

ДАЙКИ ГРАНИТОИДОВ В КУСИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ, ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ (ГАЛОГЕНЫ, Sr И ДР.)

© 2013 г. Т. Д. Бочарникова, В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов

Кусинская интрузия представляет собой пластовую интрузивную залежь, сложенную расслоенными габброидами, вытянутую с севера на юг и падающую на восток. Мощность интрузии изменяется от десятков метров на флангах и до 700 м в центре. На востоке, вдоль висячего бока интрузии, залегают гранитоиды и граниты Губенского массива, а на западе породы лежачего бока контактируют с доломитами саткинской свиты нижнего рифея. Среди расслоенных габброидов на разных гипсометрических уровнях залегают пласты сплошных магнетит-ильменитовых руд. Рудные пласты, как и расслоенность пород, согласны контактам интрузии. Расслоенные породы – это роговообманковые габброиды, представленные чередованием слоев лейкократового, мезократового и меланократового облика, обусловленного различным содержанием роговой обманки (от 0–10% в анортозитах до 80–90% в горнблендитах).

Среди габброидов Кусинской интрузии, в непосредственной близости от рудных тел, были обнаружены породы более кислого состава. В амфиболитах центральной части интрузии, в рудной зоне (рудная залежь № 2) обнаружены дайки гранитов (обр. кс-62, обр. кс-438) мощностью около 20 см. В западной части массива, на дне карьера параллельно рудному пласту наблюдалась дайка диоритов (обр. кс-323), мощностью 5–20 см и протяженностью около 50 м. В этой же зоне обнаружена другая дайка гранитов (обр. кс-251).

Предстояло выяснить природу этих образований, расположенных внутри Кусинской габброидной интрузии, а именно – имеют ли они отношение к диорит-гранитной серии Рябиновского и Губенского массивов, или это ее собственные дифференциаты, или же это образования значительно более позднего возраста, внедрившиеся в габброиды.

Ранее породы Рябиновского и Губенского гранитных массивов были детально изучены и охарактеризованы, была выделена диорит-гранитная серия, отмечены близкие особенности состава пород этих массивов в отношении петрогенных и редких элементов [6].

Возраст гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов укладывается в диапазон, отвечающий единому возрасту формирования всех габброидов и титаномagnetитовых руд Кусинско-Копанского комплекса – 1385–1395 млн. лет. [7].

В пределах Медведевского расслоенного габброидного массива также имеются дайки гранито-

идов, варьирующие по составу от гранодиорита до гранита (плагиогранита) и лейкоплагиогранита. Одна из таких даек закартирована в самом центре Медведевского месторождения, в районе Прасковье-Евгеньевской минеральной копи. Мощность ее составляет 10–20 м. Возраст гранитоидов, по данным U–Pb датирования цирконов, составил (1353 ± 16) млн. лет), что указывает на верхний возрастной предел формирования Медведевского массива, а, следовательно – и всего Кусинско-Копанского комплекса [8]. Ранее возраст кусинского диорита (обр. кс-323) K–Ar методом был определен как 640 млн. лет [5]. Эти данные нуждаются в уточнении более современными методами абсолютного датирования.

Состав гранитоидов Кусинского массива приводится в табл. 1. Составы гранитоидов попадают на продолжение тренда габброидов Кусинской интрузии (рис. 1). Обращает на себя внимание высокое содержание в кислых породах Sr, особенно это заметно в центральной части интрузии – до 1396 г/т.

Это нашло отражение в появлении положительной Sr аномалии на трендах, нормированных на примитивную мантию, в то время как граниты Гу-

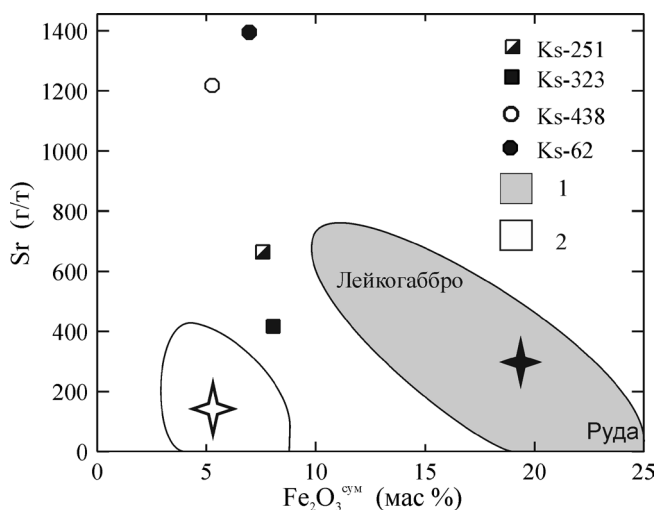


Рис. 1. Содержания стронция в гранитоидах Кусинской габброидной интрузии.

Кс-62 и кс-438 – центральная часть интрузии, кс-251 и кс-323 – крайняя часть. 1 – поле габброидов Кусинской интрузии; 2 – поле гранитов Рябиновского и Губенского массивов. Звездочкой обозначены средние содержания Sr.

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитоидах Кузинской интрузии

№	1	2	3	4
Пр.	323	251	62	438
SiO ₂	61.58	69.14	70.28	68.27
TiO ₂	0.63	0.66	0.64	0.81
Al ₂ O ₃	13.77	13.08	13.42	13.39
Fe ₂ O ₃	5.46	5.87	5.66	3.45
FeO	2.60	2.20	1.30	2.10
MnO	0.10	0.02	0.02	0.03
MgO	3.35	0.69	0.47	2.34
CaO	6.17	3.75	3.37	4.61
Na ₂ O	4.74	4.53	4.97	4.82
K ₂ O	0.06	0.13	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.11	0.15	0.09	0.10
п.п.п.	0.60	0.5	0.4	0.5
Сумма	99.17	100.72	100.26	100.42
Rb	1.00	9.06	1.23	0.26
Sr	417.2	602.71	1396.01	1117.34
Ba	89.7	752.18	267.38	111.39
Y	24.35	39.78	30.27	14.79
Nb	1.96	44.31	27.16	32.67
Zr	98.4	6.79	8.62	12.63
Th	4.37	3.81	1.98	0.29
La	7.29	53.72	41.89	12.53
Ce	20.97	116.39	91.88	26.94
Pr	2.70	15.23	12.26	3.44
Nd	12.24	62.27	53.68	14.76
Sm	3.59	12.98	11.35	3.09
Eu	1.45	5.98	7.37	2.19
Gd	3.84	12.79	11.04	3.23
Tb	0.64	1.64	1.33	0.46
Dy	3.97	9.33	7.50	2.93
Ho	0.85	1.77	1.37	0.62
Er	2.32	4.90	3.62	1.90
Tm	0.31	0.67	0.49	0.27
Yb	1.96	4.21	3.10	1.82
Lu	0.28	0.61	0.45	0.25
Sc	17.25	0.12	0.07	0.03
V	142.52	21.36	37.45	53.30
Cr	2.01	182.67	151.55	346.91
Ni	41.33	37.35	28.09	41.40
Co	20.42	18.77	43.94	17.52
Cu	14.13	291.04	145.15	32.73
Zn	38.90	55.22	137.45	28.65

Примечание. 1–2 – западная краевая часть интрузии: 1 – массивный диорит, обр. кс-323; 2 – гранит, обр. кс-251; 3–4 – центральная часть интрузии: 3 – гранит, обр. кс-62; 4 – разгнеиванный гранит, обр. кс-438; Петрогенные компоненты определены рентгенофлуоресцентным методом, редкие элементы – методом СР-MS в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН.

бенского и Рябиновского массивов по содержаниям Sr имеют аномалию отрицательную (рис. 2а). Носителем SrO в кузинских гранитоидах является плагиоклаз. При этом плагиоклаз из гранитов центральной части интрузии (обр. кс-62) является наиболее высокостронциевым – 0.35–0.44% по сравнению с плагиоклазом из гранитоидов краевой части – 0.13–0.18% SrO (обр. кс-251). Следует отме-

тить, что в плагиоклазах из первой группы отчетливо проявилась зональность, обусловленная ростом SrO к краям зерен. Так, концентрации SrO в центре зерен составляют 0.35–0.37%, а в краевых зонах – 0.37–0.44%. Другое различие между кузинскими, рябиновскими и губенскими гранитами заключается в том, что при наличии близкого спектра РЗЭ в кузинских гранитоидах отмечается положительная аномалия Eu, а в породах Рябиновского и Губенского массивов – отрицательная (рис. 2б). И, наконец, основополагающим является различие во флюидном режиме.

Были изучены концентрации галогенов (Cl и F) в апатитах и амфиболах. Оказалось, что кузинские гранитоиды являются высокохлористыми образованиями, особенно это выражено для центральной части интрузии, где содержания хлора в апатитах из гранитоидов достигают 1.67% (табл. 2). В рябиновских и губенских гранитах Cl практически отсутствует и, по сути, они являются высокофтористыми – концентрация фтора в апатитах достигает 3.4% (рис. 3). Породы рамы гранитоидов Рябиновского массива также отличаются повышенными концентрациями F. Так, апатит из габбро-норита Копанского массива (западный контакт с Рябиновским массивом) содержит до 2.90% F при небольших концентрациях Cl – до 0.20%. В кислых аповулканитах Кувашиной свиты (восточный контакт с рябиновскими гранитоидами) концентрации фтора в апатите достигают 4.00% при отсутствии в них хлора.

Распределение галогенов в амфиболах из данных групп пород также различно. Амфиболы кузинских гранитоидов содержат 0.15–0.25% Cl, при пониженных содержаниях фтора – 0.06–0.13%. В этом они сходны с амфиболами из гранитной дайки, рассекающей Медведевский габбровый массив: там содержания хлора составляют 0.19–0.33% и фтора – 0.15–0.24%. Но в последних распределение галогенов в апатитах (0.00–0.01% Cl, 2, 00–3.35% F) идентично распределению в гранитоидах Рябиновского и Губенского массивов [4]. В амфиболах Рябиновского и Губенского массивов распределение иное: они содержат на порядок меньше хлора – 0.01–0.06%, но на порядок выше – фтора – 0.33–1.86%.

По характеру распределения Cl и F в апатитах кузинские гранитоиды образуют 2 группы (рис. 3). Максимально хлористыми оказались граниты из центральной части интрузии (обр. кс-62, обр. кс-438), концентрации хлора в них достигают 1.67%. В них наметился тренд (I) с тенденцией к обратной зависимости между Cl и F. В гранитоидах из краевой части интрузии содержания хлора в апатите не превысили 0.67%. В этих породах наметился другой тренд (II), в котором рост содержания F происходит при относительном постоянстве концентраций Cl. При этом ограничительный порог содержа-

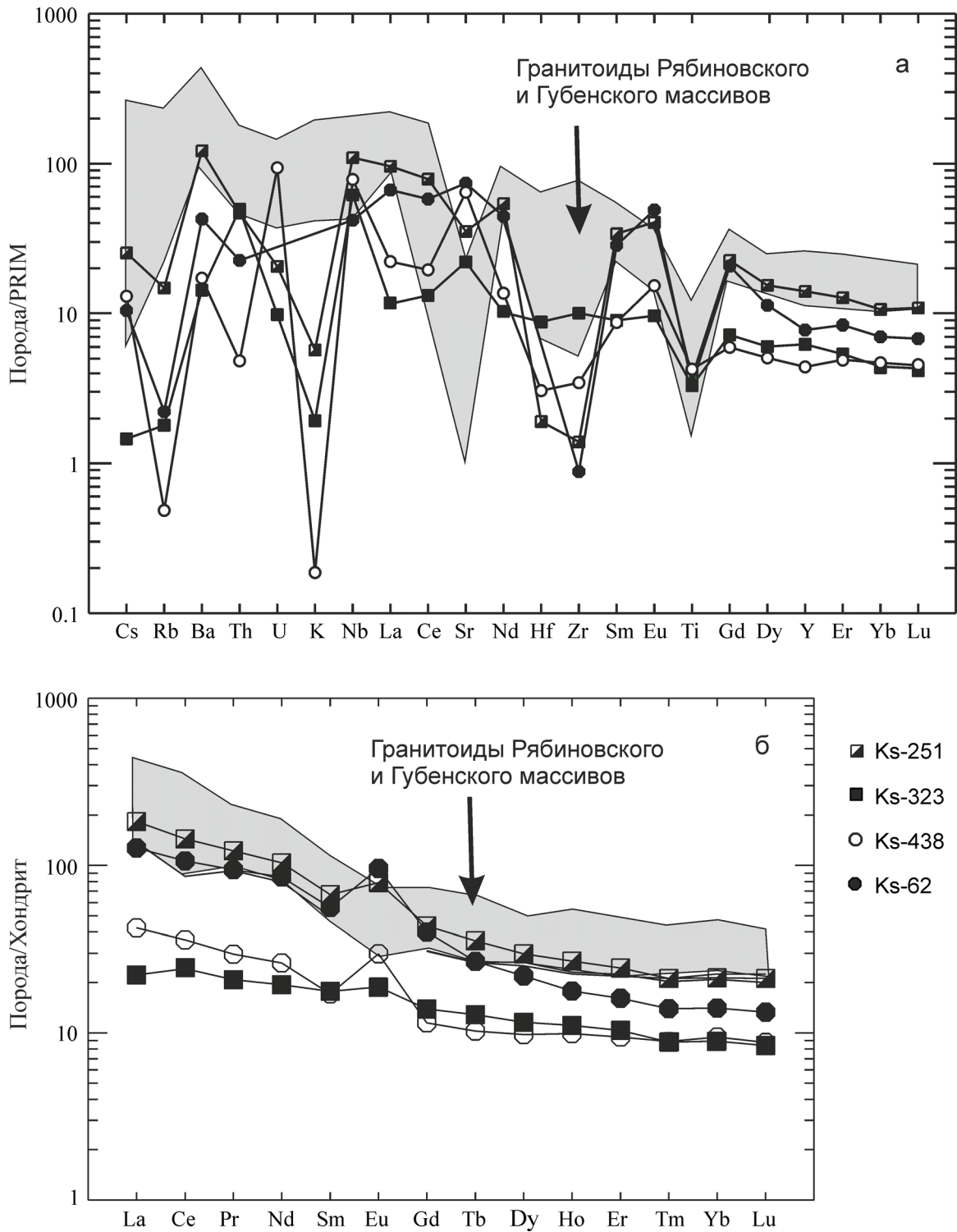


Рис. 2. Распределение РЭ и РЗЭ в кусинских гранитоидах (кс-251, кс-323, кс-438, кс-62) и в гранитах Рябиновского и Губенского массивов, нормированное по примитивной мантии (а) и по хондриту (б) [9].

ний F для первой группы составил 1.36%, для второй – 2.4%. Составы апатитов из пород Губенского и Рябиновского массивов образуют тренд (III), с высокими концентрациями фтора (до 3.4%) при очень низком содержании хлора (первые сотые доли процента, до полного его отсутствия).

Распределение Cl в апатитах и Sr в кусинских гранитоидах повторяет такую же закономерность, какая была подмечена ранее при изучении состава галогенов в апатите, амфиболе, ставролите из рудных зон в разрезе Кусинской интрузии интрузии [3]. В рудной зоне в центральной части массива все эти

Таблица 2. Содержания Cl, F в апатите из даек гранитоидов Кусинской интрузии (мас.%)

N	№ обр.	Форма, размеры, позиция включения апатита	Cl	F	
1	Кс-323	небольшое зерно в плагиоклазе, n = 9	0.36	1.41	
2	диорит	небольшое зерно в амфиболе, n = 5	0.36	1.34	
3		небольшое зерно в сростании с плагиоклазом и амфиболом, n = 5	0.62	1.60	
4		то же, n = 4	0.57	1.87	
5		Кс-251	гексагональное 30 × 40 мкм в рудном, n = 9	0.43	1.53
6	гранит	призматическое 40 × 100 мкм между биотитом и плагиоклазом, n = 19	0.48	1.63	
7		таблитчатое 70 × 80 мкм в плагиоклазе, n = 10	0.47	1.91	
8		таблитчатое 5 × 60 мкм между рудным и биотитом n = 13	0.42	1.92	
9		таблитчатое 25 × 80 мкм между рудным, плагиоклазом и биотитом, n = 11	0.57	1.98	
10		зерно неправильной формы 50×100 мкм в плагиоклазе, n = 24	0.67	1.95	
11		таблитчатое 60 × 100 мкм между рудным и плагиоклазом, n = 9	0.39	1.41	
12		Кс-62	таблитчатое 30 × 20 мкм в плагиоклазе n = 12	1.47	1.01
13			гексагональное 35 × 40 мкм в сростании с плагиоклазом и рудным, n = 13	1.70	1.03
14			таблитчатое 70 × 70 мкм в рудном, n = 13	1.63	1.05
15			таблитчатое 60 × 50 мкм в плагиоклазе, n = 17	1.55	1.02
16	Кс-438	мелкое включение апатита в рудном, n = 8	1.60	1.17	
17		гранит	изометричное 100 × 100 мкм между плагиоклазом и биотитом, n = 29	1.42	1.30
18		таблитчатое 20 × 30 мкм в биотите, n = 12	1.27	1.20	
19		таблитчатое 20 × 30 мкм в плагиоклазе, n = 14	1.25	0.82	
20		таблитчатое 120 × 150 мкм в плагиоклазе, n = 31	1.67	0.96	
21		таблитчатое 60 × 40 мкм, n = 11	1.77	1.52	
22		таблитчатое 70 × 100 мкм, n = 15	1.70	1.51	
23		таблитчатое 40 × 30 мкм, n = 10	2.24	1.46	
24		зерно таблитчатое 70 × 40 мкм, n = 10	2.18	1.56	
25	таблитчатое 70 × 40 мкм, n = 16	1.75	1.64		

Примечание. 1–11 – краевая часть интрузии; 12–25 – центральная часть интрузии; n – количество замеров в зерне. Все определения выполнены в ИГГ УрО РАН на микроанализаторе JXA – 5, аналитик Л.К. Воронина.

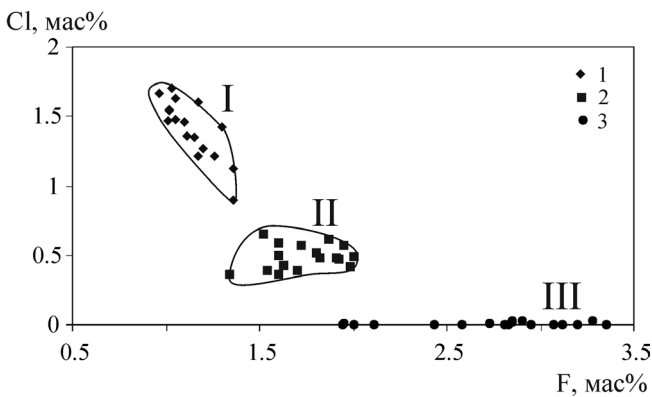


Рис. 3. Распределение Cl и F в апатитах из кусинских гранитов и из гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов.

1 – граниты центральной части интрузии (обр. кс-438, обр. кс-62), тренд – I; 2 – краевой части (обр. кс-251, обр. кс-323), тренд – II; 3 – граниты Рябиновского и Губенского массивов, тренд III.

минералы (Ap, Amf, St) имеют значительно более высокие концентрации Cl по сравнению с рудными зонами в краевых частях интрузии. Так, апатит из центральной рудной зоны содержит 3–3.2% Cl, а из краевой – до 2% Cl, амфибол из центральной – 0.3–0.4% Cl, из краевой – 0.1% Cl, ставролит из центральной – 0.3% Cl, из краевой – 0.1% Cl. Это озна-

чает, что центральная рудная зона является максимально хлороносной по сравнению с рудными зонами краевых частей интрузии. При этом обнаружена четкая взаимосвязь составов ильменита, магнетита и хегбомита из рудных тел этих зон со степенью их хлороносности. Ильменит, магнетит и хегбомит из центральной рудной зоны являются значительно более магнезиальными по сравнению с этими минералами из краевых рудных зон [1, 2]. Также наиболее магнезиальными оказались и амфиболы кусинских гранитоидов из центральной части интрузии (8.78–9.12% MgO, обр. кс-438) по сравнению с амфиболах краевой зоны (6.63–7.29% MgO, обр. кс-251).

На основе изложенного выше можно сделать следующие заключения.

1. Изученные гранитоиды, расположенные в пределах Кусинской интрузии, по своему флюидному режиму существенно отличаются от гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов. Первые являются высокохлороносными образованиями, вторые – высокофтористыми, при почти полном отсутствии Cl.

2. Кусинские гранитоиды имеют положительные (по сравнению с хондритами и примитивной мантией) Eu- и Sr-аномалии, тогда как граниты Губенского и Рябиновского массивов – отрицательные аномалии. Концентратором SrO в кусинских гранитах является плагиоклаз, содержащий до 0.44% SrO.

3. Вариации в составе апатитов (Cl, F), а также содержания Sr в кусинских гранитах обусловлены позицией гранитов в разрезе интрузии: высокие содержания Cl в апатитах и Sr в породах фиксируются в центральной части интрузии по сравнению с краевыми ее частями.

4. Намечился еще один очень важный для петрологии Кусинского месторождения вывод о том, что составы породообразующих и рудных минералов (петрогенные, РЭ и РЗЭ) зависят от флюидного режима формирования.

Исследования проведены при финансовой поддержке программы Президиума РАН (проект 12-П-5-2015), совместной программы УрО, ДВО и СО РАН (проект 12-С-5-1022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочарникова Т.Д., Прибавкин С.В., Холоднов В.В., Воронина Л.К. Хёгбомит из ильменит-магнетитовых руд Кусинского массива (Южный Урал) // Записки РМО. 2005. № 2. С. 84–90.
2. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Воронина Л.К. Закономерное изменение состава ильменита и магнетита из рудных залежей в разрезе Кусинского габбрового массива // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 313–317.
3. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Воронина Л.К. Особенности распределения галогенов в сосуществующих апатите, амфиболе и ставролите из рудных зон Кусинской интрузии // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 143–146.
4. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В. Особенности распределения галогенов в гранитах Рябиновского и Губенского массивов (Южный Урал) // Эндеогенное оруденение в подвижных поясах: мат-лы XIII чтений памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 196–199.
5. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. и др. Рифтогенный магматизм и железооруденение Южного Урала. // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 5. С. 421–443.
6. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно – Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–27.
7. Холоднов В. В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л. и др. Sm-Nd-, Rb-Sr – возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 43. С. 650–654.
8. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д. Верхний возрастной предел формирования рудоносных интрузий Кусинско-Копанского комплекса: U-Pb датирование циркона из поздних гранитов Медвежьего есторождения (Южный Урал). Литосфера. 2012. № 3. С. 99–109.
9. Sun S. S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 79–192.