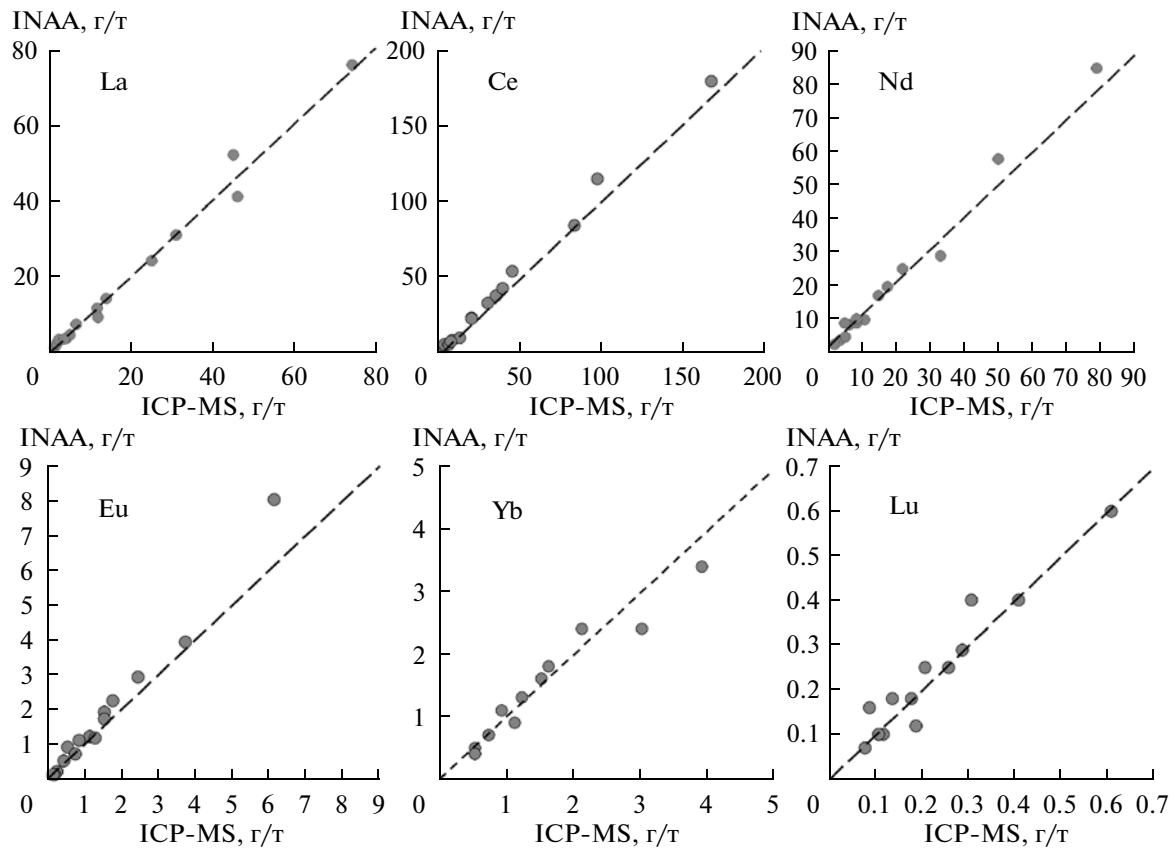
Резкое обогащение $\Sigma P3Э$ кальцита относительно карбонатов доломит-анкеритового ряда может быть обусловлено кристаллохимическими особенностями изоморфизма P3Э. Для карбонатов доломит-анкеритового ряда и кальцита этот аспект практически не изучен, однако похожая картина была установлена для хлоритов и турмалинов оловорудных месторождений (Бортников и др., 2008). Косвенное подтверждение этого предположения – разнонаправленный характер зависимости содержаний Mn от величины $\Sigma P3Э$ для разных карбонатов (фиг. 6).

В то же время анализ изменения $\Sigma P3Э$ в зависимости от концентрации FeO в карбонатах доломит-анкеритового ряда и кальците показывает, что в ходе рудоотложения наблюдается отчетливая тенденция к росту значений $\Sigma P3Э$ от ранних магнезиально-железистых карбонатов к позднему кальциту (фиг. 7). Это может быть связано с изменением физико-химических условий и состава рудообразующего флюида. Имеющиеся данные позволили построить схемы распределения в пространстве концентраций P3Э в доломите (фиг. 8а) и кальците (фиг. 8б) для централь-

ной части месторождения. Из них видно, что максимальные содержания $\Sigma P3Э$ в минералах серии доломит–анкерит тяготеют к центральному штоку гранодиорит-порфиров (в районе жилы Лебедевская), а также к северо-восточной части месторождения, возможно, указывая на подводящие каналы рудообразующего флюида. Максимальные содержания $\Sigma P3Э$ также обнаружены в кальците из центральной части (жила Лебедевская), и, кроме того, еще два максимума в районе жил Нагорная IV и Санниковская, что может быть связано со смещением интенсивной гидротермальной деятельности поздних стадий к юго-востоку рудообразующей структуры. Это согласуется с общей минералого-геохимической зональностью месторождения, описанной выше.

Надо отметить, что наши данные о содержаниях P3Э в карбонатах расходятся с выводами работы (Спиридонов и др., 2008) об аномально низких содержаниях редких элементов в карбонатах рудных жил месторождения Дарасун.

Нормированные на хондрит (Boynnton, 1984) спектры распределения P3Э в карбонатах, как правило, имеют довольно плоскую форму (фиг. 9).



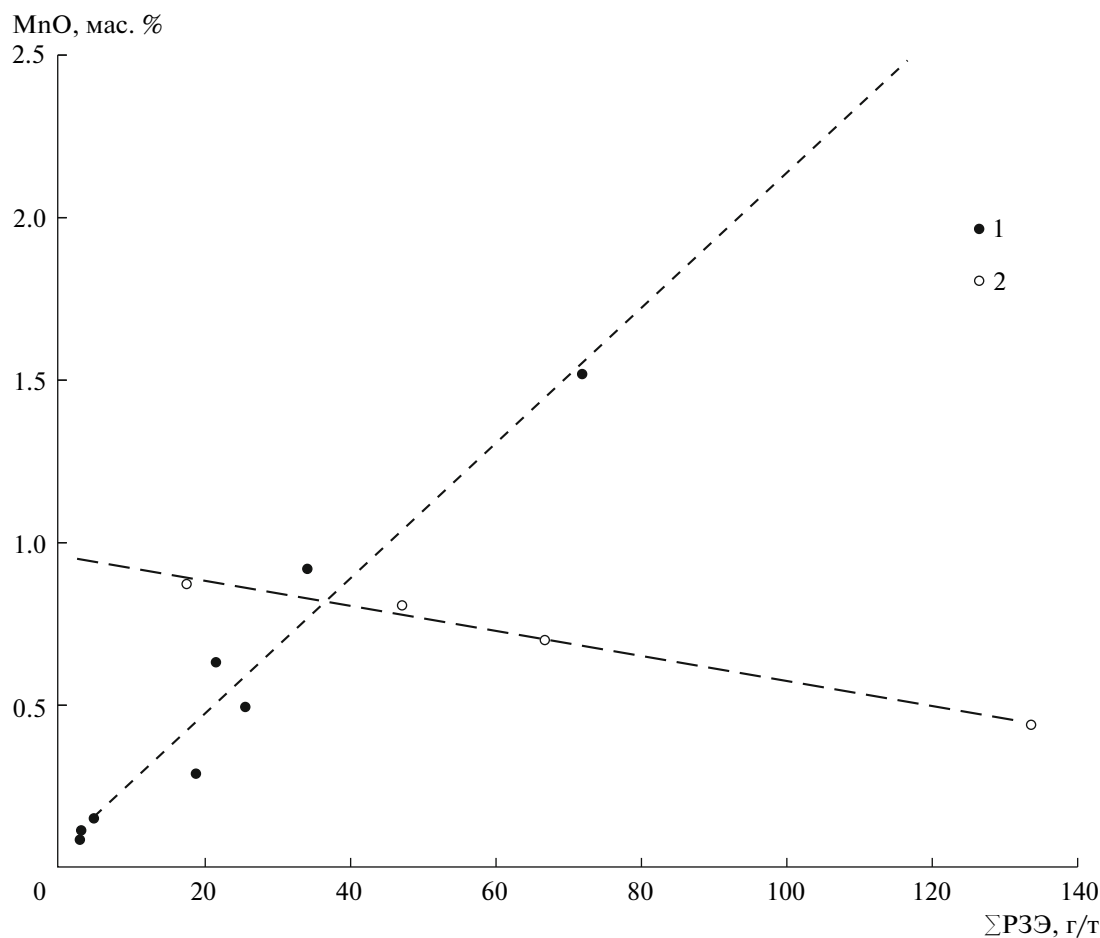
Фиг. 5. Сравнение анализов различных РЗЭ методами ICP-MS и INAA.

Положительные аномалии европия проявлены на спектрах сидерита (фиг. 9а), на многих спектрах карбонатов доломит-анкеритового ряда (фиг. 9б) и на некоторых – кальцита (фиг. 9в). В целом все карбонаты рудных жил несколько обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ.

В измененных березитизированных и лиственизированных околорудных гранитоидах и габброидах установлены слабые отрицательные аномалии европия с нормализованными на хондритовые (Boynnton, 1984) отношения Eu и Sm (Eu/Sm_N) от 0.5 до 0.8 при концентрациях Σ РЗЭ от 52 до 121 г/т (табл. 5, фиг. 10а). Последние типичны для кислых пород амуджиканского комплекса (от 36 до 188 г/т, табл. 5), имеющих наиболее значимые отрицательные аномалии европия (до 0.3 г/т). Наоборот, для слабо измененных ультраосновных и основных пород на удалении от месторождения (падь Дорожная) характерны низкие величины Σ РЗЭ (7–49 г/т) и значительные положительные аномалии европия с величинами Eu/Sm_N от 1.2 до 5.7 (табл. 5, фиг. 10б). В гранодиорит-порфирах амуджиканского комплекса из центральной интрузии месторождения и в эксплозивных брекчиях (табл. 5, фиг. 10в, пробы 101, 254а и 6501) наблюдаются субхондритовые значения Eu/Sm_N , равные 0.7–0.8, несмотря на их расположение в центре месторождения. В то же время

в эффузивных разновидностях пород этого комплекса (табл. 5, фиг. 10в, пробы 6101 и 6901), потерявших большую часть флюидов, также выявлены заметные отрицательные аномалии европия с величинами Eu/Sm_N от 0.3 до 0.4. Положительные и отрицательные аномалии европия на хондрит-нормализованных спектрах соответственно карбонатов и метасоматически измененных пород, скорее всего, свидетельствуют о смене окислительно-восстановительного потенциала и кислотности–щелочности гидротермального флюида в процессе минералообразования. Следовательно, возможен вывод о том, что и рудообразующие флюиды, и флюиды магматических пород амуджиканского комплекса выносили европий из вмещающих пород в процессе околорудных изменений. Это согласуется с ранее отмечавшейся (Тимофеевский, 1972, и др.) парагенетической связью золотого оруденения месторождения Дарасун со становлением центрального штока гранодиорит-порфиров.

Следует отметить, что нормированные на хондрит (Boynnton, 1984) кривые распределения РЗЭ в карбонатах и вмещающих породах имеют простой линейный вид. Они не обнаруживают каких-либо признаков тетрад-эффекта, который, по представлениям ряда исследователей (Bau, 1996; Irber, 1999; Monecke *et al.*, 2002 и др.), указывает на протекание



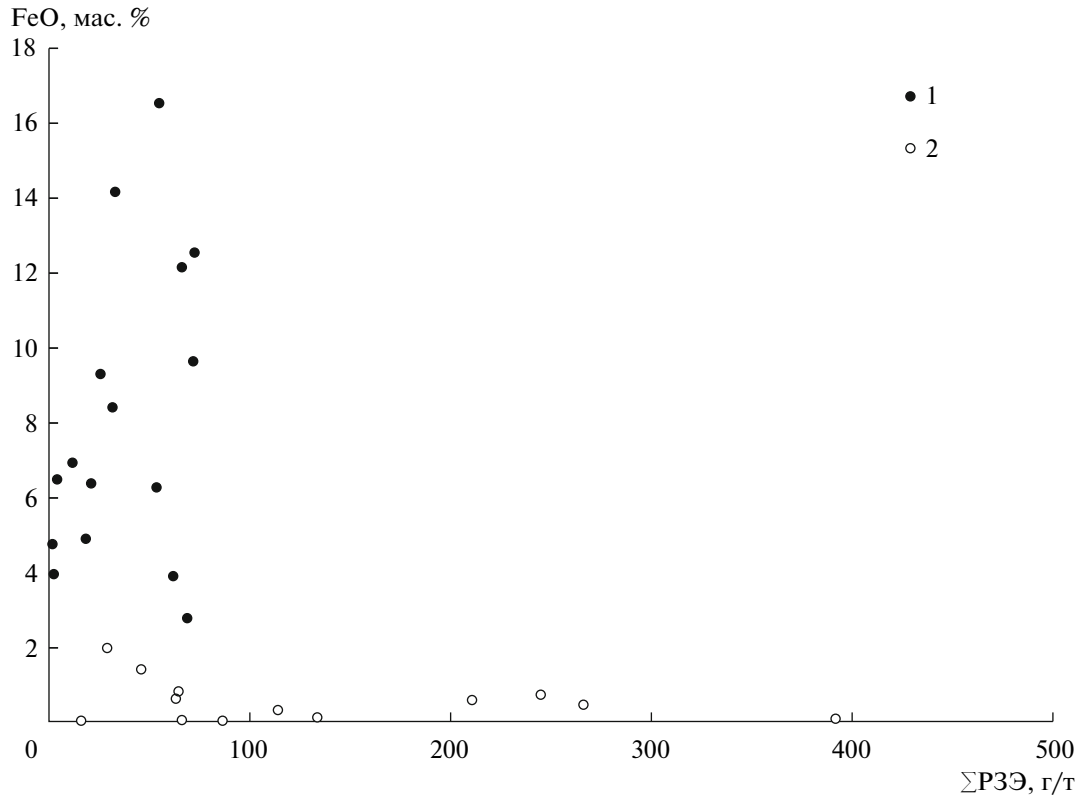
Фиг. 6. Зависимость величины $\Sigma PЗЭ$ от содержаний марганца в карбонатах серии доломит–анкерит (1) и кальците (2).

процессов значительной магматической и/или высокотемпературной флюидной дифференциации PЗЭ. Для проанализированных пород и минералов характерен отрицательный тип распределения концентраций PЗЭ, т.е. отчетливое преобладание легких PЗЭ над тяжелыми PЗЭ, в частности, выражающееся величиной отношения La/Yb. Последнее достигает наибольших значений (от 32 до 64) в мезозойских кислых субвулканических породах амуджиканского комплекса и наиболее низких значений (от 3.5 до 10.8) в слабоизмененных основных и ультраосновных породах, а для измененных околорудных пород типичны промежуточные значения отношения La/Yb от 5 до 32 (табл. 5). Для карбонатов доломит-анкеритового ряда и кальцита рудных жил выявлены весьма близкие величины отношения La/Yb, соответственно, от 3 до 24 и от 1 до 25 (табл. 3), характерные для околорудных измененных пород.

Следует подчеркнуть, что отмеченные ранее отрицательные и положительные аномалии европия в карбонатах и породах наиболее ярко проявляются на диаграмме $\Sigma PЗЭ - Eu/Sm$, рекомендованной для анализа геохимических особенностей PЗЭ

(Винокуров, 1996; Винокуров и др., 1999). На построенной диаграмме $\Sigma PЗЭ_N - Eu/Sm_N$ (фиг. 11а), в которой эти величины нормализованы на средние их значения в хондритах (Boynnton, 1984), отчетливо проявлены некоторые геохимические особенности $\Sigma PЗЭ$ в карбонатах и породах месторождения Дарасун. Аналогичная картина наблюдается и на традиционной диаграмме $\Sigma PЗЭ_N - 2Eu/(Sm + Gd)_N$ (фиг. 11б).

Во-первых, поле составов околорудных измененных пород на диаграмме практически совпадает с полем составов мезозойских кислых пород амуджиканского комплекса, а область распространения составов неизмененных габбро расположено по диагонали ниже и правее этого контура (фиг. 11), т.е. намечается отчетливая тенденция к образованию обратно пропорциональной зависимости между величинами $\Sigma PЗЭ$ и отношением Eu/Sm . Сопоставление химического состава этих пород (табл. 5) показывает, что в процессе изменения вмещающих пород гидротермальные флюиды привносили в них большие массы кремнезема и калия, а также соизмеримые в процентном отношении количества PЗЭ, за исключением европия.



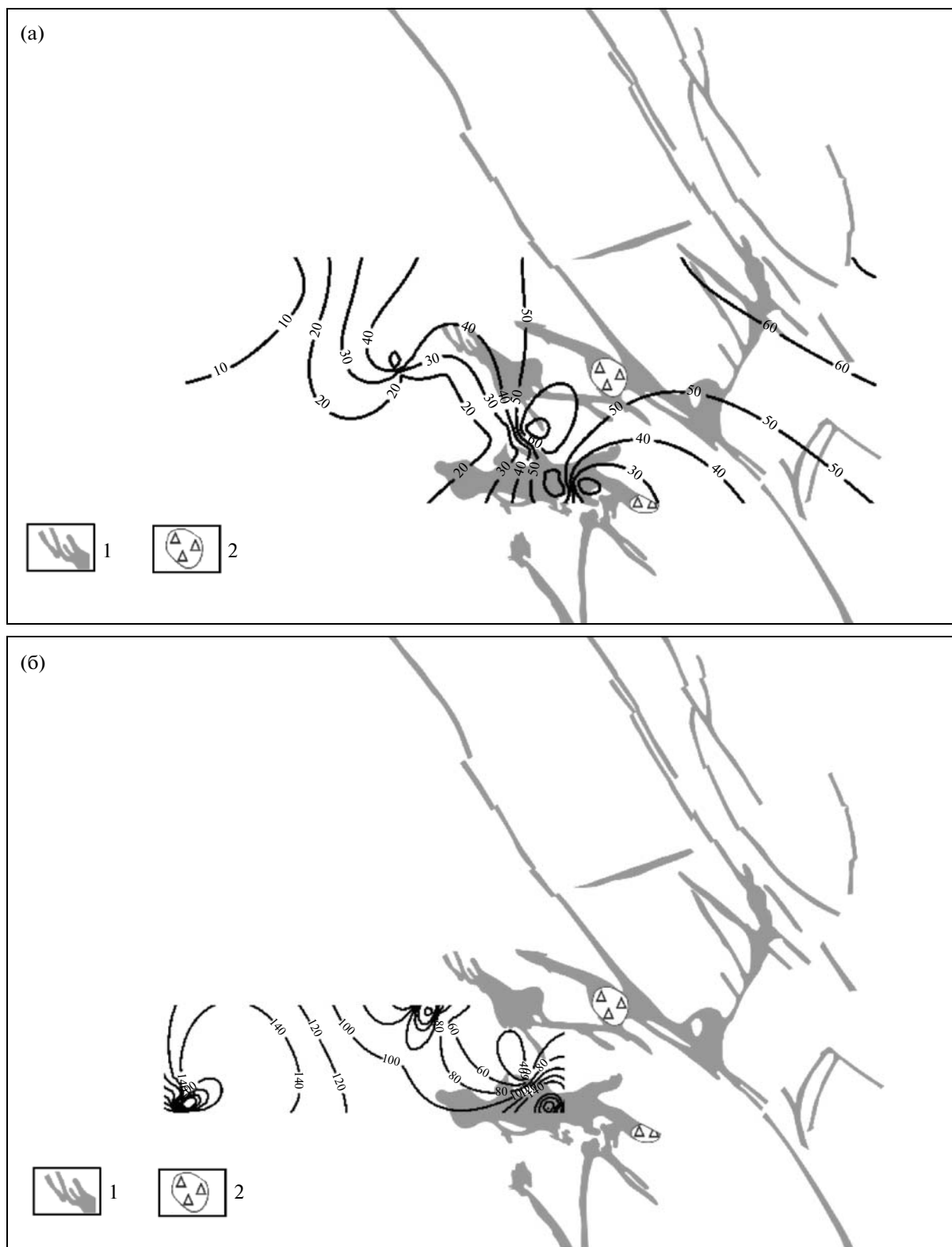
Фиг. 7. Соотношение $\Sigma PЗЭ$ и FeO в карбонатах рудных жил месторождения Дарасун. 1 – карбонаты серии доломит–анкерит; 2 – кальцит.

Это сопровождалось значительным накоплением Fe, Mg, Ca, а также европия в остаточных растворах. Термодинамические расчеты показывают, что при низких температурах в водных средах устойчивым является Eu^{3+} , а при повышенных ($250^{\circ}C$ и выше) – Eu^{2+} , при этом значительное влияние на соотношение Eu^{2+}/Eu^{3+} оказывает Eh среды (Sverjensky, 1984). Роль окислительно-восстановительного потенциала проявляется в том, что Eu^{2+} наиболее активен в восстановительной обстановке, а Eu^{3+} – в окислительной. В щелочных средах активность Eu^{2+} усиливается, а в кислых значительно уменьшается, как и концентрация PЗЭ в минералах, кристаллизующихся в этих средах. Поэтому наиболее вероятно, что подобный дефицит европия в измененных породах связан с геохимическими особенностями его поведения во флюидно-магматических системах с существенным накоплением во флюидных фазах. Это обусловлено различием в кислотно-щелочных свойствах двух- и трехвалентного европия (Sverjensky, 1984), наибольшей флюидальностью и летучестью его, что подтверждается экспериментальными данными (Жариков, Горбачев, 2004).

Во-вторых, карбонаты образуют в целом единую область, расположенную между полями околорудных измененных пород и неизменными габбро, значи-

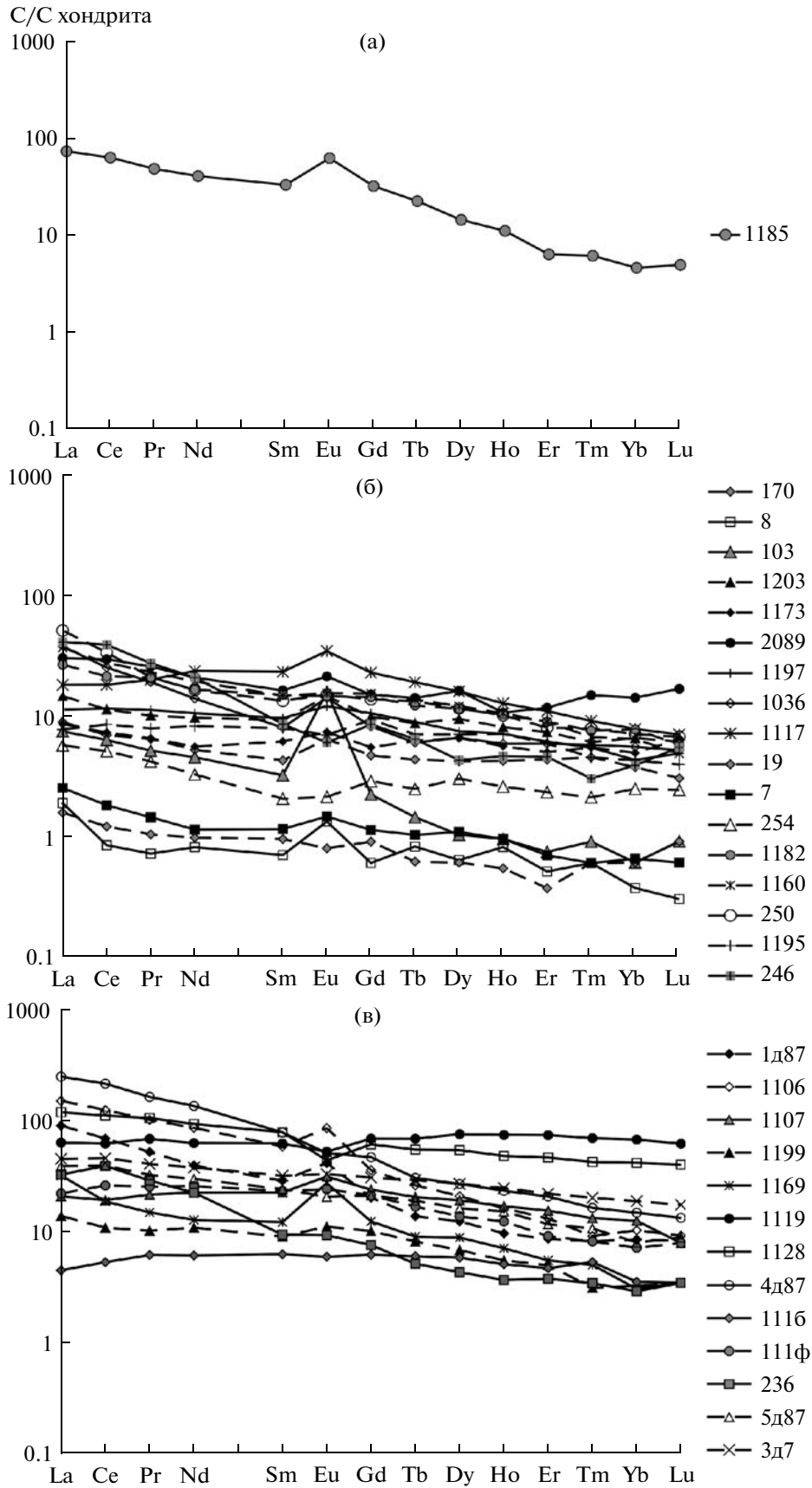
тельно захватывая площадь последних (фиг. 11). При этом нижнюю часть этой области с более низкими значениями $\Sigma PЗЭ$ составляют преимущественно ранние магнезиально-железистые карбонаты (сидерит и карбонаты доломит-анкеритового ряда), верхнюю – в основном поздний кальцит, а в средней части их поля совмещаются. Как уже отмечалось ранее, для них типичен значительный диапазон величин отношения Eu/Sm , включающий как отрицательные и положительные аномалии европия, так и субхондритовые отношения Eu/Sm_N (0.7–1.6). Кроме того, область распространения карбонатов имеет некоторую тенденцию к образованию обратно пропорциональной зависимости между величинами $\Sigma PЗЭ$ и отношения Eu/Sm , т.е. наибольшим значениям $\Sigma PЗЭ$ соответствуют наименьшие величины отношения Eu/Sm , и наоборот.

Следовательно, содержание и тип распределения PЗЭ в карбонатных минералах, имеющих промежуточный характер между околорудными изменениями и неизменными породами, очевидно, являются результатом воздействия на них гидротермальных флюидов, которые непосредственно связаны с мезозойским кислым магматизмом. Как уже отмечалось выше, в процессе прерудных изменений вмещающих пород основного состава происходило значительное обогащение гидротер-

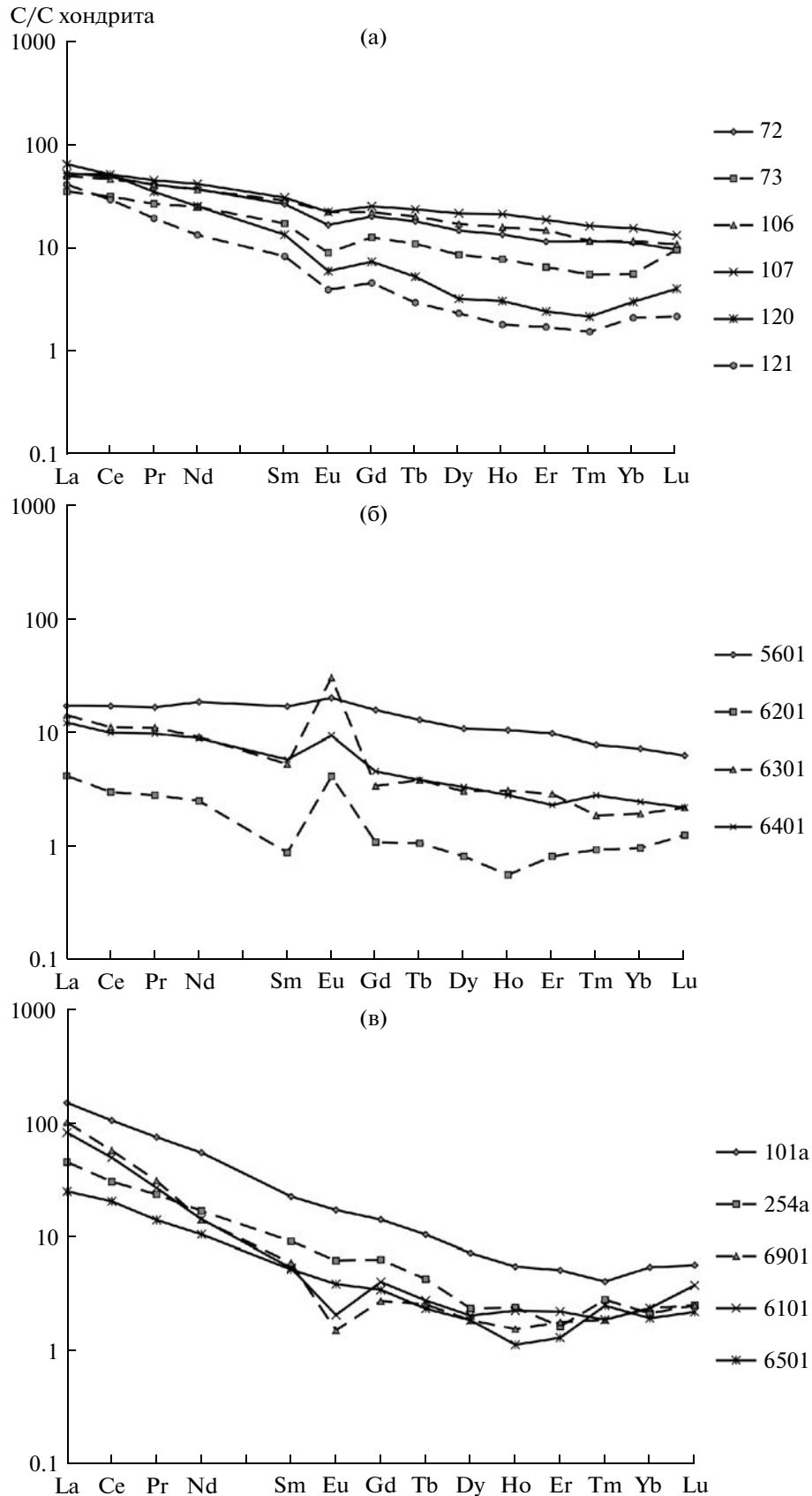


Фиг. 8. Изолинии концентраций $\Sigma P3Э$ в карбонатах серии доломит–анкерит (а) и кальците рудных жил месторождения Дарасун (б).

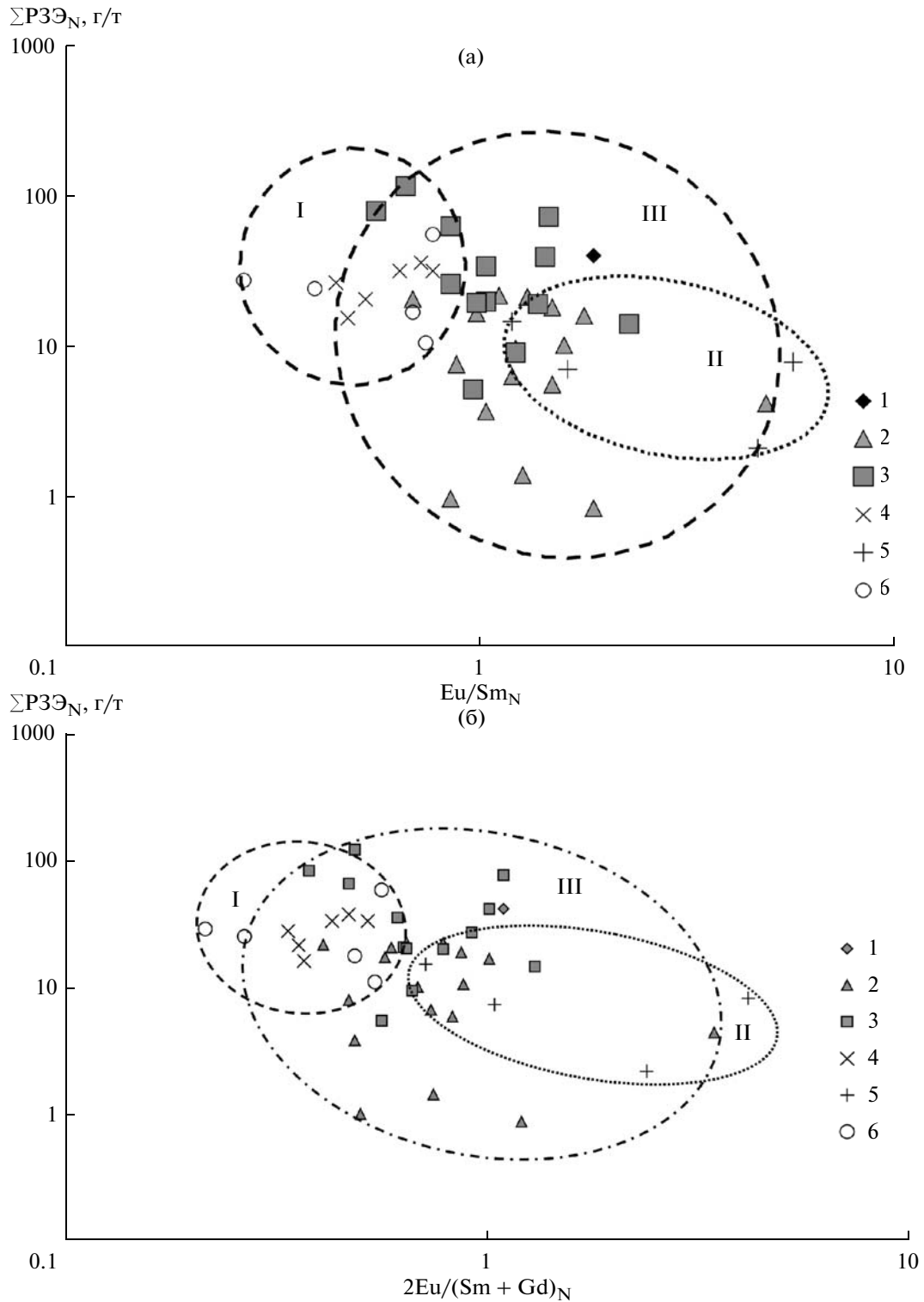
1 – тела гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса; 2 – взрывные брекчии.



Фиг. 9. Нормированные на хондрит (Boynnton, 1984) диаграммы распределения РЗЭ в сидерите (а), карбонатах серии доломит–анкерит (б) и кальците (в).



Фиг. 10. Нормированные на хондрит (Boynnton, 1984) диаграммы распределения РЗЭ в околорудных породах (а), слабоизмененных габброидах на удалении от месторождения (б) и породах амуджиканского комплекса (в): гранодиорит-порфирах (254а и 101а), эффузивах (6101 и 6901) и эксплозивных брекчиях (6501).



Фиг. 11. Нормированные на хондрит (Boynnton, 1984) диаграммы $\Sigma P3Э_N - Eu/Sm_N$ (а) и $\Sigma P3Э_N - 2Eu/(Sm + Gd)_N$ (б) для карбонатных минералов и пород месторождения Дарасун.

1 – сидерит; 2 – карбонаты серии доломит–анкерит; 3 – кальцит; 4 – околорудные измененные породы; 5 – слабоизмененные основные и ультраосновные породы на удалении от месторождения (падь Дорожная); 6 – породы амуджиканского комплекса (гранодиорит–порфиры, стекла, эксплозивная брекчия). Поля составов: I – околорудные измененные породы и субвулканические тела амуджиканского комплекса, II – слабоизмененные основные и ультраосновные породы, III – карбонаты рудных жил.

Таблица 2. Химический состав карбонатов рудных жил месторождения Дарасун, мас. %

№ образца	n	CaO	MgO	FeO	MnO	StrO	PbO	ZnO	BaO
1185	10	2.95–2.33 (2.72)	13.02–8.30 (9.76)	50.20–44.55 (48.01)	1.47–0.97 (1.25)	0.08–0.00	0.10–0.00	0.11–0.01	0.06–0.00
90	14	28.98–22.31 (25.71)	4.86–4.21 (4.46)	6.20–3.45 (4.30)	19.12–14.80 (17.09)	0.09–0.00	0.47–0.10	0.06–0.00	0.11–0.00
2089	8	28.02–27.04 (27.50)	16.42–12.31 (14.38)	11.13–7.68 (9.69)	3.52–0.37 (1.52)	0.05–0.00	0.10–0.00	0.03–0.00	0.08–0.00
1185	1	28.82	14.41	8.68	0.97	0.03	–	0.03	0.02
170	15	31.54–26.58 (28.82)	21.39–14.19 (17.63)	10.40–0.99 (4.91)	1.28–0.00 (0.29)	0.09–0.00	0.08–0.00	0.06–0.00	0.08–0.00
1173	6	29.36–27.51 (28.18)	19.90–13.40 (16.45)	11.93–1.55 (6.40)	1.31–0.13 (0.63)	0.11–0.03	0.12–0.00	0.03–0.00	0.04–0.00
1203	6	27.40–26.78 (27.09)	13.48–10.06 (11.94)	16.94–11.96 (14.17)	1.28–0.69 (0.92)	0.07–0.02	0.07–0.00	0.01–0.00	0.05–0.00
6в89	2	29.42–27.78 (28.60)	15.78–15.52 (15.65)	3.25–2.30 (2.78)	3.98–3.79 (3.89)	0.05–0.00	0.04	0.04–0.00	0.04–0.00
5д85	6	32.74–29.71 (30.68)	9.15–6.34 (7.95)	9.35–5.45 (7.11)	7.76–5.52 (6.58)	0.04–0.00	0.07–0.01	0.06–0.00	0.05–0.00
775	5	29.89–26.25 (27.53)	17.66–10.07 (13.07)	11.13–4.37 (8.49)	5.81–0.37 (3.47)	0.04–0.00	0.08–0.00	0.05–0.00	0.05–0.00
1195	5	31.50–27.87 (29.82)	15.35–11.09 (12.79)	11.73–7.93 (9.33)	0.67–0.37 (0.49)	0.06–0.00	0.13–0.00	0.09–0.00	0.08–0.00
194	5	28.83–27.33 (28.26)	18.47–13.05 (14.56)	10.92–4.74 (8.83)	1.95–0.14 (1.20)	0.03–0.00	0.04–0.00	0.22–0.00	0.05–0.00
1089	9	31.01–28.39 (29.21)	18.18–11.70 (14.90)	12.65–2.56 (7.99)	0.97–0.11 (0.56)	0.05–0.00	0.10–0.00	0.11–0.00	0.03–0.00
7585	1	33.15	17.89	2.26	0.48	0.03	–	–	–
7А	7	30.82–27.65 (28.91)	19.54–11.84 (16.64)	13.28–3.22 (6.51)	0.53–0.01 (0.15)	0.11–0.00	0.06–0.00	0.01–0.00	0.05–0.00
8	6	28.10–27.42 (27.86)	18.87–18.08 (18.57)	5.86–4.29 (4.76)	0.11–0.04 (0.09)	0.09–0.00	0.06–0.00	0.01–0.00	0.07–0.00
19	6	31.89–29.84 (31.40)	19.55–15.37 (16.38)	4.39–2.10 (3.97)	0.15–0.04 (0.12)	0.08–0.01	0.05–0.00	0.04–0.00	0.04–0.00
3085	6	29.55–26.72 (28.24)	18.31–6.76 (14.17)	18.91–4.33 (8.67)	2.41–0.35 (1.16)	0.07–0.01	0.05–0.00	0.10–0.00	0.06–0.00
10	6	45.86–28.14 (35.95)	11.74–2.31 (8.57)	11.44–5.76 (8.44)	1.18–0.37 (0.74)	0.06–0.00	0.08–0.00	0.07–0.00	0.08–0.00
110ВП	2	28.77–28.16 (28.47)	14.65–14.60 (14.63)	9.08–8.89 (8.99)	0.70–0.60 (0.65)	0.01–0.00	–	0.02–0.00	–
1ш87	2	28.63–28.60 (28.61)	15.58–13.59 (14.59)	12.08–8.74 (10.41)	0.37–0.21 (0.29)	–	–	0.05–0.01	0.06–0.00
103	4	34.74–29.89 (31.77)	10.13–7.57 (8.27)	15.38–9.85 (12.82)	1.39–0.54 (0.81)	0.14–0.03	0.04–0.00	0.04–0.00	0.10–0.02
1889	3	28.60–19.95 (25.43)	15.52–8.73 (12.09)	10.84–7.63 (9.46)	2.24–0.53 (1.56)	0.03–0.01	0.02–0.00	0.04–0.00	0.04–0.00
316	10	28.55–25.07 (27.60)	19.78–12.98 (17.23)	12.09–4.15 (7.47)	0.44–0.11 (0.25)	0.07–0.00	0.08–0.00	0.09–0.00	0.04–0.00
1169	5	55.22–54.11 (54.90)	0.08–0.00 (0.01)	2.47–0.28 (1.40)	1.63–0.18 (0.81)	0.06–0.04	0.07–0.00	0.07–0.00	0.06–0.00
239	5	55.25–54.16 (54.70)	0.30–0.13 (0.22)	0.45–0.33 (0.40)	1.66–0.92 (1.30)	0.03–0.00	0.06–0.00	0.13–0.0	0.03–0.00
245	5	56.54–54.95 (55.70)	0.40–0.04 (0.12)	1.05–0.12 (0.48)	0.82–0.25 (0.48)	0.09–0.01	0.07–0.00	0.13–0.00	0.08–0.00
289	7	55.92–54.00 (54.74)	0.55–0.10 (0.31)	1.10–0.43 (0.82)	1.30–0.50 (0.80)	0.10–0.03	0.07–0.00	0.04–0.00	0.04–0.00
103	10	55.18–47.82 (53.82)	0.30–0.05 (0.11)	2.15–1.10 (1.60)	0.95–0.46 (0.64)	0.13–0.00	0.21–0.00	0.04–0.00	0.09–0.00
1д87	4	56.07–55.18 (55.49)	0.00	0.17–0.10 (0.14)	0.50–0.34 (0.44)	0.09–0.00	–	0.02–0.00	0.04–0.00
2д87	6	55.84–53.83 (54.97)	0.19–0.02 (0.11)	0.25–0.15 (0.19)	1.67–0.82 (1.22)	0.05–0.00	0.09–0.00	0.07–0.00	0.03–0.00
111Ф	6	55.99–55.10 (55.63)	0.00	0.07–0.02 (0.04)	0.99–0.50 (0.70)	0.07–0.00	0.03–0.00	0.03–0.00	0.08–0.02
111Б	5	55.92–55.00 (55.59)	0.00	0.08–0.05 (0.06)	1.19–0.72 (0.87)	0.06–0.00	0.03–0.00	0.01–0.00	0.06–0.00
122	9	54.59–53.50 (54.23)	0.08–0.00 (0.01)	0.26–0.14 (0.18)	2.05–1.36 (1.41)	0.06–0.00	0.08–0.00	0.08–0.00	0.03–0.00
7585	9	58.80–52.97 (55.51)	0.35–0.00 (0.06)	1.08–0.26 (0.68)	0.47–0.11 (0.23)	0.04–0.00	0.01–0.00	0.07–0.00	0.03–0.00
1ш87	4	55.49–54.88 (55.21)	0.59–0.13 (0.40)	0.99–0.43 (0.77)	0.35–0.24 (0.28)	0.14–0.08	0.10–0.00	0.06–0.00	0.08–0.00

Примечание. n – количество анализов. В скобках – средние значения.

Таблица 3. Редкоземельные элементы в карбонатах месторождения Дарасун, г/т

Элементы	Доломит-анкерит															
	Сидерит		2089	103	250	1195	1197	246	254	1203	1173	1182	7	1036	1117	1160
La	22.90	9.5	2.4	16.1	2.4	3.6	12.9	1.8	4.6	2.7	8.4	0.8	11.9	5.7	11.6	
Ce	51.4	24.3	7.00	27.6	7.00	9.5	32	4.2	9.3	6.0	17.5	1.5	20.7	14.9	22.7	
Pr	5.9	3.2	1.0	2.6	1.0	1.4	3.4	0.5	1.3	0.8	2.6	0.2	2.4	2.5	2.9	
Nd	24.6	12.7	5.0	10.0	5.0	6.4	12.7	2.0	5.9	3.4	10.1	0.7	8.5	14.4	11.8	
Sm	6.5	3.2	1.5	2.7	1.5	1.9	1.7	0.4	1.8	1.2	3.0	0.2	1.6	4.6	2.9	
Eu	4.6	1.6	0.5	1.1	0.5	0.9	0.5	0.2	1.1	0.6	1.1	0.1	1.1	2.6	1.2	
Gd	8.4	4.0	2.5	3.6	2.5	2.8	2.2	0.8	2.6	1.5	3.8	0.3	2.2	6	4	
Tb	1.1	0.7	0.3	0.6	0.3	0.4	0.3	0.1	0.4	0.3	0.6	0.1	0.3	0.9	0.7	
Dy	4.7	5.3	2.3	3.8	2.3	2.5	1.4	1.0	3.1	2.2	3.8	0.4	2.2	5.2	4.0	
Ho	0.8	0.8	0.7	0.7	0.5	0.5	0.3	0.2	0.6	0.4	0.8	0.1	0.4	0.9	0.8	
Er	1.3	2.5	1.7	1.7	1.3	1.3	1.0	0.5	1.6	1.1	1.9	0.2	1.3	2.3	1.9	
Tm	0.2	0.5	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.0	0.2	0.3	0.2	
Yb	1.0	3.0	1.5	1.5	0.9	0.9	0.8	0.5	1.4	1.1	1.6	0.1	1.2	1.7	1.4	
Lu	0.2	0.6	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.02	0.2	0.2	0.2	
∑P3Э	133	72	26	73	26	32	70	12	34	22	55	4.6	54	62	66	
∑P3ЭN	41	22	8	22	8	10	21	3.8	10	6.5	17	1.4	16	19	20	
Eu/Sm	0.7	0.5	0.4	0.4	0.3	0.5	0.3	0.4	0.6	0.5	0.4	0.5	0.7	0.6	0.4	
Eu/SmN	1.9	1.3	0.9	1.1	0.9	1.2	0.7	1.0	1.6	1.2	1.0	1.3	1.8	1.5	1.0	
La/Yb	23.6	3.2	18.1	10.7	2.7	3.9	15.5	3.4	3.3	2.6	5.1	5.7	10.1	3.4	8.5	

Элементы	Кальцит															
	Доломит-анкерит		8	19	1128	1199	1169	1119	1106	4д87	1д87	1107	111Ф	1116	236	5д87
La	2.8	0.6	0.5	36	4.2	9.7	19	45	74	27	6.3	6.7	1.4	9.9	11.8	13.6
Ce	5.7	0.7	1.0	87	8.6	15	49	98	168	54	15	21	4.2	31	39	36
Pr	0.8	0.1	0.1	12.5	1.2	1.8	8.1	12	19	6.2	2.6	3	0.7	3.4	3.86	4.84
Nd	3.2	0.5	0.6	54	6.4	7.5	37	50	79	23	13	15	3.6	13	17	22
Sm	0.9	0.1	0.2	15	1.7	2.3	12	11	15	5.5	4.3	4.4	1.2	1.8	4.6	6.1
Eu	0.5	0.1	0.1	3.1	0.8	2.0	3.8	6.1	3.7	3.0	2.3	1.7	0.4	0.7	1.5	2.4
Gd	1.4	0.2	0.2	15.4	2.6	3.1	17	9	11	5.1	6.0	5.4	1.6	1.9	5.4	7.8
Tb	0.2	0.04	0.03	2.5	0.4	0.4	3.2	1.2	1.4	0.6	1.0	0.8	0.3	0.2	0.9	1.4
Dy	1.4	0.2	0.2	17	2.2	2.8	24	6.5	8.5	3.9	6.0	4.3	1.9	1.4	5.1	8.4
Ho	0.3	0.1	0.04	3.4	0.4	0.5	5.2	1.1	1.6	0.7	1.2	0.9	0.4	0.3	1.1	1.7
Er	0.9	0.1	0.1	9.5	1.0	1.1	15	2.7	4.3	1.8	3.2	1.9	1.0	0.8	2.4	4.5
Tm	0.2	0.02	0.02	1.3	0.1	0.2	2.2	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.2	0.1	0.3	0.6
Yb	0.8	0.1	0.1	8.5	0.7	0.6	13.7	2.1	3.0	1.8	2.6	1.5	0.7	0.6	1.6	3.9
Lu	0.1	0.01	0.03	1.3	0.1	0.1	1.9	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.1	0.1	0.3	0.6
∑P3Э	19	2.8	3.3	266	30	47	210	245	391	133	64	67	18	65	87	114
∑P3ЭN	5.8	0.9	1.0	81	9.2	14.3	64	75	119	41	20	20	5	20	26	35
Eu/Sm	0.6	0.7	0.3	0.2	0.5	0.8	0.3	0.6	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4
Eu/SmN	1.5	1.9	0.9	0.6	1.2	2.3	0.9	1.5	0.7	1.4	1.4	1.0	1.0	1.0	0.9	1.0
La/Yb	3.5	7.5	3.9	4.2	6.3	15.4	1.4	21.4	24.6	15.5	2.5	4.6	1.9	16.5	7.2	3.5

Таблица 4. Вариации содержаний редкоземельных элементов в карбонатах рудных жил месторождения Дарасун, г/т

Элементы	Максимум	Минимум	Среднее	Дисперсия	Среднее квадратичное отклонение	Максимум	Минимум	Среднее	Дисперсия	Среднее квадратичное отклонение
	г/т					г/т				
	Доломит–анкерит (17 проб)					Кальцит (13 проб)				
La	16	0.5	5.8	25	5.0	74	1.4	20	431	20.8
Ce	32	0.7	12.3	100	10.0	168	4.2	47	2127	46.1
Pr	3.4	0.1	1.5	1.3	1.1	19	0.7	6	30	5.5
Nd	14	0.5	6.5	22	4.7	79	3.6	26	504	22.5
Sm	4.6	0.1	1.7	1.6	1.3	15	1.2	6.5	24	4.9
Eu	2.6	0.1	0.8	0.4	0.7	6.1	0.4	2.4	2.4	1.6
Gd	6.0	0.2	2.3	2.7	1.7	15	1.6	7.1	25	5.0
Tb	0.9	0.03	0.4	0.1	0.3	2.5	0.2	1.1	0.8	0.9
Dy	5.3	0.2	2.3	2.8	1.7	24	1.4	7.1	42	6.5
Ho	0.9	0.04	0.4	0.1	0.3	5.2	0.3	1.4	2.0	1.4
Er	2.5	0.1	1.2	0.6	0.8	15	0.8	3.8	17	4.1
Tm	0.5	0.02	0.2	0.02	0.1	2.2	0.1	0.5	0.4	0.6
Yb	3.0	0.1	1.0	0.6	0.7	8.5	0.6	3.2	14	3.8
Lu	0.6	0.01	0.2	0.02	0.1	1.9	0.1	0.5	0.3	0.5
∑РЗЭ	73	2.8	36	679	26.1	390	18	134	12508	111.8

мальных растворов железом, магнием и кальцием, а также европием.

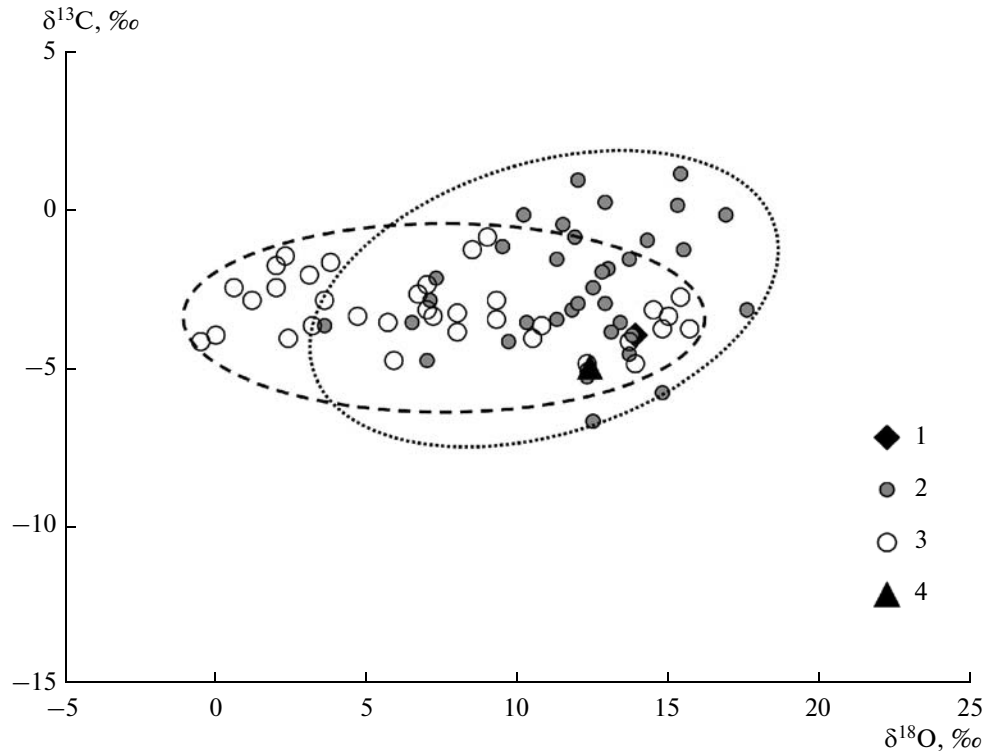
При дальнейшем снижении температуры флюидной системы, по-видимому, сначала отлагались преимущественно сидерит и карбонаты доломит-анкеритового ряда совместно с рудными ассоциациями и, нередко, с отчетливо положительными аномалиями европия. Очевидно, что на особенности распределения РЗЭ в них значимо сказывалось влияние вмещающих пород основного состава. Более поздний кальцит в основном отлагался из растворов, близких по характеру распределения РЗЭ кислым магматическим породам при слабом влиянии пород основного состава.

Таким образом, анализ поведения РЗЭ в карбонатных минералах и вмещающих породах месторождения Дарасун позволяет сделать вполне обоснованное заключение о связи рудообразующих гидротермальных растворов месторождения Дарасун непосредственно с субвулканическими гранитоидами амуджиканского комплекса. При этом следует подчеркнуть, что в данном конкретном случае возникновение положительных аномалий европия в карбонатных минералах обусловлено его повышенным содержанием в гидротермальном растворе в связи со значительным выносом европия из вмещающих основных пород при формировании околорудных изменений и, соответственно, не может служить показателем глубинно-

го нижнекорового происхождения растворов (Taylor, McLennan, 1985, 1995).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ

Данные исследования изотопного состава углерода и кислорода карбонатов приведены в табл. 6. Величины изотопного состава углерода и кислорода карбонатных минералов рудных жил месторождения зависят от состава карбонатов (фиг. 12) и связаны со временем их осаждения в ходе рудообразующего процесса. Прослеживается взаимная зависимость изменения изотопного состава углерода и кислорода и химического состава этих минералов. Для карбонатов доломит-анкеритового ряда наблюдается в целом прямая корреляционная связь между изотопными составами углерода и кислорода (т.е. облегчение изотопного состава кислорода сопровождается облегчением изотопного состава углерода). Кальцит практически не меняет изотопного состава углерода, так что при сильном разбросе величин изотопного состава кислорода среднее значение изотопного состава углерода кальцита находится около -3.0‰ (фиг. 13). Величина $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов доломит-анкеритового ряда изменяется от $+1.1$ до -6.7‰ , а кальцита – в более узком интервале, от -0.9 до -4.9‰ . Значение $\delta^{13}\text{C}$ сидерита составляет -4.0‰ , а рассеянного карбоната в эксплозивных брекчиях -5.0‰ .



Фиг. 12. Диаграмма зависимости между изотопным составом углерода и кислорода для карбонатов рудных жил месторождения Дарасун.

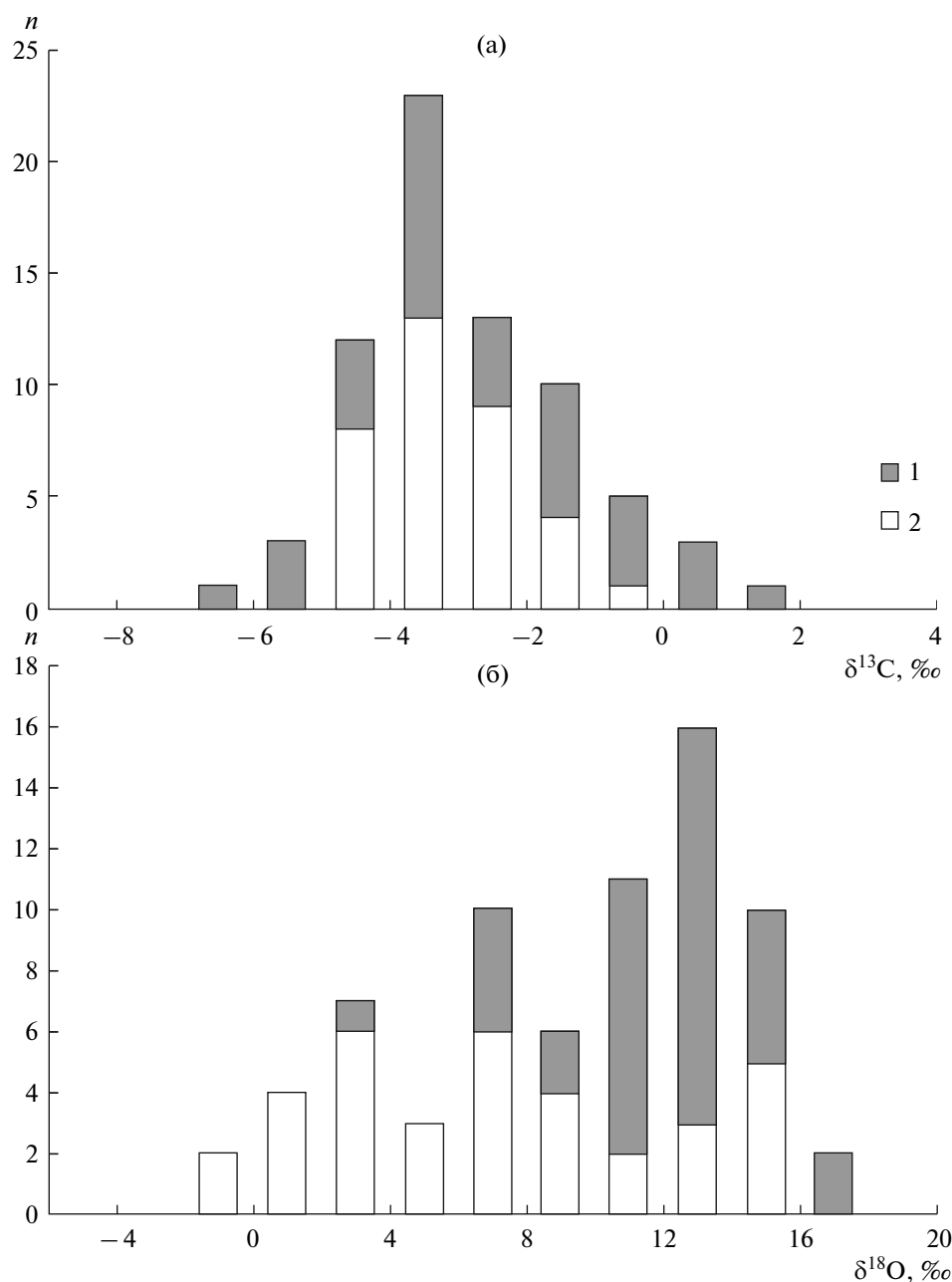
1 – сидерит; 2 – карбонаты серии доломит–анкерит; 3 – кальцит; 4 – рассеянный карбонат взрывных брекчий.

Наиболее легкий изотопный состав углерода установлен для карбонатов доломит-анкеритового ряда из жилы II Юго-Западная (–6.7‰), а кальцита – из жилы Улыбка (–4.9‰). Наиболее тяжелый изотопный состав углерода выявлен для карбонатов доломит-анкеритового ряда из жилы Пирротиновая (+1.1‰), а кальцита – из жилы Медведевская (–0.9‰). Максимальные значения изотопного состава углерода для карбонатов доломит-анкеритового ряда (фиг. 14а) выявлены вблизи центрального штока гранодиорит-порфиров (до положительных значений). Два локальных максимума этих значений обнаружены северо-западнее (жилы Нагорная IV и Пирротиновая). Минимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ сосредоточены на юго-западе – в жиле Санниковская и серии жил Юго-Западных (легче –5‰). Распределение значений изотопного состава углерода кальцита несколько иное (фиг. 14б): область максимальных значений $\delta^{13}\text{C}$ около центрального штока расширяется на северо-восток, образуя второй максимум в жиле Медведевская (тяжелее –2‰).

Величины $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов доломит-анкеритового ряда изменяются от +17.6 до +3.6‰, а кальцита от +15.7 до –0.5‰. Значение $\delta^{18}\text{O}$ сидерита составляет +13.9‰, а рассеянного карбоната в взрывных брекчиях +12.4‰. Максимум величин изотопного состава кислорода ранних кар-

бонатов доломит-анкеритового ряда на гистограмме единственный (фиг. 13) и находится около значения +14‰, в то время как у кальцита наблюдается три максимума значений $\delta^{18}\text{O}$: около +14, +7 и +3‰ (фиг. 13). Наиболее легкие значения изотопного состава кислорода карбонатов доломит-анкеритового ряда выявлены для минералов из жилы Лебедевская II (+3.6‰), а кальцита – из жилы Нагорная IV (–0.5‰), локализованных в центральной части месторождения. Наиболее тяжелые значения изотопного состава кислорода карбонатов доломит-анкеритового ряда установлены в минералах жилы Свинцовая (+17.6), а кальцита – из жилы Западная (+15.7). Главный минимум значений $\delta^{18}\text{O}$ в пространстве для карбонатов доломит-анкеритового ряда (фиг. 15а) совпадает с центральным штоком гранодиорит-порфиров (жила Лебедевская), а два локальных минимума расположены на западе (жилы Эповская и II Электрическая) и на северо-востоке (жила Футбольная). Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в кальците несколько меняется (фиг. 15б): главный минимум значений локализован около центрального штока, немного смещаясь на север (жила Нагорная IV) и запад (жилы Юго-Западные, Санниковская).

Полученные изотопные данные отличаются от ранее опубликованных (Прокофьев и др., 2000) несколько более тяжелым изотопным составом угле-



Фиг. 13. Гистограммы изотопного состава карбонатов углерода (а) и кислорода (б) рудных жил месторождения Дарасун.

1 – карбонаты серии доломит–анкерит; 2 – кальцит.

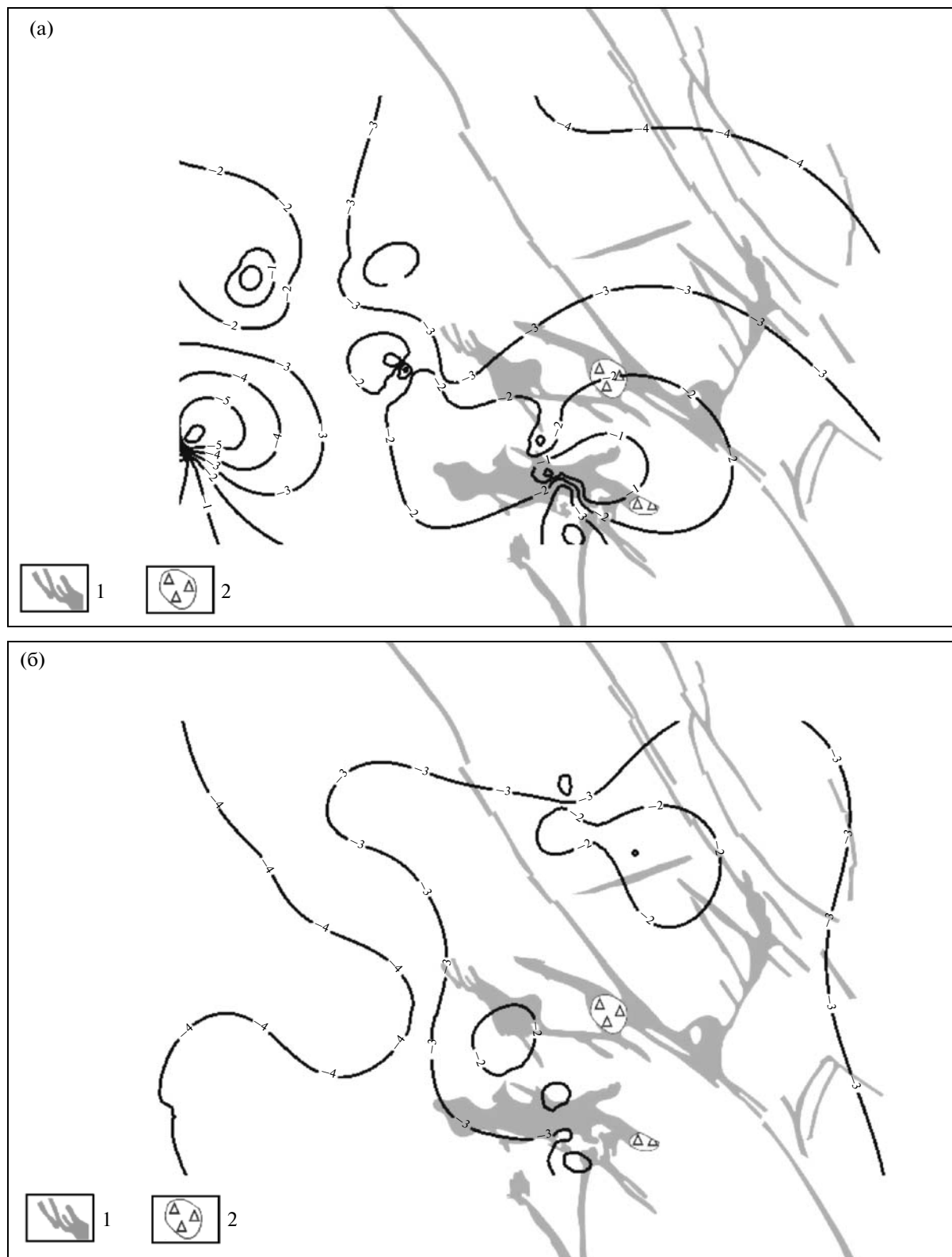
рода и несколько более легким изотопным составом кислорода, что может объясняться применением другой методики разложения карбонатных минералов. Полученные различия в изотопном составе не изменили генетические выводы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

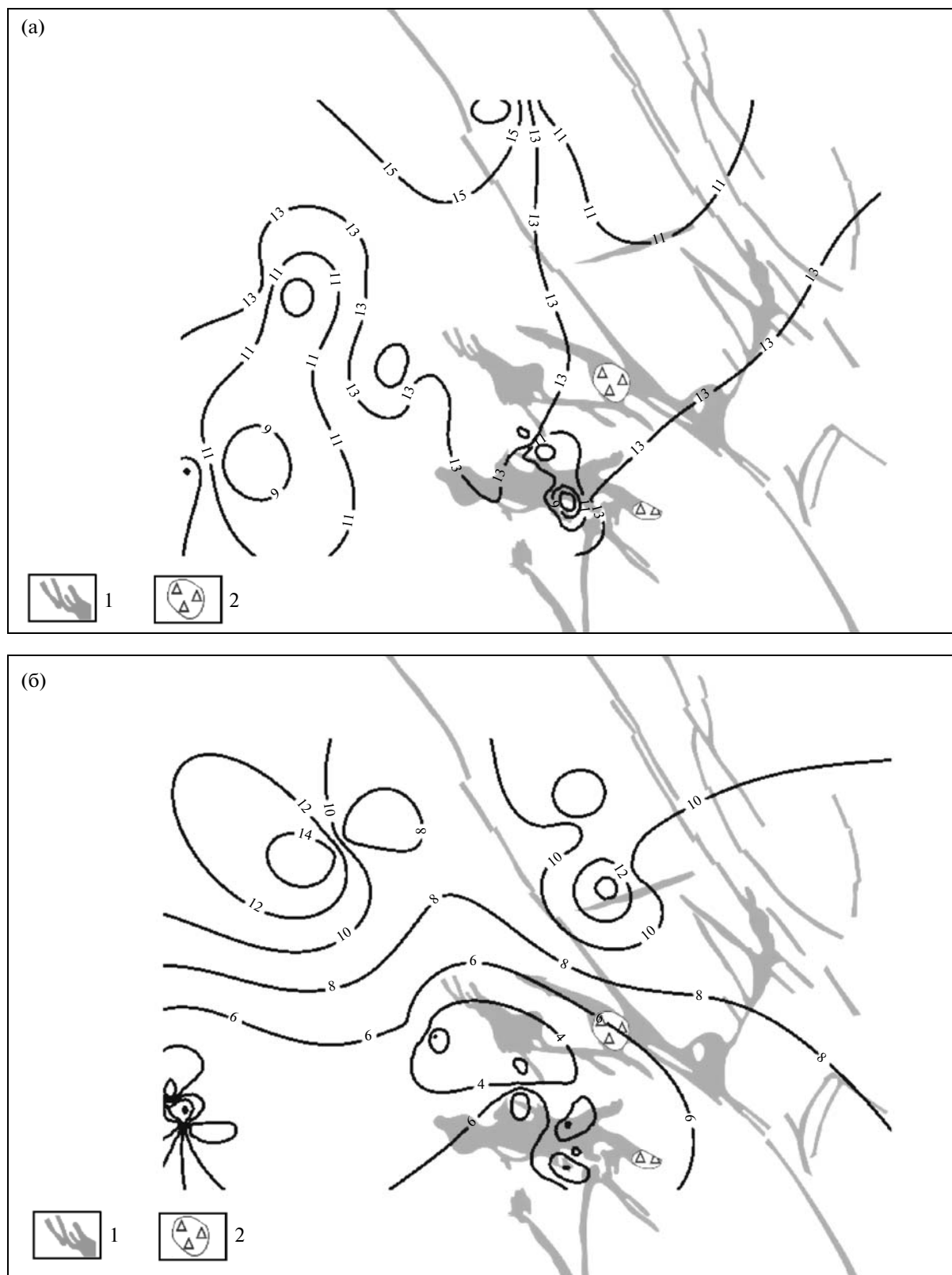
Результаты проведенных исследований свидетельствуют о закономерном изменении состава

карбонатов, РЗЭ в них и изотопного состава углерода и кислорода карбонатов в пространстве и во времени в рудообразующей гидротермальной системе месторождения Дарасун. Полученные новые данные по составу карбонатных минералов основных рудных жил месторождения позволяют оценить вариации изотопного состава углерода и кислорода флюидов в процессе рудоотложения.

Температурный интервал формирования магнезиально-железистых карбонатов оценивается от



Фиг. 14. Изолинии $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах серии доломит–анкерит (а) и кальците рудных жил месторождения Дарасун (б). 1 – тела гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса; 2 – взрывные брекчии.



Фиг. 15. Изолинии $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах серии доломит–анкерит (а) и кальците рудных жил месторождения Дарасун (б). 1 – тела гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса; 2 – взрывные брекчии.

Таблица 5. Химический состав и концентрации лантаноидов в породах месторождения Дарасун

Элементы	Измененные околорудные породы							Слабоизмененные габброиды					Породы амуджиканского комплекса*				
	72	73	106	107	120	121	5601	6201	6301	6401	254а	101а	6101	6901	6501		
Мас. %																	
SiO ₂	56.48	56.27	48.84	48.09	72.49	75.43	37.87	37.55	43.74	48.01	68.85	67.36	78.05	77.56	67.13		
TiO ₂	1.38	1.32	1.96	2.05	0.21	0.15	6.11	0.18	0.55	0.58	0.51	0.63	0.11	0.13	0.61		
Al ₂ O ₃	13.88	17.05	15.95	14.77	15.52	16.89	9.96	6.60	19.61	25.86	13.97	15.03	11.93	12.45	16.27		
FeO	9.35	10.58	12.69	14.43	3.73	2.18	21.46	13.96	8.52	4.01	3.02	3.56	0.51	0.88	6.44		
MnO	0.18	0.21	0.25	0.29	0.07	0.01	0.32	0.16	0.11	0.06	0.04	0.05	0.01	0.04	0.02		
MgO	4.68	5.97	9.57	9.89	0.78	0.42	10.20	36.50	14.40	5.36	1.82	1.74	0.11	0.12	1.60		
CaO	6.69	3.50	4.97	3.73	2.36	0.34	10.63	3.02	9.89	12.83	1.95	3.04	0.11	0.47	0.14		
Na ₂ O	3.87	1.08	2.18	1.99	0.25	0.20	1.89	0.50	1.58	2.38	3.63	3.91	0.98	4.22	0.46		
K ₂ O	1.71	1.21	1.50	0.71	3.64	3.93	0.35	0.05	0.26	0.56	4.12	3.99	5.99	3.38	3.98		
P ₂ O ₅	0.45	0.36	0.65	0.62	0.04	0.04	0.06	—	0.16	0.10	0.19	0.25	—	—	0.14		
Сумма	98.86	97.85	98.79	97.73	100.16	100.40	99.23	98.65	98.85	99.88	98.77	99.58	97.83	99.26	96.79		
г/т																	
La	17	11	15	16	20	13	5	1.3	4.3	3.7	14	46	25	31	7.7		
Ce	40	26	38	42	42	24	14	2.4	8.8	7.9	24	84	40	46	16		
Pr	5.0	3.3	5.0	5.5	4.3	2.4	2.0	0.3	1.3	1.2	2.8	9.1	3.2	3.7	1.7		
Nd	22	15	22	25	15	8.0	11	1.5	5.4	5.3	10	33	8.5	8.4	6.2		
Sm	5.2	3.4	5.6	6.0	2.6	1.6	3.2	0.2	1.02	1.1	1.8	4.4	1.0	1.1	1.0		
Eu	1.2	0.7	1.7	1.6	0.4	0.3	1.5	0.3	2.2	0.7	0.5	1.3	0.2	0.1	0.3		
Gd	5.2	3.3	5.7	6.6	1.9	1.2	4.0	0.3	0.9	1.2	1.6	3.6	1.0	0.7	0.9		
Tb	0.9	0.5	1.0	1.1	0.3	0.1	0.6	0.1	0.2	0.2	0.2	0.5	0.1	0.1	0.1		
Dy	4.8	2.8	5.5	7.0	1.0	0.8	3.4	0.3	1.0	1.1	0.8	2.3	0.7	0.6	0.6		
Ho	1.0	0.6	1.1	1.5	0.2	0.1	0.7	0.04	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.1	0.1		
Er	2.4	1.4	3.1	3.9	0.5	0.4	2.0	0.2	0.6	0.5	0.3	1.1	0.5	0.4	0.3		
Tm	0.4	0.2	0.4	0.5	0.1	0.1	0.3	0.03	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1		
Yb	2.4	1.2	2.4	3.3	0.6	0.4	1.5	0.2	0.4	0.5	0.4	1.1	0.5	0.5	0.2		
Lu	0.3	0.2	0.4	0.4	0.1	0.1	0.2	0.04	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1		
∑P3Э	107	69	107	121	89	52	49	7	26	24	57	188	81	93	36		
∑P3ЭN	33	21	33	37	27	16	15	2.1	8	7	17	57	25	28	11		
Eu/Sm	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.5	1.8	2.1	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.3		
Eu/SmN	0.6	0.5	0.8	0.7	0.5	0.5	1.2	4.7	5.7	1.6	0.7	0.8	0.4	0.3	0.7		
La/Yb	7.0	9.3	6.3	5.0	31.9	29.1	3.5	6.4	10.8	7.3	31.6	41.3	51.6	63.5	40.4		

Примечание. * 254а, 101а – гранодиорит-порфиры, 6101, 6901 – эффузивы, 6501 – эксплозивные брекчи.

Таблица 6. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов рудных жил месторождения Дарасун (‰)

№ образца	Жила, горизонт, м	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$T, ^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$
Сидерит						
1185	Лебедевская II, 210	+13.9	-4.0	300	+6.3	-7.4
Доломит-анкерит						
2089	Лагуновская, 646	+13.8	-4.0	270	+4.9	-3.1
1089	Главная, 685	+10.3	-3.6	250	+0.6	-4.1
597	Нагорная IV, 109	+16.9	-0.2	320	+9.8	+1.3
170	Нагорная III, 160	+13.4	-3.6	240	+3.2	-3.3
1173	Нагорная IV, 210	+14.8	-5.8	260	+5.5	-5.1
1182	»	+12.3	-5.3	250	+2.6	-4.8
1273	»	+13.0	-1.9	260	+3.7	-1.2
775	Нагорная IV, 260	+11.9	-0.9	240	+1.7	-0.6
1203	Юбилейная, 210	+13.7	-4.6	280	+5.2	-3.5
1195	Лебедевская II, 210	+14.3	-1.0	290	+6.2	+0.2
1197	»	+12.5	-2.5	260	+3.2	-1.8
1144	Лебедевская II, 260	+12.0	+0.9	260	+2.7	+1.6
1141	»	+9.5	-1.2	240	-0.7	-0.9
1160	»	+7.1	-2.9	230	-3.5	-2.9
1117	»	+3.6	-3.7	210	-8.1	-4.2
208	Лебедевская, 360	+12.9	+0.2	280	+4.4	+1.2
194	»	+10.2	-0.2	250	+0.5	+0.3
250	»	+15.5	-1.3	310	+8.1	+0.1
254	»	+11.3	-1.6	250	+1.6	-1.1
246	»	+6.5	-3.6	220	-4.7	-3.8
1036	156, 260	+12.9	-3.0	260	+3.6	-2.3
7585	Разведочная, 160	+11.5	-0.5	240	+1.3	-0.2
5д85	»	+11.8	-3.2	240	+1.6	-2.8
86	»	+11.3	-3.5	240	+1.1	-3.2
4385	»	+13.1	-3.9	280	+4.6	-2.9
316	Санниковская, 335	+12.8	-2.0	270	+3.9	-1.1
1889	Санниковская, 310	+15.3	+0.1	300	+7.6	+1.4
3085	Ш. 14, 160	+12.0	-3.0	260	+2.7	-3.7
10	Эповская, 617	+7.0	-4.8	230	-3.6	-4.8
110ВП	Свинцовая, 85	+17.6	-3.2	330	+9.1	-2.2
103	II Юго-Западная, 667	+12.5	-6.7	250	+2.8	-6.2
7	Пирротиновая, 435	+13.7	-1.6	260	+4.4	-0.9
8	»	+15.4	+1.1	290	+7.3	+2.3
19	II Электрическая, 385	+7.3	-2.2	230	-3.3	-2.2
8505	Удачная, 485	+12.3	-5.1	250	+2.8	-4.6
6801	Удачная, 385	+9.7	-4.2	240	-0.5	-3.9
Кальцит						
1199	Лебедевская II, 210	+9.3	-2.9	230	+1.2	-2.0
1128	Лебедевская II, 260	+7.0	-2.4	120	-8.1	-5.3
564	Лебедевская II, 109	+7.0	-3.2	120	-8.1	-6.1
1143	Лебедевская II, 260	+3.8	-1.7	190	-6.3	-1.8

Таблица 6. Окончание

1119	Лебедевская, 260	+3.2	-3.7	140	-10.2	-5.6
234	Лебедевская, 360	+2.0	-1.8	190	-8.1	-1.9
236	»	+8.0	-3.9	120	-7.1	-6.8
180	»	+0.6	-2.5	180	-10.1	-2.9
1169	Нагорная IV, 210	+5.9	-4.8	120	-9.2	-7.7
1106	Нагорная IV, 260	+4.7	-3.4	140	-8.7	-5.3
1107	»	-0.5	-4.2	180	-11.2	-4.6
1097	»	+2.0	-2.5	150	-10.6	-4.0
201	Разведочная, 160	+8.0	-3.3	120	-7.1	-6.2
239	156, 360	+2.3	-1.5	190	-7.8	-1.6
239а	»	+1.2	-2.9	190	-8.9	-3.0
522	Шахта Северная, 109	+7.2	-3.4	120	-7.9	-6.3
1589	Июльская, 435	+8.5	-1.3	220	+0.0	-0.6
3в89	Удачная, 435	+10.8	-3.7	100	-6.3	-7.7
Ш289	Искра, 646	+9.3	-3.5	110	-5.8	-7.0
71	Медведевская, 585	+9.0	-0.9	220	+0.5	-0.2
887	»	+15.4	-2.8	240	+7.7	-1.7
9305	Майская, 335	+13.7	-4.2	230	+5.6	-3.3
111ф	Улыбка, 667	+12.3	-4.9	110	-3.8	-8.4
1116	»	+13.9	-4.9	100	-3.2	-8.9
122	Улыбка, 717	+5.7	-3.6	130	-8.5	-6.0
1д87	Санниковская, 360	+3.6	-2.9	140	-9.8	-4.8
2д87	»	+2.4	-4.1	150	-10.2	-5.6
3д87	»	+0.0	-4.0	180	-10.7	-0.4
4д87	»	+10.5	-4.1	100	-6.6	-8.1
5д87	»	+14.5	-3.2	250	+7.2	-5.5
5в89	»	+3.1	-2.1	180	-7.6	-2.5
245	Западная, 385	+15.7	-3.8	250	+8.4	-2.5
289	»	+15.0	-3.4	240	+7.3	-2.3
329	»	+6.7	-2.7	130	-7.5	-5.1
1ш87	Западная, 435	+14.8	-3.8	240	+7.1	-2.7
Рассеянный карбонат из взрывчатых брекчий (доломит)						
6501	Центр, поверхность	+12.4	-5.0	290	+4.3	-3.8

Примечание. Величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ приводятся относительно изотопного состава кислорода в стандартной океанической воде (SMOW). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ приведены относительно соотношения изотопов углерода в стандарте PDB

330 до 210 °С, а кальцита – от 250 до 100 °С (Ляхов, Дмитриев, 1975_{1,2}; Прокофьев, Зорина, 1996; Прокофьев и др., 2000). Температуру кристаллизации карбонатов для каждой конкретной пробы оценить с необходимой точностью довольно сложно, поскольку флюидные включения имеются в основном в кварце, температура формирования ко-

торого может существенно отличаться от сосуществующего с ним карбоната.

Фракционирование изотопов углерода между углекислотой и карбонатами в гидротермальном минералообразовании описывается уравнениями (Bottinga, 1969; Shepard, Schwartz, 1970):

Таблица 7. Концентрации углекислоты и метана во флюиде, а также средние температуры гомогенизации флюидных включений в кварце из рудных жил месторождения Дарасун

№ образца	Жила, горизонт, м	CO ₂ , г/кг Н ₂ O	CH ₄ , г/кг Н ₂ O	CO ₂ /CH ₄	T _{ср.} , °C
75	Разведочная, 160	142.86	2.40	59.5	284
1188	Лебедевская II, 210	37.90	0.36	106.7	362
1141	Лебедевская II, 260	19.18	2.25	8.8	350
1141a	»	2.40	0.27	8.5	350
260	Нагорная IV, 109	98.34	1.57	62.7	296
19	II Электрическая, 385	88.89	3.56	25.0	315
8	Пиррогиновая, 435	43.81	1.70	25.8	222
74	»	30.21	2.44	16.2	284
7	»	11.8	0.48	24.3	380
71	Медведевская, 585	31.71	0.06	495.5	430
101	II Юго-Западная, 667	9.54	0.33	28.9	340
5в94	Юго-Запад (отвал)	20.96	0.12	186.7	405
3601	»	147.32	4.87	30.3	193
1ю85	»	18.6	5.77	3.2	380
3ю85	»	42.0	10.4	4.04	272
6501	Эксплозивная брекчия	10.02	1.75	5.7	530

$$\Delta_{\text{сидерит}-\text{CO}_2} = 0.861 \times (10^6/T^2) + 0.82,$$

$$\Delta_{\text{доломит}-\text{CO}_2} = (-0.891 \times 10^9/T^3) + (8.737 \times 10^6)/T^2 + (-18.11 \times 10^3)/T + 8.44,$$

$$\Delta_{\text{кальцит}-\text{CO}_2} = (-0.891 \times 10^9/T^3) + (8.577 \times 10^6)/T^2 + (-18.11 \times 10^3)/T + 8.27,$$

где T — температура минералообразования в градусах Кельвина.

Согласно этим уравнениям в интервале 330–210°C температурные вариации $\delta^{13}\text{C}$ доломита не превышают 2‰, для кальцита в интервале 250–100°C можно ожидать изменчивость $\delta^{13}\text{C}$ до 5.3‰. Измеренные вариации изотопного состава углерода минералов доломит-анкеритового ряда месторождения Дарасун достигают 7.8‰ и позволяют сделать однозначный вывод об изменении изотопного состава углерода CO₂ в процессе рудообразования. Величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ флюида, отлагавшего сидерит, составляет –7.4‰. Значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ флюида, из которого кристаллизовался рассеянный карбонат в эксплозивных брекчиях, равно –3.8‰. $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ флюида, формировавшего карбонаты доломит-анкеритового ряда, изменяется от +2.3 до –6.2‰, а кальцит от –0.2 до –8.9‰ (табл. 6). Изменчивость $\delta^{13}\text{C}$ кальцита не превышает 4‰ и может объясняться снижением температуры его кристалли-

зации при постоянном значении $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ около –3.5‰.

Полное отсутствие углеродистых или карбонатных осадочных пород в районе месторождения делает маловероятным поступление в гидротермальную систему углерода из разных источников. Следовательно, наиболее логичной причиной непостоянства $\delta^{13}\text{C}$ углекислотной фазы флюидов может служить изотопный обмен в системе CO₂–CH₄ (Omotho, 1972). Результаты газо-хроматографических анализов подтверждают это предположение (табл. 7). Содержание метана во флюидных включениях сильно варьирует и в целом достаточно высоко (до 25 мол. % при отношении CO₂/CH₄ около 3), чтобы обеспечить наблюдаемый на месторождении разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов доломит-анкеритового ряда.

Основной причиной повышения восстановительного потенциала флюидов могут являться реакции с участием закисных форм железа вмещающих пород (Omotho, Goldhaber, 1997 и др.). Вероятность протекания подобного процесса была показана выше при анализе распределения РЗЭ в карбонатах. Изотопные данные, таким образом, служат еще одним подтверждением активного взаимодействия рудообразующих растворов с породами.

Для кислорода доминирующей формой во флюиде являлась вода. Поэтому измеренные величины изотопного состава кислорода карбонатов были пересчитаны на величину изотопного

состава кислорода воды флюида. Фракционирование изотопов кислорода в гидротермальном минералообразовании описывается уравнениями (Northrop, Clayton, 1966; O'Neil *et al.*, 1969; Zheng, 1999):

$$\Delta_{\text{сидерит-H}_2\text{O}} = 4.23 \times (10^6/T^2) + (-4.58 \times 10^3)/T + 1.73,$$

$$\Delta_{\text{доломит-H}_2\text{O}} = 3.20 \times 10^6/T^2 - 2.0,$$

$$\Delta_{\text{кальцит-H}_2\text{O}} = 2.78 \times 10^6/T^2 - 2.89,$$

где T — температура минералообразования в градусах Кельвина.

Согласно этим уравнениям в интервале 330–210°C температурные вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ доломита не должны превышать 5‰, для кальцита в интервале 250–100°C можно ожидать изменчивость значений $\delta^{18}\text{O}$ до 10‰. Измеренные вариации изотопного состава кислорода карбонатов месторождения Дарасун значительно превосходят указанные интервалы и составляют 14‰ для доломита и 16‰ для кальцита. При этом в любом случае нижняя граница диапазона возможных изотопных составов кислорода воды гидротермальных растворов попадает в поле отрицательных значений $\delta^{18}\text{O}$.

Таким образом, полученные данные позволяют сделать однозначные выводы о переменном изотопном составе кислорода водной фазы рудообразующих флюидов и о присутствии в гидротермальной системе изотопно-легких метеорных вод.

Сделанный вывод находится в полном соответствии с опубликованными ранее результатами исследований изотопного состава кислорода, а также состава и свойств флюидных включений в жильном кварце и ангидрите (Прокофьев и др., 2000; Гриненко и др., 2003). По мере снижения температуры минералообразования от 420 до 250°C было установлено закономерное снижение $\delta^{18}\text{O}$ водного флюида от +8 до –3‰ и сделан вывод о смешении магматогенных растворов и метеорных вод в процессе формирования месторождения Дарасун.

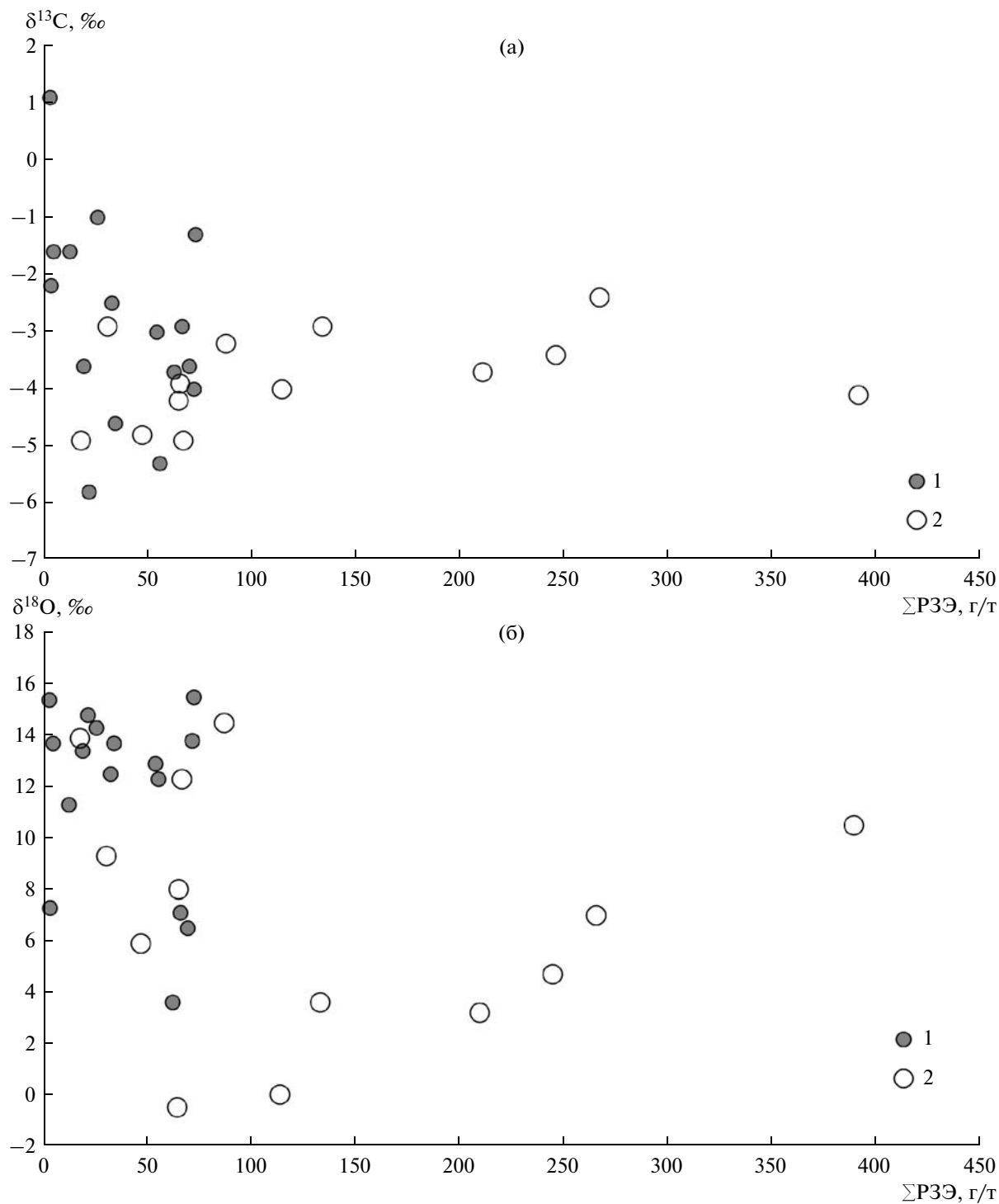
Несомненно, некоторый вклад в повышение $\delta^{18}\text{O}$ метеорных вод в высокотемпературных условиях мог вносить также изотопный обмен с вмещающими породами. Однако в условиях смешения количественно оценить этот вклад на основании данных по распределению изотопов кислорода в гидротермальных минералах не представляется возможным.

Зональность, выявленная в распределении изотопных параметров и содержаний РЗЭ в карбонатах, вполне закономерно согласуется с ранее установленными минералого-геохимической и температурной зональностями месторождения Дарасун. Концентрическая зональность изотопного состава кислорода в кварце метасоматически измененных

пород с наиболее легким изотопным составом в центральной части рудообразующей системы была установлена на ряде гидротермальных золото-серебряных месторождений эпитермального типа, связанных с субвулканическими интрузиями (Taylor, 1974; Criss *et al.*, 1985 и др.). Такую зональность исследователи, изучавшие эти месторождения, связывают с наличием вокруг магматического тела конвективной флюидной системы, содержащей значительную долю изотопно-легких метеорных вод. Сходство месторождения Дарасун с этими объектами имеет вполне конкретные геологические следствия.

Ранее подчеркивалось, что на месторождении Дарасун была выявлена минералогическая и геохимическая зональность руд вокруг центрального тела субвулканических гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса (Тимофеевский, 1972). Наличие конвективной флюидно-магматической системы на месторождении предполагалось при интерпретации данных исследования флюидных включений в минералах рудных жил (Прокофьев, Зорина, 1994, 1996; Прокофьев и др., 2000). Описанная выше зональность изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах месторождения Дарасун вполне согласуется с этим и, учитывая особенности геологического строения месторождения, позволяет считать его продуктом сильно эродированной эпитермально-порфировой (Прокофьев и др., 2008₂) флюидно-магматической рудообразующей системы.

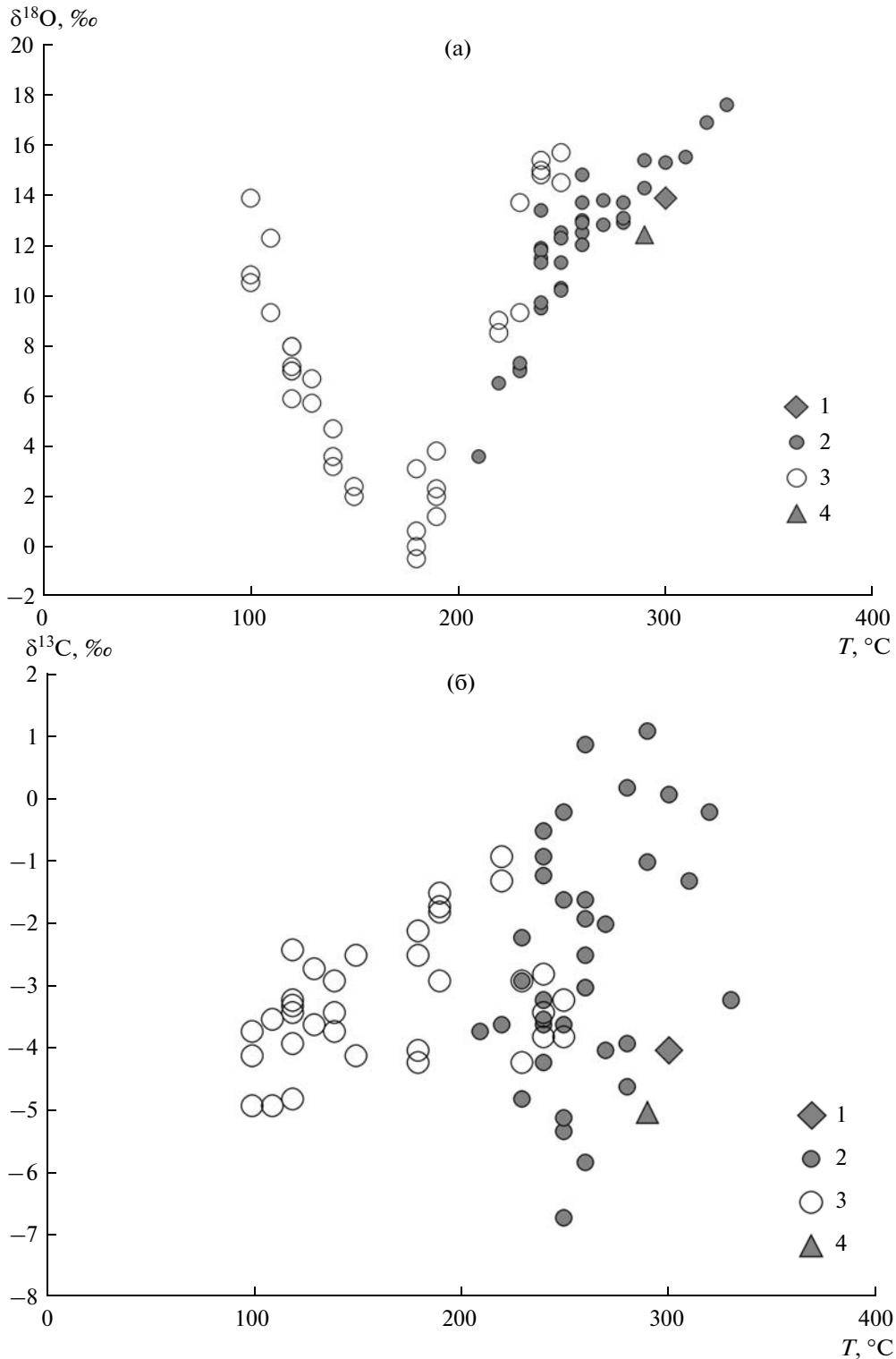
Комплекс независимых экспериментальных данных, полученных при исследовании карбонатов месторождения Дарасун, позволяет более детально рассмотреть вероятные закономерности эволюции рудообразующей системы в пространстве и времени. Нами для этого была использована зависимость изотопного состава углерода (фиг. 16а) и кислорода (фиг. 16б) карбонатов от содержания в них РЗЭ. Как было отмечено выше, по мере снижения температуры минералообразования в карбонатах возрастает концентрация РЗЭ и снижается доля тяжелого изотопа кислорода ^{18}O . Анализ диаграммы (фиг. 16б) свидетельствует, что между указанными параметрами существует вполне определенная связь. Для магнезиально-железистых карбонатов и некоторой части кальцитов наблюдается отрицательная корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и $\Sigma\text{РЗЭ}$, отражающая эволюцию состава минералов от ранних генераций к поздним. Для другой части кальцитов эта зависимость меняется на обратную, т.е. кислород по мере роста содержания РЗЭ начинает обогащаться тяжелым изотопом. Повышение $\delta^{18}\text{O}$ для этой группы кальцита в целом составляет +10‰ и может быть связано со снижением температуры минералообразования от 250 до 100°C (при $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ около –7‰). Возможная причина подобной инверсии системы — полное прекращение поступления магматогенных раство-



Фиг. 16. Диаграммы $\Sigma PЗЭ$ – $\delta^{13}C$ (а) и $\Sigma PЗЭ$ – $\delta^{18}O$ (б) для карбонатных минералов рудных жил месторождения Дарасун. 1 – карбонаты серии доломит–анкерит; 2 – кальцит.

ров и стабилизация $\delta^{18}O$ на “метеорном” уровне. Однако при указанном изменении температуры следует ожидать и соответствующего повышения $\delta^{13}C$ кальцита на 5‰, что в действительности не наблюдается. Следовательно, наблюдаемый на диа-

грамме тренд может быть связан не только со снижением температуры, но и с увеличением $\delta^{18}O$ водной фазы флюидов на заключительных стадиях минералообразования, что указывает на более сложную динамику гидротермальной системы.

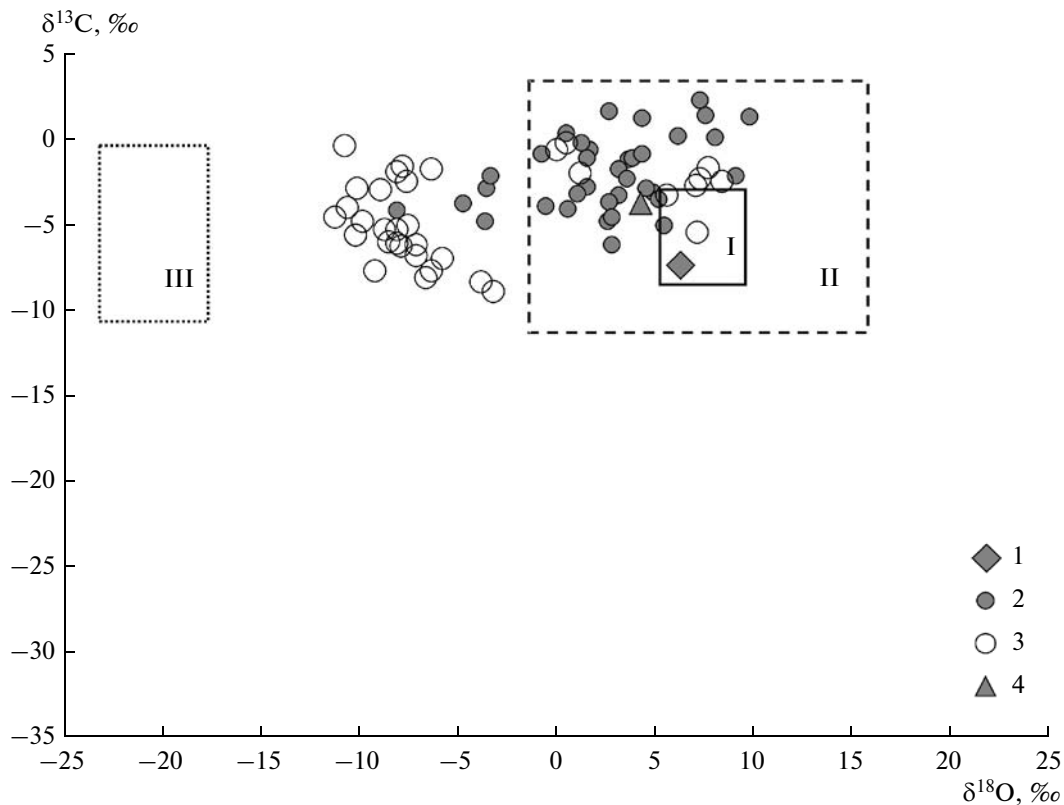


Фиг. 17. Изменение изотопного состава кислорода (а) и углерода (б) карбонатов в зависимости от температуры их образования.

1 – карбонаты серии доломит–анкерит; 2 – кальцит; 3 – сидерит; 4 – взрывные брекчии.

Допустим, что выявленные тенденции в изменении $\delta^{18}\text{O}$ и $\Sigma\text{PЗЭ}$ имеют монотонный характер, что в целом не противоречит имеющимся фактическим данным. Тогда можно выстроить все изученные

карбонаты по изменению изотопного состава кислорода в предполагаемом порядке уменьшения температуры их формирования (фиг. 17а). Это дает нам возможность расчета изотопного состава кислорода



Фиг. 18. Изотопный состав углерода и кислорода рудообразующего флюида, формировавшего карбонаты рудных жил месторождения Дарасун, и опубликованные данные по изотопному составу флюидов разной природы.

1 – карбонаты серии доломит–анкерит; 2 – кальцит; 3 – сидерит; 4 – взрывные брекчии. Поля изотопных составов флюидов различной природы: I – карбонатное поле (Valley, 1986), II – метаморфический флюид (Kerrick, 1989), III – метеорные воды третичных отложений из работы (Hofstra, Cline, 2000).

воды и углерода углекислоты флюида для конкретных образцов.

Рассчитанные модельные значения изотопного состава кислорода воды рудообразующего флюида для каждой пробы приведены в табл. 6. Величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида, из которого кристаллизовался сидерит, составляет $+6.3\text{‰}$, а карбонат из взрывной брекчии – $+4.3\text{‰}$. Значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюидов, отлагавших карбонаты доломит–анкеритового ряда, изменялось от $+9.8$ до -8.1‰ , а кальцит – в диапазоне от $+8.4$ до -11.2 . Наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ минералообразующих флюидов соответствуют изотопному составу воды магматического происхождения (от $+5$ до $+10 \text{‰}$; Sheppard, 1986; Taylor, 1997), а более низкие значения обусловлены смешением этого флюида с метеорными водами (Taylor, 1997, и др.).

Рассчитанные модельные значения изотопного состава углерода углекислоты рудообразующего флюида для каждой пробы также приведены в табл. 6. Как отмечалось выше, величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ флюида, отлагавшего сидерит, составляет -7.4‰ . Значение

$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ флюида, из которого кристаллизовался рассеянный карбонат в взрывных брекчиях, равно -3.8‰ . $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ флюида, формировавшего карбонаты доломит–анкеритового ряда, изменяется от $+2.3$ до -6.2‰ , а кальциты – в более узком интервале: от -0.2 до -8.9‰ (табл. 6, фиг. 18). По современным представлениям, возможные значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода в гранитоидных магматических очагах находятся в интервале от -8.0 до -0.5‰ (Kyser, 1987; Omotho, Goldhaber, 1997). В этот интервал попадают почти все значения изотопного состава углекислоты флюида, равновесного с кальцитом, сидеритом и рассеянным карбонатом взрывных брекчий, а также большинство значений $\delta^{13}\text{C}$ флюида, ответственного за образование минералов доломит–анкеритового ряда. Относительно высокие расчетные значения $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты (до $+2.3\text{‰}$), полученные в ряде анализов, могут быть связаны с понижением отношения CO_2/CH_4 в результате реакции флюида с богатыми железом габброидами (Omotho, Goldhaber, 1997 и др.), что согласуется с приведенными выше данными по РЗЭ.

Как видно из диаграммы изотопного состава кислорода воды и углерода углекислоты (фиг. 18), рассчитанные изотопные параметры рудообразующих растворов находятся между полями магматического флюида карбонатитов (Valley, 1986) и метеорными водами (Hofstra, Cline, 2000). Наблюдаемое положительное смещение изотопного состава углерода углекислоты флюида, сосуществующего с карбонатами доломит-анкеритового ряда, относительно поля магматического углерода, связано с окислительно-восстановительными условиями минералообразования. Интересно отметить, что рассчитанные изотопные параметры рудообразующего флюида месторождения Дарасун практически целиком укладываются в поле метаморфогенного флюида, который образовал орогенные месторождения золота в условиях широкого взаимодействия растворов с вмещающими породами (Kerrick, 1989).

Комплексное изучение изотопного состава и РЗЭ карбонатов показало, что динамика изменения изотопного состава кислорода воды гидротермального флюида в процессе рудоотложения достаточно сложна. В начале рудообразующего процесса во флюиде преобладает вода с изотопным составом кислорода $\delta^{18}\text{O} +10 \dots +8\%$, что указывает на ее магматический источник (Sheppard, 1986; Kyzer, 1987 и др.). В конце отложения магнезиально-железистых карбонатов $\delta^{18}\text{O}$ воды снижается до -8% , что отвечает водам метеорного происхождения (Sheppard, 1986; Kyzer, 1987; Taylor, 1997 и др.). В этот же тренд ложатся значения $\delta^{18}\text{O}$ воды минералообразующего флюида для кальцита некоторых образцов, продолжая облегчение изотопного состава кислорода до -11% . Такое уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ можно связать только с поступлением в рудообразующую систему значительного объема метеорных вод, обогащенных легким изотопом кислорода. Такой подток метеорных вод мог происходить при формировании конвективной системы вокруг центрального магматического тела и согласуется с изменением плотности рудообразующих флюидов (Прокофьев, Зорина, 1996). Достигнув минимума, значения $\delta^{18}\text{O}$ воды флюида начинают увеличиваться до -3% , что может быть связано с возрастанием доли магматической воды к концу процесса. Не исключено, что в гидротермальной системе из-за затухания процесса конвекции уменьшился приток метеорных вод, однако еще сохранился подток магматической воды.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили установленное ранее смещение магматического флюида с метеорными водами в рудообразующей системе месторождения Дарасун (Прокофьев и др., 2000). Детальные исследования состава карбонатов позволили выявить редкоземельную и изотопную зональность месторождения Дарасун, связанную с наличием конвективной системы, проследить эволюцию изотопного состава углерода углекислоты и кислорода воды рудооб-

разующего флюида в гидротермальном процессе, а также обнаружить взаимодействие флюида с вмещающими породами. Важную роль в этом сыграла выявленная взаимосвязь $\Sigma\text{РЗЭ}$, величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных минералов при эволюции состава флюидов в гидротермальных рудообразующих процессах, которую можно использовать для изучения эволюции изотопного состава флюидов в процессе минералообразования и на других геологических объектах.

ВЫВОДЫ

1. На примере месторождения Дарасун показана эффективность комплексного изучения состава РЗЭ, изотопов углерода и кислорода и химического состава карбонатных минералов для многопараметрического исследования эволюции рудообразующих флюидов.
2. Впервые в рудных жилах месторождения Дарасун обнаружен кутнагорит.
3. Обнаружены существенные различия в поведении РЗЭ для кальцита и карбонатов доломит-анкеритового ряда.
4. Выявлено зональное распределение РЗЭ и изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных минералах рудных жил на месторождении Дарасун, связанное с наличием в период рудоотложения конвективной флюидной системы вокруг магматического тела гранодиорит-порфиров.
5. Подтверждено участие в рудообразующем процессе вод магматической и метеорной природы.
6. Обнаружены геохимические доказательства взаимодействия рудообразующего флюида месторождения Дарасун с вмещающими породами.
7. Выявлена взаимосвязь $\Sigma\text{РЗЭ}$, величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ при эволюции состава флюидов в гидротермальных рудообразующих процессах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны геологам Дарасунского рудника – В.П. Унжакову, Г.Н. Стахееву и Ю.А. Аферову – за помощь при изучении месторождения, Н.Н. Кононковой и А.Л. Керзину за выполненные анализы, Г.А. Юргенсону и Н.Н. Кривицкой за предоставленные для исследований пробы карбонатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ–2 РАН, Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09–05–12037_офи_м, 09–05–00697-а и 07–05–00517-а) и проекта Международной геологической корреляции Юнеско IGCP 540.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беневольский Б. И.* Золото России: проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. М.: Геоинформмарк, 2002.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Бортников Н.С., Гореликова Н.В., Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г.* Редкоземельные элементы в турмалине и хлорите оловоносных ассоциаций: факторы, контролирующие фракционирование РЗЭ в гидротермальных системах // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 6. С. 507–525.
- Винокуров С.Ф.* Европийевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 792–795.
- Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Керзин А.Л.* Лантаноиды в кварцах эпитермальных золоторудных месторождений: распределение и генетическое значение // Геохимия. 1999. № 2. С. 171–180.
- Генералов М.Е.* Эндогенные карбонаты как индикаторы формационной принадлежности золоторудных месторождений // Изв. РАН. Сер. геол. 1990. № 8. С. 98–104.
- Геологические исследования и горно-промышленный комплекс Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1999.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С. и др.* Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Гриненко В.А., Устинов В.И., Карпущина В.С.* Эволюция рудоносного флюида при формировании Дарасунского золото-полиметаллического месторождения // Тр. XI Междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 2003. С. 329–335.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С.* Поведение редкоземельных элементов в флюидно-магматических системах // Экспериментальная минералогия. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 21–37.
- Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова Г.П.* Геохимические свидетельства субдукционной природы палеозойских гранитоидов Западно-Становой Зоны Забайкалья // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998. С. 270–272.
- Казимировский М.Э., Зорина Л.Д., Куликова З.И.* Эволюция палеозойского ультраосновного и основного магматизма Дарасунского рудного района // Отечественная геология. 1993. № 9. С. 54–60.
- Казимировский М.Э., Плюснин Г.С., Смирнов В.Н., Фелов Н.Н.* Геохимические особенности и абсолютный возраст пород ядра Дарасунской тектономагматической структуры // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 65–70.
- Константинов М.М.* Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006.
- Кравцова Р.Г., Захаров М.Н., Коркина О.И.* Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золото-серебряного месторождения Дукат (северо-восток России) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 6. С. 603–616.
- Кряжев С. Г., Васюта Ю. В., Харрасов М. К.* Методика валового анализа включений в кварце // Матер. XI Междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 2003. С. 6–10.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985.
- Кузьмин М.И., Антипин В.С., Лызин А.В.* Петрографические и геохимические особенности мезозойского габбро-плагиогранит-андезитового вулканоплутонического комплекса Восточного Забайкалья // Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск: СибГЕОХИ, 1979. С. 44–45.
- Ляхов Ю.В.* Температурная зональность Дарасунского месторождения // Геология руд. месторождений. 1975. № 2. С. 28–36.
- Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К.* Физико-химические условия минералообразования на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) по включениям в минералах // Минералогический сборник. 1975₁. № 29. Вып. 3. С. 48–56.
- Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К.* Физико-химические условия минералообразования на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) по включениям в минералах // Минералогический сборник. 1975₂. № 29. Вып. 4. С. 17–22.
- Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д.* Эволюция флюидов Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 2. С. 206–209.
- Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д.* Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 50–61.
- Прокофьев В. Ю., Бортников Н. С., Волков А. В. и др.* Вкрапленные руды месторождения золота Дарасун (Восточное Забайкалье) и их генезис // Докл. РАН. 2008₁. Т. 422. № 2. С. 214–217.
- Прокофьев В. Ю., Бортников Н. С., Зорина Л. Д. и др.* Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 526–548.
- Прокофьев В. Ю., Бортников Н. С., Коваленкер В. А. и др.* Особенности минералогии и условий образования месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье) разных уровней глубинности // Проблемы рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008₂. С. 326–329.
- Сахарова М.С.* Минералогия золота Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 11. С. 51–68.
- Сахарова М.С.* Стадийность процессов рудообразования и вопрос зональности на Дарасунском золоторудном месторождении // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 213–222.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.* Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2006.

- Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А. и др.* Особенности строения агрегатов и состав карбонатов золоторудных жил Дарасунского вулканогенно-плутоногенного месторождения (Восточное Забайкалье) // Проблемы рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 352–355.
- Тимофеевский Д.А.* Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972.
- Устинов В.И., Стрижов В.П.* Выделение CO₂ из карбонатсодержащих пород для масс-спектрометрического анализа // Тез. докл. VI Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ РАН, 1976. С. 15–16.
- Фогельман Н.А.* Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1965. № 9. С. 171–180.
- Vau M.* Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
- Boynnton W.V.* Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies // Rare element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Bottinga Y.* Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1969. V. 33. P. 49–64.
- Criss R.E., Champion D.E., McIntire D.H.* Oxygen isotope, aeromagnetic, and gravity anomalies associated with hydrothermally altered zones in the Yankee Fork mining district, Custer Country, Idaho // Econ. Geol. 1985. V. 80. P. 1277–1296.
- Hofstra A.H., Cline J.S.* Characteristics and models for carlin-type gold deposits // Gold in 2000. Reviews in Economic Geology. V. 13. P. 163–220.
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 3/4. P. 489–508.
- Kerrick R.* Geochemical evidence on the sources of fluid and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits // Geological Association of Canada Short Course Notes. 1989. V. 6. P. 129–197.
- Kyzer T.K.* Stable isotope geochemistry of low temperature fluids // Mineral. Assoc. Canad. Short Course. 1987. V. 13. P. 287–336.
- Monecke T., Kempe U., Monecke J. et al.* Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: a method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 1185–1196.
- Northrop D.A., Clayton R.N.* Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite // J. Geology. 1966. V. 74. P. 174–196.
- Omotho H.* Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // Econ. Geol. 1972. V. 67. P. 551–578.
- Omoto H., Goldhaber M.B.* Sulfur and carbon isotopes // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N. Y.: John Wiley and Sons, 1997. P. 517–611.
- O'Neil J.R., Clayton R.N., Mayeda T.K.* Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates // J. Chem. Phys. 1969. V. 51. P. 5547–5558.
- Sheppard S.M.F.* Characterization and isotopic variations in natural waters // Rev. Mineralogy. 1986. V. 16. P. 165–183.
- Sheppard S.M.F., Schwartz H.P.* Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 26. P. 161–198.
- Sverjensky D.A.* Europium redox equilibria in aqueous solutions // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 70–78.
- Taylor H.P.Jr.* The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geol. 1974. № 6. V. 69. P. 843–883.
- Taylor H.P.Jr.* Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N. Y.: John Wiley and Sons, 1997. P. 229–302.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Boston, 1985.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The geochemical evolution of continental crust // Reviews of Geophysics. 1995. V. 33. № 2. P. 241–265.
- Valley J.W.* Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // Reviews in Mineralogy. V. 16. Blackburg: Virginia, 1986. P. 445–486.
- Zheng Y.-F.* Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // Geochemical J. 1999. V. 33. P. 109–126.