

УДК 551.22

А.В. Сначёв¹, В.И. Сначёв², М.А. Романовская³

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЙ ГАББРО-ГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра РАН,
450077, Республика Башкортостан, г. Уфа, ул. Карла Маркса, д. 16/2

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», геологический факультет,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

FGBUN Institute of geology of the Ufimian scientific centre of Russian Academy Sciences (IRAS IG USC RAS),
450077, Respublika Bashkortostan, Ufa, Karl Marx st., 16/2

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Приведены новые данные о геологии и петрогеохимии пород магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов. Доказана принадлежность этих комплексов к габбро-гранитной формации. Полученные результаты позволяют объединить южно-уральский и среднеуральский сегменты раннекаменноугольного надсубдукционного рифта в единую субмеридиональную структуру. Ее формирование происходило в тыло-водужном бассейне девонской островной дуги, шарьированной в коллизионный этап развития Южного Урала на западный край Восточно-Уральского поднятия. Установлена Cu-Mo специализация гранитоидов магнитогорского и неплюевского комплексов.

Ключевые слова: габбро-гранитная формация, Арамилско-Сухтелинская зона, Магнитогорская мегазона, рифт, островная дуга, комплекс.

The article presents new data on the geology and petrogeochemistry of the Magnitogorsk, Nepljuevsk and Kanzafarov rock complexes. Their belonging to the gabbro-granite formation has been proved. These data give opportunity to combine the South Ural and Middle Ural segments of the Early Carboniferous subduction rift into a single submeridional structure. Its formation took place at the Devonian island arc rear basin. The arc was overthrust on the western edge of the East Ural Rise during the collision stage of the Southern Urals development. The Cu-Mo specialization of granitoids of the Magnitogorsk and Nepljuevsk complexes has been established.

Key words: gabbro-granite formation, Aramil-Sukhtelinsk zone, Magnitogorsk megazon, rift, island arc, complex.

Введение. Классический пример габбро-гранитной формации на Южном Урале — магнитогорский комплекс ($\gamma\delta C_1m$), образующий субмеридиональную цепочку интрузивных тел разного размера протяженностью около 200 км в осевой части южной половины Магнитогорской мегазоны (рис. 1). В результате исследований Г.Б. Ферштатера [2013], В.Н. Пучкова [2000], Д.Н. Салихова с соавторами [2014] было доказано, что эти тела совместно с комагматичными базальт-риолитовыми вулканитами (греховская ($C_{1t_2-v_1}$) и березовская ($C_{1t_2-v_2}$) свиты) выполняют раннекаменноугольную Магнитогорско-Богдановскую рифтовую структуру, врезанную в средне-позднедевонские островодужные вулканогенно-осадочные толщи. Далее на север на протяжении около 300 км интрузии габбро-гранитной формации до последнего времени не установлены. Они снова появляются уже в пределах Тагильского мегасинклинория

(Средний Урал) [Пучков, 2000]. В период с 1995 по 2010 г. мы совместно с сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъемка» в северной части Арамилско-Сухтелинской зоны и в пограничной области между Южным и Средним Уралом проводили геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000 (листы N-41-I, Кыштым; N-41-II, Кунашак; N-41-VII Миасс и N-41-XIII, Пласт). В процессе выполнения этих работ к раннекаменноугольной габбро-гранитной формации был отнесен ряд массивов неплюевского (Большаковский, Ключевской, Камбулатовский массивы) и канзафаровского комплексов, что позволило соединить южно- и среднеуральский сегменты рифта в единую субмеридиональную структуру.

Геологическое строение. В состав *южной группы интрузий*, объединенных в магнитогорский комплекс, входят (с юга на север): Богдановский, Грязнушинский, Чекинский, Разборненский,

¹ ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра РАН, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н., заведующий лабораторией; e-mail: SAVant@rambler.ru

² ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: SAVant@inbox.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, канд. геол.-минер. н., доцент; e-mail: maria_roman@mail.ru

Североборский, Московский, Магнитогорский, Верхнеуральский, Кассельский, Полосинский массивы (рис. 1). Согласно данным Г.Б. Ферштатера [2013], Д.Н. Салихова с соавторами [2014], все они трассируют субмеридиональный разлом в центральной части Магнитогорско-Богдановского грабена. В том же направлении с юга на север в составе интрузивных тел постепенно уменьшается доля щелочных гранитов и увеличивается глубина кристаллизации пород с 0,5–1,0 км (Богдановский массив) до 3,0–4,0 км (Кассельский массив).

В связи с тем, что с массивами рассматриваемого комплекса связаны промышленные скарново-магнетитовые и титаномагнетитовые месторождения, в середине XX в. интрузивные тела были детально разбурены, что позволило получить достоверную информацию о их глубинном строении. В обобщенном вертикальном разрезе массивов выделяют три зоны: гранит-граносиенитовую (0–250 м), габбро-гранитоидную (250–1250 м) и габбровую (1250–11000 м). Образование подобной расслоенности Г.Б. Ферштатер с коллегами [1984] объясняют кристаллизационной дифференциацией базитового расплава в магматической камере. Габброиды в нижней части разреза представлены битовнитовыми оливиновыми габбро-норитами, с которыми связано титаномагнетитовое оруденение. В состав габброидов габбро-гранитной ассоциации входят лабрадоровые роговообманковые разности. Среди гранитоидов магнитогорской серии выделяют [Салихов и др., 2014] многочисленные типы, варьирующие по составу от натриевых гранитов и тоналитов (узянский тип) до калиево-натриевых гранитоидов нормальной щелочности (алексеевский тип) и далее к умереннощелочным К-Na гранитам, граносиенитам, сиенитам (московский тип) и щелочным гранитам, граносиенитам (чекинский тип).

Габбро и гранитоиды магнитогорского комплекса на протяжении нескольких десятилетий неоднократно были датированы различными методами, в том числе: Sm-Nd (330 ± 20 млн лет) и Rb-Sr (333 ± 4 млн лет) [Ронкин, 1989], LA ICP-MS и SHRIMP-II (347 ± 7 , 335 ± 8 , 346 ± 3 , 343 ± 9 , 339 ± 9 , 349 ± 8 , 336 ± 5 млн лет) [Ферштатер, 2013], что позволило отнести их к раннекаменноугольным образованиям.

Центральная группа интрузий представлена Большаковским габбровым, Ключевским габбро-гранитоидным, Камбулатовским и Куртмакским гранитными массивами и небольшими интрузивными телами, расположенными в южной половине Арамилско-Сухтелинской зоны (рис. 1), служащей восточным флангом Магнитогорской мегазоны, шарьированной в коллизионный этап развития Южного Урала в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского поднятия

[Сначёв и др., 2006]. Ключевской массив относится к неплюевскому габбро-диорит-гранитному комплексу, в котором выделяют три фазы внедрения: первая — габбро, габбро-долериты; вторая — диориты, гранодиориты и третья — граниты. Наиболее распространены в Ключевском массиве породы второй фазы внедрения, в Куртмакском и Камбулатовском массивах — граниты, в Большаковском массиве — габбро. Внутреннее строение последнего неоднородно, в его центральной части преобладает мезократовое среднезернистое габбро массивной текстуры, по периферии — лейкократовое, такситовое габбро; встречаются также полосчатые, пегматоидные габбро, габбро-нориты, «рудное» (с магнетитом и титаномагнетитом) и оливковое габбро.

Абсолютный возраст диоритов Ключевского массива, определенный К-Ag методом, по данным В.П. Костарева и А.И. Батанина (ОАО «Челябинскгеосъемка»), составляет 349 ± 13 млн лет. Для Неплюевского плутона, расположенного южнее рассматриваемой площади и входящего в состав одноименного комплекса, изотопный Rb-Sr возраст лейкогранита определен в $340,3 \pm 2,6$ млн лет, гранодиорита — $345,7 \pm 1,7$ млн лет, что соответствует раннему карбону [Тевелев и др., 2006]. Цирконы, выделенные А.А. Краснобаевым из двух проб Большаковского массива, проанализированы на SHRIMP-II U-Pb методом. Для идеальных по габитусу монокристаллов циркона из габбро определен возраст 353 ± 6 млн лет, из гранодиорита — 359 ± 6 млн лет [Сначёв и др., 2009].

Северная группа интрузий состоит из серии массивов канзафаровского габбро-диоритового комплекса, расположенного в северной части Арамилско-Сухтелинской зоны (пограничная область Южного и Среднего Урала) (рис. 1). По данным последних геолого-съемочных работ Г.В. Кальсина и др. (ОАО «Челябинскгеосъемка», 2010), в его строении принимают участие габбро, габбро-диориты, микрогаббро, редко пироксениты, диориты. В состав комплекса входят крупные тела габброидов, развитые преимущественно в восточных частях Шарыпкульского, Калдинского и Буринско-Карабольского массивов, а также в районах озер Каинкуль, Чебакуль и Уелги. Габбро представлено такситовыми разностями от мелано- до лейкократовых с разной зернистостью. В восточной части Буринского массива в меланократовых габбро, а также в габбро и пироксенитах Каинкульского и Чебакульского массивов известны проявления титаномагнетитовых руд. По совокупности геологических данных возраст габброидов канзафаровского комплекса принят раннекаменноугольным.

Петрогеохимические особенности пород. Известно, что габбро, габбродолериты, габбронориты

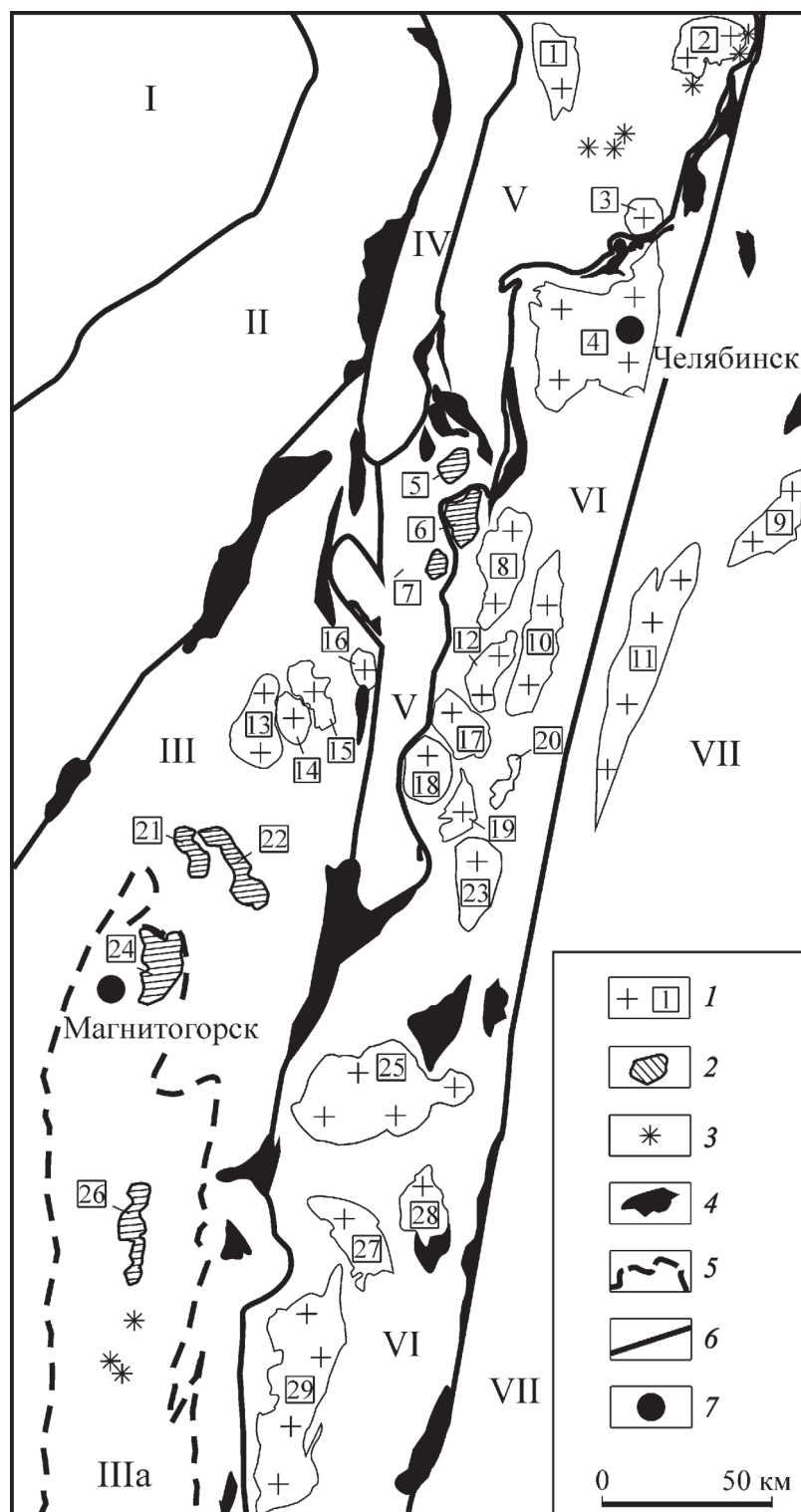


Рис. 1. Схема тектонического районирования Южного Урала и положение на ней массивов габбро-гранитной формации: 1 — крупные гранитные массивы и их номера; 2, 3 — массивы габбро-гранитной формации (2 — крупные массивы, 3 — мелкие интрузивные тела); 4 — гипербазитовые интрузии; 5 — граница раннекаменноугольного Магнитогорско-Богдановского грабена; 6 — границы структурно-формационных зон; 7 — положение городов

I — Предуральский краевой прогиб и Западно-Уральская зона линейной складчатости, II — Башкирский мегантиклинорий, III — Магнитогорский мегасинклинорий, IV — Ильменогорско-Сысертский блок, V — Арамилско-Сухтелинская зона, VI — Восточно-Уральская мегазона, VII — Зауральское поднятие. Цифры в квадратах — гранитоидные массивы: 1 — Тюбукский, 2 — Буринско-Карабольский, 3 — Султаевский, 4 — Челябинский, 5 — Камбулатовский, 6 — Ключевской и Куртмакский, 7 — Большаковский, 8 — Варламовский, 9 — северная часть Нижне-Санарского массива, 10 — Коелгинский и Пластовский, 11 — Нижне-Санарский, 12 — Борисовский, 13 — Ахуновский, 14 — Петропавловский, 15 — Карагайский, 16 — Вандышевский, 17 — Санарский, 18 — Степнинский, 19 — Стрелецкий и Черноборский, 20 — Чернореченский, 21 — Верхнеуральский, 22 — Полосинский и Кассельский, 23 — Чесменский, 24 — Магнитогорский и Мосовский, 25 — Джабыкский, 26 — Северные Борки и Разборненский, 27 — Неплюевский, 28 — Варшавский, 29 — Суундукский

зарождаются на больших глубинах, чем легкоплавкие гранитоиды, и лучше всего отвечают исходному расплаву [Ферштатер, 2013]. В связи с этим именно они использованы нами для реконструкции палеогеодинамических условий образования и выяснения формационной принадлежности интрузий магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов (таблица), которые, кроме того, имеют мантийные изотопные значения Sr^{87}/Sr^{86} и ϵNd [Ронкин, 1989].

По данным Д.Н. Салихова с соавторами [2014], габброиды магнитогорского комплекса относятся к умеренно-щелочным базитам натриевого и калиево-натриевого подотряда щелочности ($K_2O=0,6\div1,20\%$, $Na_2O=3,1\div4,6\%$). По коэффициенту глиноземистости они соответствуют породам умеренного ряда ($al'=0,72\div1,00$). К специфическим особенностям рассматриваемых габбро относится высокое содержание TiO_2 ($1,7\text{--}3,0\%$) и P_2O_5 ($0,250\text{--}0,673\%$). Они обогащены высокозарядными

Химический состав пород габбро-гранитной формации, масс.%

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	46,01	1,87	16,77	5,39	6,66	0,11	7,01	10,25	3,72	0,34	0,07	1,04	99,28
2	49,84	1,76	18,13	2,47	6,50	0,13	5,42	9,01	3,80	0,44	0,03	1,57	99,21
3	51,06	2,39	18,98	2,34	6,01	0,17	3,50	9,85	3,77	0,50	0,08	0,96	99,72
4	51,40	2,09	16,57	3,82	6,77	0,11	4,12	9,10	3,90	0,79	0,17	1,76	100,65
5	57,16	0,74	17,42	1,62	4,49	0,10	5,72	7,46	3,77	1,15	0,17	1,18	100,98
6	58,18	0,86	16,97	1,05	4,77	0,11	3,78	7,04	4,66	1,23	0,18	0,90	99,73
7	62,02	0,55	16,70	1,78	1,35	0,03	5,06	5,60	5,35	0,81	0,11	1,12	100,48
8	63,06	0,50	14,66	3,16	2,99	0,04	2,65	6,48	4,79	1,00	0,18	1,12	100,63
9	63,66	0,37	15,78	3,32	2,36	0,07	2,69	5,16	5,00	0,38	0,12	0,84	99,75
10	76,74	0,06	12,81	0,16	0,53	0,01	0,50	2,17	5,62	1,30	0,03	0,10	99,92
11	70,56	0,42	14,74	0,93	2,13	0,05	1,65	3,35	4,66	1,39	0,12	0,22	100,22
12	70,36	0,37	14,60	1,31	1,53	0,05	0,97	2,84	5,03	3,12	0,03	0,50	100,71
13	71,52	0,27	13,78	1,24	2,42	0,05	1,59	0,86	4,83	3,23	0,04	0,56	100,39
14	72,26	0,23	13,57	1,41	1,60	0,05	1,19	1,70	4,05	4,19	0,06	0,22	100,50
15	72,40	0,20	14,04	0,47	0,93	0,04	1,91	2,44	4,06	3,42	0,05	0,56	100,52
16	74,18	0,14	12,84	0,45	1,21	0,05	0,28	2,35	4,53	4,08	0,02	0,38	100,51
17	74,26	0,11	13,00	0,76	0,83	0,02	1,59	1,15	3,80	4,80	0,05	0,56	100,93
18	74,43	0,19	12,85	0,80	0,98	0,05	0,45	1,25	4,50	3,66	0,09	0,36	99,61
19	74,88	0,16	12,30	1,31	1,15	0,03	0,60	0,86	3,58	4,52	0,03	0,48	99,90
20	75,48	0,10	12,87	0,19	0,88	0,04	0,28	0,92	4,59	4,18	0,02	0,44	99,99
21	75,50	0,08	12,60	0,96	0,83	<0,01	0,80	0,86	4,00	3,93	0,01	0,52	100,08
22	76,26	0,07	13,39	0,14	0,40	<0,01	0,40	1,00	3,83	4,84	<0,01	0,12	100,45
23	45,98	1,82	16,86	4,62	6,43	0,17	6,85	10,36	3,63	0,40	<0,01	1,98	99,10
24	50,66	1,58	17,65	2,30	6,60	0,17	5,40	8,93	3,85	0,49	<0,01	2,26	99,89
25	51,20	2,50	19,61	1,73	5,53	0,11	3,24	10,08	3,75	0,48	<0,01	1,60	99,83
26	46,81	2,36	14,58	4,62	11,92	0,18	6,56	5,00	4,61	0,12	0,33	2,04	99,11
27	47,74	1,38	14,93	4,14	7,33	0,20	8,40	9,98	2,60	0,21	0,12	2,40	99,43
28	48,24	2,36	13,22	5,74	8,88	0,26	4,18	10,85	3,69	0,18	0,23	1,52	99,35
29	49,32	2,64	14,03	3,89	11,10	0,21	4,18	6,89	3,58	0,22	0,21	3,06	99,29
30	49,39	1,68	13,13	3,70	7,90	0,18	6,63	11,80	3,06	0,30	0,10	2,16	100,03
31	49,81	1,72	14,16	3,35	9,16	0,24	6,43	10,12	3,06	0,26	0,16	0,76	99,23
32	49,89	1,27	13,80	4,06	6,61	0,21	8,10	9,69	2,89	0,33	0,13	1,93	98,91
33	49,99	2,90	12,76	5,47	11,38	0,29	5,27	7,52	2,33	0,50	0,18	0,40	98,99
34	50,69	1,29	14,45	2,48	7,46	0,16	7,23	8,68	3,68	0,57	0,10	2,78	99,57
35	51,02	2,44	14,49	4,34	9,31	0,23	5,57	7,02	4,40	0,26	0,32	1,00	100,40
36	53,32	2,86	13,32	5,05	9,98	0,25	4,83	7,32	3,87	0,17	0,40	1,14	100,51
37	49,50	1,61	14,00	3,00	6,82	0,20	13,00	5,10	4,40	0,10	0,22	1,80	99,75
38	50,00	2,54	14,70	3,00	10,80	0,22	6,00	7,38	3,57	0,14	0,22	1,00	99,58
39	50,00	3,00	14,70	3,55	10,80	0,21	5,00	7,38	3,57	0,20	0,26	0,90	99,58
40	53,00	1,04	14,70	5,22	5,75	0,18	4,20	10,20	4,05	0,30	0,44	0,70	99,84
41	55,00	2,81	13,60	3,20	7,99	0,21	5,90	3,99	4,99	0,20	0,44	0,92	99,25
42	40,93	4,24	11,55	9,83	10,26	0,25	6,69	10,80	3,40	0,17	0,08	1,89	100,09
43	42,38	5,52	11,79	8,29	8,98	0,23	5,65	11,06	3,14	0,52	0,60	1,38	99,54

Окончание табл.

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
44	44,45	3,50	13,67	9,43	7,56	0,22	5,50	10,00	1,20	1,37	0,22	3,12	100,24
45	45,03	2,69	13,24	8,77	7,05	0,21	6,37	10,77	0,76	1,39	0,09	2,86	99,23
46	49,89	0,88	21,42	4,55	1,44	0,08	2,45	11,76	2,84	1,46	0,25	2,54	99,56
47	50,20	2,90	13,90	4,87	6,84	0,19	4,70	9,55	3,51	0,57	1,05	1,74	100,02
48	51,32	1,80	15,37	5,50	4,32	0,13	6,24	9,03	2,35	1,21	0,27	1,95	99,49
49	51,26	1,44	14,67	3,84	5,43	0,12	5,11	9,34	4,14	2,13	0,23	1,68	99,39
50	51,48	2,11	16,49	3,71	6,60	0,16	3,83	9,12	3,90	1,11	0,28	2,40	101,19
51	53,86	2,15	14,48	4,10	6,64	0,20	3,94	6,82	4,22	1,35	0,34	1,81	99,91
52	50,39	1,33	15,15	5,67	6,90	0,25	5,59	8,00	3,81	0,75	0,30	1,42	99,56
53	47,70	1,84	10,64	16,98	—	0,23	6,53	8,80	2,10	3,25	0,20	1,10	99,37
54	54,25	1,72	14,59	3,38	4,68	0,13	5,23	9,28	2,49	0,80	0,30	2,91	99,76
55	55,01	2,00	17,20	5,68	2,88	0,14	3,36	6,91	3,79	1,06	0,84	0,98	99,85
56	55,11	2,30	14,76	4,27	6,48	0,20	3,61	6,72	3,91	1,03	0,45	1,07	99,91
57	57,37	2,10	14,18	6,15	3,24	0,15	3,53	5,62	3,55	1,71	1,00	1,13	99,73
58	66,06	0,70	15,62	0	4,00	0,11	0,98	2,43	5,70	2,11	0,17	1,98	99,86
59	69,10	0,55	14,68	0	3,06	0,06	0,99	1,62	5,51	2,43	0,07	1,55	99,62
60	70,30	0,41	14,26	0	3,36	0,07	0,77	1,60	4,50	3,86	0,05	0,74	99,92
61	70,62	0,38	15,21	2,96	0,54	0,05	0,92	1,41	4,76	2,56	0,05	0,53	99,99
62	71,58	0,50	16,08	0,56	0,72	0,05	0,57	1,54	4,62	3,83	0,05	0,10	100,20
63	58,90	1,25	15,11	3,18	4,50	0,14	3,31	6,52	3,60	1,55	0,24	1,30	99,60
64	67,91	0,47	16,16	1,42	1,43	0,06	0,65	3,28	4,94	2,62	0,13	0,65	99,72
65	56,85	2,36	11,56	14,81	—	0,15	4,03	5,55	2,10	1,69	0,27	1,20	100,58
66	70,66	0,32	13,37	3,63	—	0,09	0,39	0,50	4,70	5,71	0,04	0,30	99,71

Примечания. 1–22 — Ключевской массив: 1–4 — габбро, 5–9 — диориты, 10, 11 — плагиограниты, 12–15 — граниты биотитовые, 16–22 — лейкограниты; 23–25 — габбро Большаковского массива; 26–41 — габбро канзафаровского комплекса; 42–66 — породы магнитогорского комплекса: 42–53 — габбро, 54–66 — гранитоиды; 1–41 — данные авторов и коллег из ОАО «Челябинскгеосъемка», 42–66 — данные Г.Б. Ферштатера [2013]. Прочерк — содержание ниже чувствительности метода.

(Nb, Ta, Zr, Hf) и литофильными (Rb, Ba, Th, U) элементами, а суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) колеблется в пределах 96–155 г/т при заметном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми (г/т) ($La = 12,4 \div 15,4$; $Yb = 3,0 \div 3,7$; $Lu = 0,43 \div 0,57$; $La/Yb = 3,2 \div 6,2$) при отсутствии европиевой аномалии.

Габброиды Большаковского [Сначёв и др., 2009] и Ключевского массивов близки по составу к умеренно- и высокотитанистым ($TiO_2 = 1,7 \div 2,5\%$) толеитам с довольно высокой относительной глиноземистостью (таблица). Содержание Na_2O и K_2O в них очень стабильно и составляет 3,63–3,85 и 0,34–0,79% соответственно, что отвечает натриевому типу щелочности. В неплюевских габбро, как и в магнитогорских, отмечена повышенная концентрация высокозарядных и литофильных элементов. Спектр РЗЭ довольно отчетливо фракционирован, легкие лантаноиды заметно преобладают над тяжелыми (г/т) ($La = 13,6 \div 22,9$; $Yb = 2,4 \div 5,2$; $Lu = 0,35 \div 0,85$; $La/Yb = 5 \div 9$), сумма РЗЭ в породах составляет от 90 до 170 г/т.

Габброиды канзафаровского комплекса относятся к высокотитанистым толеитам ($TiO_2 1,27–3,00\%$) с довольно высокой относительной глиноземистостью (таблица). Для них характерно повышенное содержание P_2O_5 (0,10–0,44%) и натриевый тип щелочности ($Na_2O = 2,6 \div 4,6\%$, $K_2O = 0,15 \div 0,60\%$, $Na_2O/K_2O = 3,4 \div 35,0$, сумма щелочей $2,8 \div 5,1\%$). Распределение РЗЭ в рассматриваемых габброидах свидетельствует о незначительном фракционировании элементов. Суммарно содержание РЗЭ в них варьирует от 120 до 170 г/т, хондрит-нормированные значения $La_N \approx 50$ и $Lu_N \approx 45$, а абсолютные — $La = 15 \div 22$, $Lu = 1,20 \div 1,80$ г/т.

По петрогеохимическим характеристикам габброиды магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов относятся к толеитовым базитам, образование которых связано либо с океаническими островами, либо с рифтогенными структурами [Геодинамические..., 1989]. Их характерные особенности — высокое содержание TiO_2 , P_2O_5 , литофильных и РЗЭ, натриевый тип

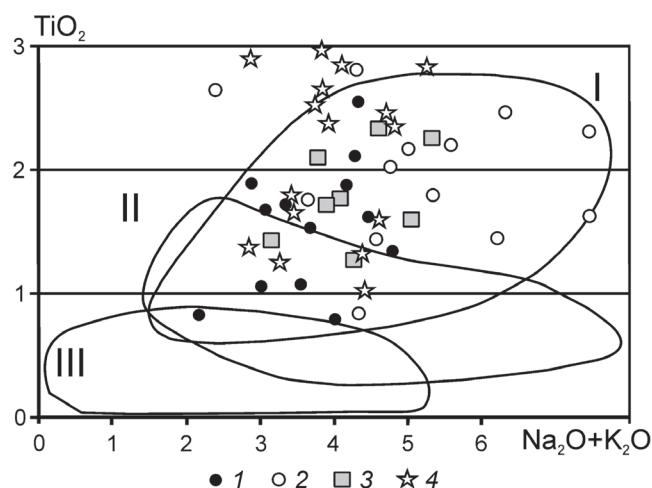


Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{TiO}_2$, по [Сначёв и др., 2009], для габброидов магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов: 1 — Большаковский массив, 2 — магнитогорский комплекс, по [Ферштатер, 2013], 3 — Ключевской массив, 4 — канзафаровский комплекс. Поля формаций: I — габбро-гранитной, II — дунит-клинопироксенит-габбровой, III — дунит-гарцбургитовой

щелочности, преобладание легких РЗЭ (La, Ce) над тяжелыми (Yb, Lu). Обогащенность толеитовых магматических пород литофильными элементами связана с тем, что в их образовании принимало участие вещество неистощенной мантии [Геодинамические..., 1989]. По данным Д.Н. Салихова с соавторами [2014], габброиды магнитогорского комплекса отвечают внутриплитным умереннощелочным базальтам, образование которых происходило в начальный этап заложения Магнитогорско-

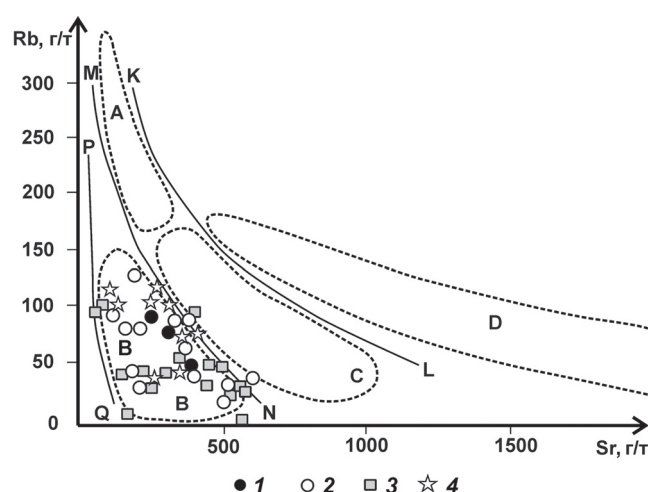


Рис. 3. Диаграмма Rb—Sr, по [Ферштатер и др., 1984], для габброидов и гранитоидов магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов: 1 — Большаковский массив, 2 — магнитогорский комплекс, по [Ферштатер, 2013], 3 — Ключевской массив, 4 — канзафаровский комплекс. Поля пород — производные различных исходных магм: PQ — толеитовой океанической; NQPM — толеитовой континентальной островодужной; LNMK — орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой, выше линии LK — латитовой, щелочно-базальтовой. Области распространения южноуральских гранитоидных формаций: A — гранит-мигматитовой, B — габбро-гранитной, C — тоналит-гранодиоритовой, D — монзонит-гранитной

Богдановского грабена. Близкое мнение высказал Г.Б. Ферштатер [2013], который относит рассматриваемый комплекс к рифтогенным магматитам, приуроченным к надсубдукционному рифту. По содержанию Rb, Sr, РЗЭ и малых элементов они

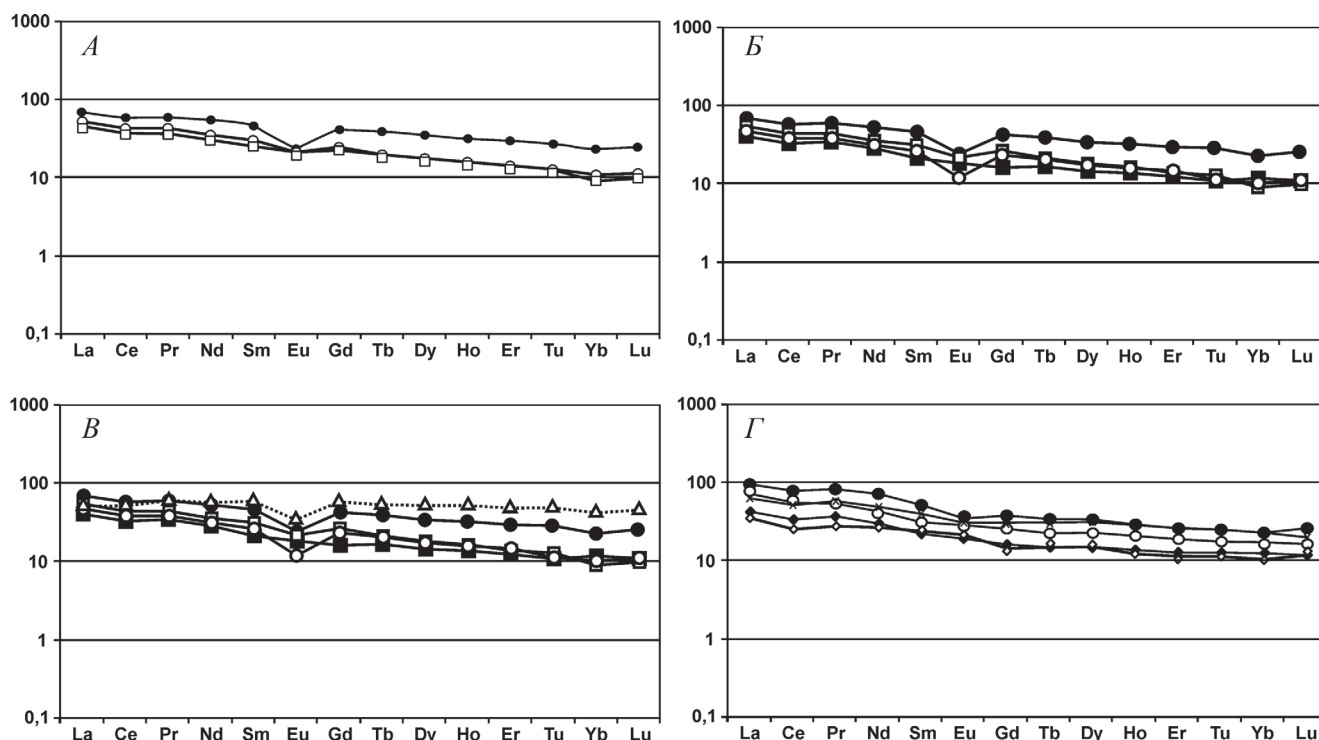


Рис. 4. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, в габброидах магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов: А — Большаковский массив, Б — Ключевской массив, В — канзафаровский комплекс, Г — магнитогорский комплекс, по [Ферштатер, 2013]

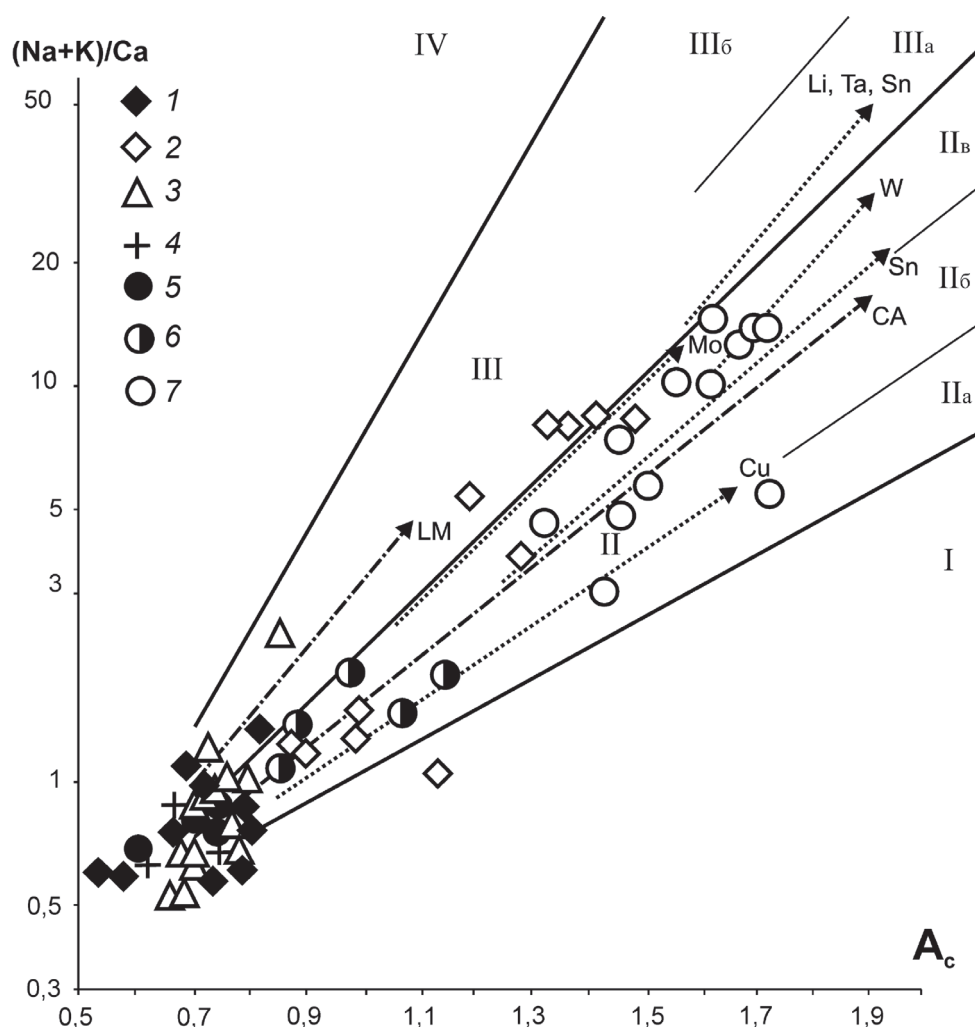


Рис. 5. Диаграмма $(Na+K)/Ca - A_c$ для пород магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов с эталонными трендами рудогенных гранитоидных формаций, по [Бородин, 2004]: 1, 2 — магнитогорский комплекс, по [Ферштатер, 2013]: 1 — габбро, 2 — диориты, гранодиориты, граниты; 3 — габбро канзафаровского комплекса; 4 — габбро Большаковского массива; 5–7 — породы Ключевского массива: 5 — габбро, 6 — диориты, 7 — граниты.

Классификационные поля: I — известковое, II — известково-щелочное (IIa — субизвестковистые, IIb — известково-щелочные, IIв — субизвестково-щелочные граниты); III — субщелочное (IIIa — субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты, IIIб — щелочные агапитовые граниты); IV — щелочное. Эталонные тренды (штрих-пунктирные линии): CA — главный известково-щелочной, LM — латитовый (мондонитовый); эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций (пунктирные линии): Sn — оловянный, Cu — медно-порфировый, Mo–Cu — молибденовый, W–Mo — вольфрам-молибденовый; Li, Ta, Nb, Sn — литий-тантал-ниобий-оловянный.

относятся к породам андезитового ряда. Подобные породы формируются в тылу островных дуг, на континентальной окраине [Зоненшайн и др., 1976] или в континентально-рифтогенной геодинамической обстановке [Ковалев и др., 1995; Савельев и др., 2009].

Рассмотрим формационную принадлежность габброидов магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов. На диаграмме $TiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ (рис. 2) они образуют единую область, совпадающую с полем габбро-гранитной формации и обособленную от хромитоносной дунит-гарцбургитовой и платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой. Примечательно, что габбро магнитогорского комплекса, в отличие от центральной и северной групп интрузий, в среднем содержит заметно больше щелочей и меньше TiO_2 .

Положение габброидов и гранитоидов перечисленных выше комплексов на диаграмме Rb–Sr (рис. 3) для интрузивных формаций в разной геодинамической обстановке на Южном Урале [Ферштатер, 1984] указывает на то, что все они входят в состав габбро-гранитной формации и ложатся на тренд пород мантийного, а не корового происхождения. Подтверждение этому находим при анализе

рис. 4, на котором графики распределения РЗЭ в габбро южной, центральной и северной групп интрузий повторяют один другой и полностью укладываются в поле магнитогорского комплекса, для которого принадлежность к габбро-гранитной формации четко доказана предыдущими исследователями [Ферштатер, 2013; Пучков, 2000].

Металлогеническая специализация пород магнитогорского, неплюевского и канзафаровского комплексов наглядно демонстрируется на классификационной диаграмме эталонных трендов рудогенных гранитоидных формаций, разработанной Л.С. Бородиным [2004]. На этой диаграмме (рис. 5) в координатах $A_c - (Na+K)/Ca$, где A_c — универсальный параметр кислотности — основности, учитывающий не только содержание, но и химическую активность порообразующих элементов, а $(Na+K)/Ca$ — параметр, характеризующий степень щелочности — известковистости, показаны типовые тренды редкометалльных, оловянных и медных провинций мира по отношению к S- и I-гранитам, в том числе Sn-тренд известково-щелочных гранитов и лейкогранитов, Li, Ta, Nb, Sn (Li-Ta-Nb-Sn)-тренд субщелочных, плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов,

W(W-Mo)-тренд субизвестково-щелочных лейкогранитов, Cu-тренд низкощелочных субизвестковых мезогранитоидов медно-порфировых провинций, Mo(Mo-Cu)-порфировый тренд монцититоидов и субизвестково-щелочных лейкогранитов молибден-порфировых провинций.

Учитывая то, что Большаковский массив и канзафаровский комплекс представлены исключительно габброидами, на диаграмме $A_c-(Na+K)/Ca$ они не образуют трендов и нет возможности оценить их металлогеническую специализацию. Совсем другая картина наблюдается для пород Ключевского массива и магнитогорского комплекса. Все анализы габбро, диоритов, гранодиоритов и гранитов укладываются в главный известково-щелочной тренд и, за исключением нескольких проб диоритов магнитогорского комплекса, расположены в пределах известково-щелочного поля (II). Принадлежащие им гранитоиды образуют компактную область, вытянутую вдоль границы раздела полей II и III (секторы IIв и IIIа), и тяготеют к медно-молибденовому металлогеническому тренду. Наибольший интерес на Cu-Mo оруденение представляют гранодиориты и граниты. Подтверждается это и исследованиями Г.Б. Ферштатера [2013], который для гранитоидов магнитогорского комплекса отмечал четкую специализацию на Mo. Содержание этого редкометалльного элемента в них первично и заметно выше, чем в других гранитоидах Урала.

Заключение. Таким образом, по ряду геологических, геохронологических и петрогеохимических данных породы канзафаровского комплекса, а также Большаковского, Ключевского, Куртмакского, Камбулатовского массивов, расположенных в пределах Арамилско-Сухтелинской зоны, сопоставимы с породами магнитогорского комплекса, для которого четко доказана принадлежность к габбро-гранитной формации [Ферштатер, 2013], что позволило соединить в единую субмеридиональную структуру южноуральский и среднеуральский сегменты раннекаменноугольного рифта. Примечательно, что в северном направлении от Богдановского массива до Камбулатовского постепенно уменьшается доля щелочных пород, а среди канзафаровского комплекса они вообще отсутствуют. При этом постепенно с юга на север увеличивается глубина кристаллизации пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бородин Л.С. Модельная система петрогеохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn, Li, Ta, Nb, W, Mo, Cu // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 3–26.

Геодинамические реконструкции: Методическое пособие для региональных геологических исследований. Л.: Недра, 1989. 278 с.

История формирования габбро-гранитной формации охватывает длительный интервал времени. Магнитогорская мегазона, в пределах которой эта формация широко развита, представляет собой хорошо сохранившийся фрагмент островной дуги, активно развивавшейся в девонское время, и прослеживается на север через сильно эродированную Арамилско-Сухтелинскую зону [Пучков, 2010]. Островная дуга находилась над зоной субдукции, падающей на восток под Восточно-Уральский микроконтинент.

В позднем девоне произошла мягкая коллизия микроконтинента и островной дуги. В первой половине раннекаменноугольного времени восточнее (в тылу островной дуги) образовалась рифтовая зона (Магнитогорско-Богдановский грабен). В ее пределах в раздвиговых зонах формировались высокотитанистые толеитовые и умереннощелочные базальты греховской и березовской свит, а также интрузии габбро-гранитной формации, для которых характерны смешанные геохимические признаки надсубдукционных и внутриплитных (рифтовых) образований.

В наступивший затем во второй половине карбона–перми коллизионный этап развития региона северная часть Магнитогорской мегазоны и пограничная область Южного и Среднего Урала оказались в условиях жесткой коллизии, в результате чего образования на их восточном фланге, включая габбро-гранитную формацию, были шарьированы на западный край Восточно-Уральского поднятия. Возникшая при этом аккреционная призма (Арамилско-Сухтелинская зона) впоследствии испытала сильную эрозию, интенсивность которой росла в северном направлении. На современной поверхности оказались преимущественно габбро и гранодиориты неплюевского (Центральная группа массивов) и габброиды канзафаровского комплексов (Северная группа массивов).

Учитывая медно-молибденовую специализацию гранитоидов габбро-гранитной формации, наиболее перспективными на редкометалльное оруденение следует считать слабоэродированные диориты и гранодиориты магнитогорского комплекса и в меньшей степени — Ключевской и Камбулатовский массивы.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Государственного заказа по теме № 0246-2019-0078.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин Л.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

Ковалев С.Г., Сначёв В.И., Романовская М.А. Новые геолого-петрогенетические аспекты формирования Кузинско-Копанского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1995. № 4. С. 81–85.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С. 107–109.

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначёв В.И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 32–36.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулканогенно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. и др. Большаковский габбровый массив — фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 1. С. 79–81.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозои́ды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4 / Под ред. А.М. Никишина. М.: МГУ, 2006. 300 с.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.

Поступила в редакцию 21.09.2019

Поступила с доработки 26.04.2019

Принята к публикации 26.04.2019