УДК 552.321.1.(470.5) DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-672-691

МУРЗИНСКИЙ МАССИВ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ КАК ПРИМЕР МЕЖФОРМАЦИОННОГО ГРАНИТНОГО ПЛУТОНА: МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2018 г. Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: gerfer@online.ural.ru

Поступила в редакцию 08.11.2017 г., принята к печати 07.05.2018 г.

Мурзинский массив представляет собой круто падающую на восток пластообразную межформационную залежь длиной около 6 км, в подошве которой залегают протерозойские метаморфиты преимущественно гранулитовой фации (P = 5–6 кбар, *T* = 750–800°C), а в кровле – вулканогенно-осадочные силуро-девонские породы, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации. Петрогенные элементы определены в лаборатории физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН. Содержания редких элементов определены методом ICP MS в лабораториях Университета Гранады (Испания) и Института геологии и геохимии. Породы, залегающие в подошве массива, по мере приближения к нему в восточном направлении меняют свой состав от преимущественно базитового до гранитоидного. Гнейсы гранитоидного состава подверглись высокой степени плавления, и этот анатектический расплав сформировал западную часть Мурзинского массива. Граниты образуют три комплекса: 1) *южаковский* – жилы биотитовых ортоклазовых антипертитовых гранитов, варьирующих по содержанию K_2O, в метаморфитах подошвы массива; 2) *ватихский* – биотитовые ортоклазовые антипертитовые граниты, слагающие западную часть Мурзинского массива, и 3) *мурзинский* – двуслюдяные преимущественно микроклиновые граниты, залегающие в восточной части массива. В массиве выявлена четкая геохимическая зональность: с запада на восток (от подошвы к кровле) в гранитах ватихского и мурзинского комплексов растут содержания Rb, Li, Nb, Ta. В этом же направлении уменьшаются значения K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta отношений, а также содержания бария и стронция. Соответственно изменяются и составы таких породообразующих минералов, как плагиоклаз и биотит, что свидетельствует о возникновении геохимической зональности на магматической стадии. Изотопные характеристики одновозрастных (255 млн. лет) гранитов ватихского (Sr_1 = 0.70868–0.70923 и εNd_{255} от –8.9 до –11.9) и мурзинского (Sr_i = 0.70419–0.70549, εNd_{255} от –2.6 до +2.3) комплексов указывают на то, что субстратом первых были протерозойские гранито-гнейсы, а вторых – породы новообразованной коры, возможно, сходные с силуро-девонскими вулканогенно-осадочными толщами, контактирующими с мурзинскими гранитами.

Ключевые слова: *граниты, метаморфиты, геохимическая зональность, изотопные характеристики гранитов, P-T параметры гранитного магматизма*

MURZINKA MASSIFE AT THE MIDDLE URALS AS AN EXAMPLE OF THE INTERFORMATIONAL GRANITE PLUTON: MAGMATIC SOURCES, GEOCHEMICAL ZONALITY, PECULIARITIES OF FORMATION

German B. Fershtater, Nadezhda S. Borodina

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: gerfer@online.ural.ru

Received 08.11.2017, accepted 07.05.2018

Murzinka massif is a sheet-like interformational body steeply deeping to the East with length about 6 km. Proterozoic metamorphic rocks of the predominantly granulite facies (*P* = 5–6 kbar, *T* = 750–800°C) occur at the base of massif, and volcanic-sedimentary Silurian-Devonian rocks metamorphosed in the epidote-amphibolite facies – in the roof of it. Analyzes of rocks are made in the Institute of Geology and Geochemistry. A.N. Zavaritsky (Ekaterinburg, Russia) by standard methods. Petrogen elements were determined on the X-ray fluorescence spectrometers CPM-18, CPM-25, VRA-30 and the rare elements – on the ICP-MS mass spectrometer ELAN-9000 company Perkin Elmer. In the eastern direction the rocks lying in the base of the massif change their composition from predominantly basic to granitic. The

Для цитирования: Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. (2018) Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования. *Литосфера*, **18**(5), 672-691. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-672-691

For citation: Fershtater G.B., Borodina N.S. (2018) Murzinka massife at the Middle Urals as an example of the interformational granite pluton: magmatic sources, geochemical zonality, peculiarities of formation. *Litosfera*, **18**(5), 672-691. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-672-691

gneisses of granitoid composition underwent a high degree of melting, and theirs anatectic melt formed the western part of Murzinka massif. The granites form three complexes: yuzhakovsk – vein of biotite orthoclase antiperthite granites, varying in K_2O content, in the metamorphic rocks of the base of the massif, the vatikha – biotite orthoclase antiperthite granites in western part of the Murzinka massif, and the murzinka s.s. – two-mica predominantly microcline granites in the eastern part of the massif. Vatikha and murzinka granites have the same isotopic age (about 255 Ma). A clear geochemical zonation is revealed in the massif: from the west to the east (from the base to the roof), the contents of Rb, Li, Nb, Ta grow in the granites of the vatikha and murzinka complexes. In the same direction, the ratios K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta decrease, as well as the content of Ba and Sr. Accordingly, the compositions of such rock-forming minerals as plagioclase and biotite also change. The isotope characteristics of the granites of the vatikha (Sr_i = 0.70868–0.70923 and εNd_{255} from –8.9 to –11.9) and murzinka (Sr_i = 0.70419–0.70549, εNd_{255} from –2.6 to +2.3) complexes suggest that the substratum of the former was the Proterozoic granite-gneisses, and of the second – the rocks of the newly formed crust, possibly similar to the Silurian-Devonian volcanogenic-sedimentary rocks, which contact with the murzinka granites at the west.

Keywords: *granites, geochemical zonation, isotopic characteristic of granites, P-T parameters of granite magmatism*

Acknowledgements

The work was performed in the framework of the theme No. 0393-2016-0020 of the state assignment of the IGG UB RAS, state registration No. AAAA-A18-118052590029-6.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема образования гранитных массивов всегда была в центре внимания петрологов и геохимиков. Использование современных методов анализа, в том числе локальных, в совокупности с детальными геологическими наблюдениями позволяет приблизиться к решению таких коренных вопросов гранитообразования, как длительность и стадийность процесса, его физико-химические параметры, закономерности и условия гранитообразования и магматической эволюции, источники гранитных магм и флюидов.

Цель настоящей статьи состоит в том, чтобы на примере хорошо изученного Мурзинского массива на Среднем Урале рассмотреть эти проблемы. Массив был описан ранее [Орогенный гранитоидный магматизм …, 1994], но появившиеся новые более точные аналитические данные позволяют вернуться к этому уникальному объекту.

Массив представляет собой межформационное пластообразное тело мощностью до 10 км, круто падающее на восток. Он перекрывается предположительно девонскими вулканогенно-осадочными породами, а подстилается протерозойскими пара- и ортопородами мурзинско-адуйского метаморфического комплекса (ММК) [Кейльман, 1974; Коровко, Двоеглазов, 1986], прорванными многочисленными гранитными жилами, которые обособлены нами в южаковский комплекс (рис. 1). В самом массиве выделено два изотопно одновозрастных гранитных комплекса. Его западная часть сложена ортоклазовыми магнетитовыми биотитовыми гранитами ватихского комплекса, а восточная – микроклин-ортоклазовыми и микроклиновыми двуслюдяными гранитами мурзинского комплекса [Орогенный гранитоидный магматизм …, 1994]. В подошве массива формировались жилы камерных пегматитов, образующие знаменитую самоцветную полосу Урала [Ферсман, 1940; Таланцев, 1988], а в его надкровлевой части – обычные пегматиты с редкометальной минерализацией и разнообразные метасоматиты.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрогенные элементы определены в лаборатории физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова и Г.С. Неупокоева). Содержания редких элементов определены методом ICP MS в лабораториях Университета Гранады (Испания) (аналитики Ф. Беа, П. Монтеро) и Института геологии и геохимии – эмиссионно-спектральным методом (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина). Точность анализов составляет 2 и 5 отн.% для концентраций 50 и 5 г/т.

Мурзинско-адуйский метаморфический комплекс

На широте Мурзинского гранитного массива породы комплекса представлены пара- и ортогнейсами, валовый состав которых колеблется от базитового до гранитоидного. Западная и центральная части комплекса сложены гнейсами преимущественно базитового состава, переслаивающимися с более кремнекислыми породами (табл. 1, ан. 1–8). По минеральному составу выделяются высокоглиноземистые разности (см. табл. 1, ан. 2, 3, 7, 8) и породы повышенной щелочности (ан. 1, 4–6). Первые представлены чередованием биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-кордиерит-силлиманитовых и биотит-корундовых гнейсов с турмалином. Гнейсы с корундом (ан. 2) сходны по минералогии с корундовыми сиенитами, описанными в [Левин, Коротеев, Звонарева, 1975; Попов, Попова, 1975] в Ильменских горах: хорошо образованные кристаллы корунда размером 0.5–5 см, ориентировка которых не подчиняется гнейсовидности, окружены

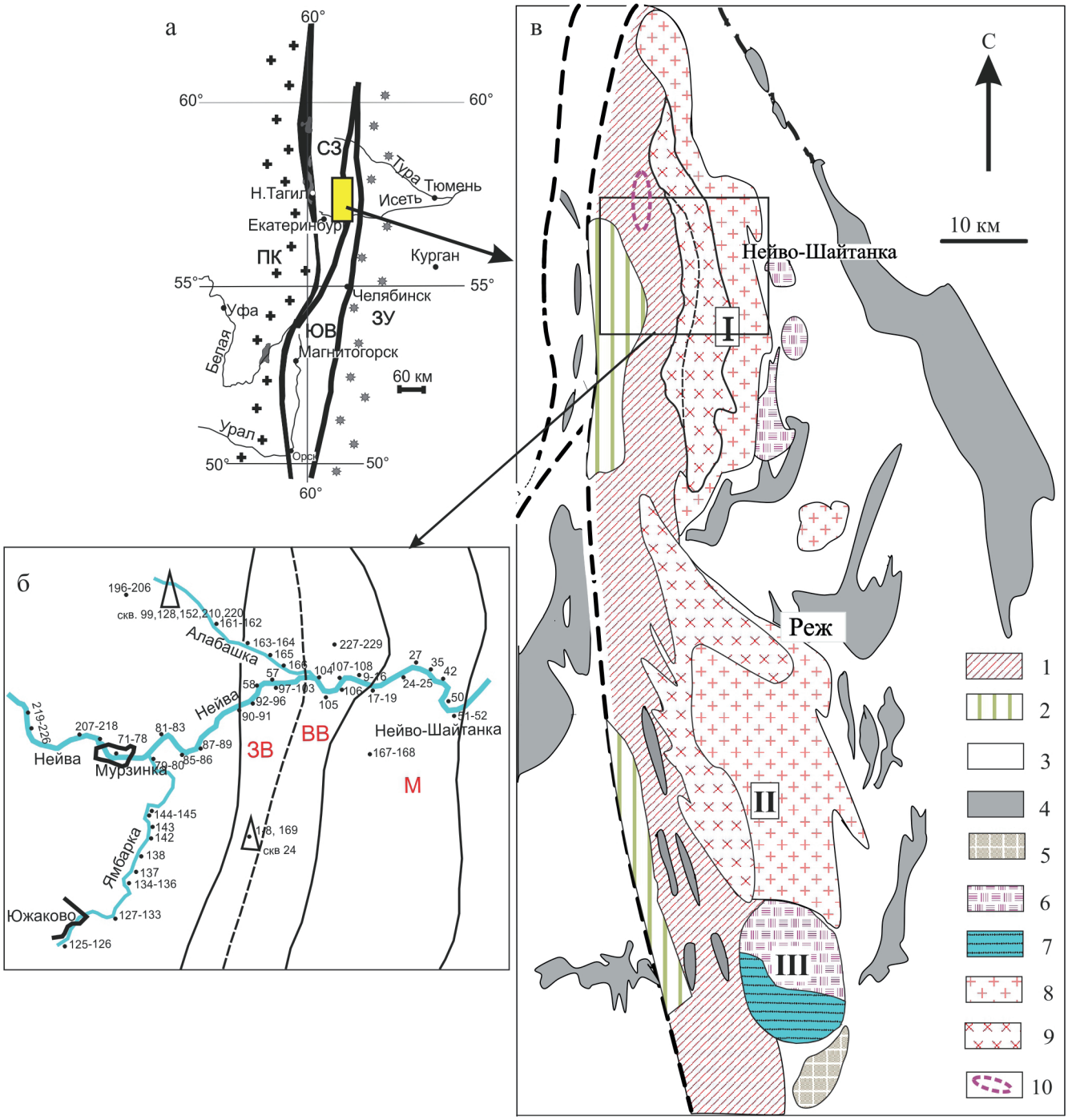

Рис. 1. Местоположение района исследований.

а – основные геологические структуры Урала: ПК – палеоконтинентальный сектор, ЗУ – Зауралье, СЗ и ЮВ – островодужно-континентальные мегаблоки [Ферштатер, 2013]. б – схема размещения образцов пород Мурзинского массива, упоминаемых в тексте, линиями показаны контуры Мурзинского массива и в нем примерные площади развития гранитов западноватихского (ЗВ), восточно-ватихского (ВВ) подкомплексов и мурзинского (М) комплекса. в – схема геологического строения района Мурзинского (I), Адуйского (II) и Каменского (III) массивов. Составлена на основе геологической карты Урала под ред. И.Д. Соболева с изменениями авторов.

1, 2 – породы мурзинско-адуйского метаморфического комплекса: 1 – биотитовые диорито- и гранито-ортогнейсы и парагнейсы с прослоями мраморов, 2 – высоко-глиноземистые орто- и парагнейсы щелочно-базитового состава; 3 – силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы; 4 – серпентиниты; 5 – раннедевонские мигматизированные габброиды, трондьемиты, гранодиориты; 6, 7 – каменноугольные тоналиты, гранодиориты и граниты (6) и мигматиты по ним (7) в Каменском массиве; 8 –двуслюдяные микроклин-ортоклазовые граниты, предположительно кристаллизовавшиеся из магмы, образованной при мигматизации каменноугольных тоналитов и гранодиоритов (мурзинский комплекс); 9 – биотитовые граниты антипертитовые, существенно ортоклазовые с магнетитом, предположительно образованные за счет частич-

ного плавления древних метаморфических толщ (ватихский комплекс – штриховая линия примерно разделяет граниты западно- и восточно-ватихского подкомплексов); 10 – Алабашское поле развития камерных пегматитов.

Fig. 1. Location of study region.

а – the main geological structures of the Urals: ПК – paleocontinental sector, ЗУ – Trans-Urals, СЗ and ЮВ – island arc-continental megablocks [Fershtater, 2013]. б – scheme of the placement of murzinka samples mentioned in the text, the contour of Murzinka massif and approximate places of the granites of western-vatikha (ЗВ), eastern-vatikha (ВВ) subcomplexes and murzinka (М) complex. в – schematic geological map of Murzinka (I), Aduy (II) and Kamensk (III) massifs. Compiled on the basis of the geological map of the Urals, ed. by I. D. Sobolev with authors changes.
1, 2 –rocks of murzinka-aduy metamorphic complex: 1 – biotite ortho- and paragneisses with interbedded marbles, 2 – highly-aluminous ortho- and paragneisses of alkali-mafic composition; 3 – Silurian-Devonian volcanic-sedimentary rocks; 4 – serpentinites; 5 – the Early Devonian migmatized gabbros, trondhjemites, granodiorites; 6, 7 – Carboniferous tonalites, granodiorites and two-mica granites (6) and migmatites (7) in Kamensk massif; 8 – two-mica microcline- orthoclase granites, presumably being crystallized from magma formed by migmatization of Carboniferous tonalites and granodiorites (murzinka complex); 9 – biotite antiperthite, significantly orthoclase granites with magnetite, presumably formed through partial melting of the ancient metamorphic strata (vatikha complex); 10 – Alabashka field of chambered pegmatites development.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в метаморфических породах мурзинско-адуйского комплекса

Table 1. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in metamorphic rocks of the murzinka-aduy complex

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	49.30	51.64	54.00	55.34	57.17	62.50	66.49	67.66	67.61	69.00	70.15
TiO_2	2.31	1.12	0.92	1.47	0.90	0.98	0.63	0.85	0.47	0.36	0.26
Al_2O_3	17.91	26.83	16.47	18.19	18.53	16.09	14.35	13.25	16.20	15.55	14.66
Fe_2O_3	2.10	1.21	0.61	2.15	0.46	2.17	2.56	0.70	0.43	0.50	0.46
FeO	8.34	4.33	7.38	5.23	5.00	3.00	2.80	5.60	2.55	2.77	2.90
MnO	0.12	0.03	0.13	0.07	0.10	0.10	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
MgO	3.52	2.45	5.00	3.16	3.92	2.64	2.72	2.37	0.73	1.26	0.59
CaO	5.44	1.52	6.87	4.52	5.29	4.77	3.11	0.48	1.87	2.34	1.32
Na_2O	2.80	5.78	3.44	4.55	4.40	4.36	3.38	2.39	4.89	5.00	3.67
K_2O	3.95	3.67	3.20	2.75	2.39	2.00	2.41	5.30	3.26	2.18	4.65
P_2O_5	1.21	0.22	0.25	0.87	0.10	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.17	0.14	0.13
П.п.п.	2.04	1.17	1.53	1.21	1.33	0.80	0.80	1.00	0.62	0.31	0.59
Σ	99.04	99.97	99.80	99.86	99.59	99.40	99.29	99.65	98.85	99.76	99.43
Li	18.88	73.86	Н. о.	30.00	34.00	25.42	10.59	125.7	14.70	28.00	11.26
Rb	160.8	88.82	73.00	149.0	76.00	66.74	75.76	73.80	31.28	23.00	85.54
Cs	1.83	1.05	Н. о.	2.00	3.00	2.05	1.49	2.32	0.81	1.00	0.62
Be	1.75	6.66	1.00	3.00	3.00	2.21	1.34	1.78	0.68	2.00	1.67
Sr	1370	43.82	460.0	0.00	398.0	345.1	406.1	70.81	745.95	368.0	224.2
Ba	2527	88.74	Н. о.	0.00	431.00	358.8	413.1	185.6	2004.4	468.0	646.7
Sc	13.88	22.22	35.00	16.00	25.00	14.59	14.37	45.24	2.30	9.00	3.53
V	250.2	605.1	170.0	150.0	143.0	102.4	115.7	435.0	25.53	47.00	13.95
Cr	7.58	258.7	49.00	3.00	103.0	94.03	37.19	191.9	0.93	4.00	2.97
Co	17.46	39.74	24.00	15.00	21.00	16.83	13.82	24.80	2.97	5.00	2.16
Ni	18.18	56.31	24.00	18.00	55.00	124.9	22.11	57.32	1.89	2.00	2.44
Cu	28.87	35.19	Н. о.	36.00	8.00	27.81	126.9	18.47	14.99	28.00	7.37
Zn	140.72	29.76	– " –	143.0	76.00	64.35	57.18	83.68	60.49	54.00	46.34
Ga	23.39	46.22	– " –	16.00	20.00	18.58	14.10	33.45	15.67	16.00	20.26
Y	23.17	1.37	21.00	17.90	19.20	16.94	18.79	7.95	2.78	4.20	6.19
Nb	45.20	7.47	8.00	62.90	18.20	14.22	4.21	2.99	1.55	8.50	5.98
Ta	2.12	0.31	Н. о.	5.10	2.00	1.00	0.23	0.11	0.11	0.80	0.23
Zr	28.83	227.0	123.0	121.0	26.00	21.20	46.12	26.06	62.90	146.0	64.69
Hf	0.96	4.13	Н. о.	1.90	0.80	0.75	1.32	0.52	1.39	2.60	1.90
Mo	3.56	0.17	– " –	0.00	0.00	13.18	0.60	0.10	0.07	0.00	0.08
Sn	3.18	1.95	– " –	3.30	2.90	2.48	0.54	2.37	0.66	1.80	1.42
Tl	0.75	0.21	– " –	0.80	0.40	0.40	0.42	2.61	9.21	9.60	1.18
Pb	13.71	3.45	– " –	11.60	11.10	12.41	9.17	9.00	21.62	19.50	28.38
U	2.21	1.74	– " –	1.80	0.90	2.03	1.73	0.83	0.78	2.00	1.52
Th	11.35	0.42	– " –	15.20	3.00	6.59	4.75	1.12	6.80	9.00	25.50
La	108.5	0.68	21.00	59.40	16.50	18.98	19.54	5.23	9.84	27.70	52.36
Ce	231.7	1.65	Н. о.	140.90	34.30	39.09	41.16	13.36	22.22	48.80	88.00

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Pr	21.65	0.29	Н. о.	17.20	4.10	4.56	5.23	1.90	2.50	4.90	11.70
Nd	83.39	1.30	– " –	67.70	16.30	17.05	22.06	8.75	9.34	16.40	40.32
Sm	13.45	0.35	– " –	11.86	3.65	3.52	4.91	2.09	1.61	2.45	6.19
Eu	3.15	0.07	– " –	2.91	1.10	1.05	0.96	0.38	0.40	0.64	0.77
Gd	8.17	0.31	– " –	8.78	3.46	3.28	4.35	1.79	0.95	2.08	3.57
Tb	1.00	0.05	– " –	1.04	0.59	0.53	0.62	0.24	0.11	0.22	0.41
Dy	5.25	0.31	– " –	4.21	3.38	3.19	3.77	1.30	0.60	0.92	1.98
Ho	0.90	0.07	– " –	0.70	0.73	0.66	0.75	0.25	0.12	0.16	0.33
Er	2.29	0.21	– " –	1.72	2.07	1.98	2.14	0.73	0.40	0.48	0.79
Tm	0.28	0.04	– " –	0.20	0.33	0.27	0.28	0.11	0.06	0.06	0.09
Yb	1.60	0.28	3.00	1.13	1.94	1.83	1.72	0.71	0.45	0.32	0.48
Lu	0.20	0.04	Н. о.	0.13	0.28	0.27	0.25	0.10	0.07	0.04	0.06
W	0.55	7.81	– " –	Н. о.	Н. о.	1.86	0.74	0.30	0.06	Н. о.	0.09
Ge	1.15	3.24	– " –	– " –	– " –	1.02	0.90	2.35	0.50	– " –	0.89
Ag	1.30	0.26	– " –	– " –	– " –	0.44	0.20	0.12	0.14	– " –	0.20
As	1.06	0.46	– " –	– " –	– " –	2.5	0.50	0.91	0.03	– " –	0.41

Примечание. 1 – 73 *Hbl-Bt* гнейс, 2 – 217 *Bt* гнейс с корундом , 3 – 175/42 *Bt-Cpx* гнейс, 4 – 71 *Bt* гнейс, 5 – 127 *Bt* гнейс, 6 – 134 *Cpx-Hbl-Bt* гнейс, 7 –128/22 *Bt* гнейс, 8 – 220 *Bt-Grt* гнейс, 9 – 85а *Bt* гнейс вблизи контакта с Мурзинским массивом, 10 – 24/110 а – включение в западно-ватихском граните, 11 – 61 включение в западно-ватихском граните. 2, 8, 9 – предположительно парагнейсы, остальные анализы представляют ортогнейсы. В числителе – номер скважины, в знаменателе – глубина. В пробе 3 редкие элементы определены в лаборатории Института геологии и геохимии эмиссионным спектральным методом. Н. о. – не определено.

Note. 1 – 73 *Hbl-Bt* gneiss, 2 – 217 *Bt* gneiss with corundum, 3 – 175/42 *Bt-* Cpx gneiss, 4 – 71 *Bt* gneiss, 5 – 127 *Bt* gneiss, 6 – 134 *Cpx-Hbl-Bt* gneiss, 7 – 128/22 *Bt* gneiss, 8 – 220 *Bt-Grt* gneiss, 9 – 85a *Bt* gneiss near the contact with the Murzinka massif, 10 – 24/110 a – inclusion in the West-Vatikha granite, 11 – 61 inclusion in the West-Vatikha granite. 2, 8, 9 – presumably paragneisses, the remaining analyzes represent orthogneisses. In the numerator - the number of the well, in the denominator – the depth. In sample 3, rare elements were determined in the laboratory of the Institute of Geology and Geochemistry by the emission spectral method. H. o. – element was not determined.

антипертитовым плагиоклазом и погружены в биотит-плагиоклаз-кварц-корундовую матрицу, в которой зерна корунда строго ориентированы. Гнейсы повышенной щелочности представлены биотитовыми и клинопироксен-роговообманково-биотитовыми разностями с характерным для всех метаморфитов мурзинского комплекса антипертитовым плагиоклазом $An_{30\text{-}40}$, богатым комплексом акцессорных минералов: магнетит, сфен, апатит, ортит (см. табл. 1, ан. 4, 5). По минеральному и химическому составу эти породы близки к так называемым вагнеритам (vaugnerites) – богатым калием базитовым или диоритовым по составу породам в варисцидах Западной Европы (массив Централь, Франция), которые сопровождают главную фазу корового гранитообразования и отражают вклад мантии в этот процесс [Sabatier, 1980, 1991; Scarrow et al., 2009]. С формированием вагнеритов исследователи связывают наиболее интенсивное, “катастрофическое” плавление коры [Couzinie et al., 2014].

В районе Алабашского пегматитового поля (см. рис. 1), где в процессе разведочных работ было пробурено много скважин, разрез метаморфических пород, вмещающих пегматитовые жилы, представлен карбонатными породами (кальцифирами), переслаивающимися с биотитовыми гнейсами преимущественно диоритового состава и прорванными жилами гранитов и адамеллитов южаковского комплекса. Метаморфический парагенезис кальцифиров – кальцит, доломит, флогопит, диопсид и графит; минеральный состав гнейсов – биотит, роговая обманка, иногда диопсид и ортопироксен, ортоклаз, антипертитовый плагиоклаз $An_{40\text{-}60}$, апатит, магнетит. Преобладают ортогнейсы диоритового и более кремнекислого состава. Парагнейсы обладают тонкополосчатой текстурой и отличаются низким содержанием стронция. Граниты внедряются в уже метаморфизованные породы. Они рассекают гнейсовидность и содержат ксенолиты гнейсов и кальцифиров, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В контакте с жилами гранитов породы скарнированы. В них появляются форстерит, порфиробласты диопсида, битовнит $An_{70\text{-}90}$, скаполит, пренит, происходит хлоритизация флогопита, в большом количестве встречаются апатит, сфен, сульфиды (пирит, халькопирит). Скарнирование относится к биметасоматическому типу и в гранитах проявлено развитием пренита, скаполита, реже диопсида. Мощность эндоскарновых зон достигает 0.5 м. В отличие от гранитов пегматиты камерного типа (Мокруша и другие жилы) не оказывают заметного влияния на вмещающие породы и имеют с ними резкие контакты без заметных изменений с обеих сторон.

Минеральный состав гнейсов ММК – высокое содержание титана (до 5.5 мас. % в биотите и до

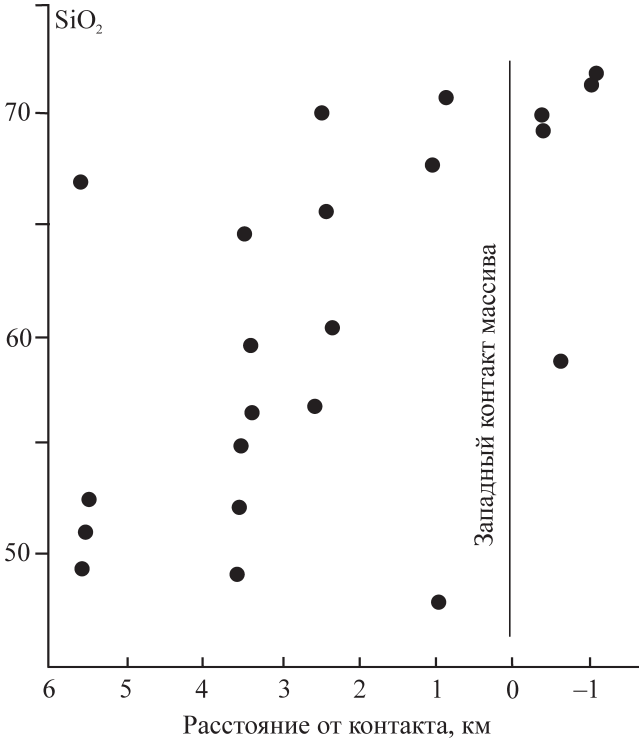

Рис. 2. Зависимость содержания SiO_2 в гнейсах от их расстояния от контакта с гранитным массивом.

Fig. 2. SiO_2 content in gneisses versus their distance from granite massif.

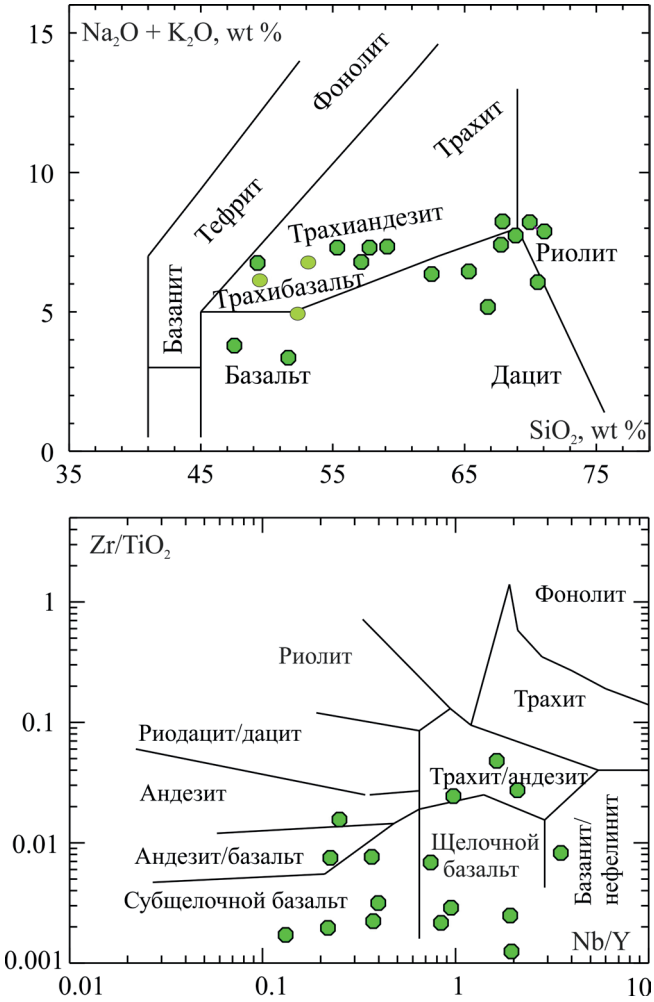

Рис. 3. Положение фигуративных точек гнейсов на классификационных диаграммах (с упрощениями авторов) [Le Maitre, 1989 (Fig B.14); Winchester, Floyd, 1977 (Fig 6)].

Fig. 3. The position of the gneisses on the classification diagrams (with authors simplifications) [Le Maitre, 1989 (Fig B.14); Winchester, Floyd, 1977 (Fig 6)].

2 мас. % в амфиболе), а также антипертитовый плагиоклаз и слабо упорядоченный калишпат – свидетельствует о высоких температурах минералообразования, отвечающих гранулитовой фации [Орогенный гранитоидный магматизм …, 1994].

Самая восточная часть ММК сохранилась лишь в виде ксенолитов гранито-гнейсов в ватихских гранитах (см. табл. 1, ан. 9–11). Породы испытали частичное плавление, продукты которого и формировали западную часть Мурзинского массива. Близкий к адамеллитовому состав рестита позволяет предположить, что и состав протолита лишь ненамного отличался от гранита и испытал высокую степень частичного плавления.

В строении ММК наблюдается широтная латеральная зональность, характеризующаяся ростом содержания кремнезема в метаморфических породах с запада на восток (рис. 2). Этот рост обусловлен не гранитизацией, которая проявлена очень слабо, а отражает первичное изменение состава пород. Использование некоторых известных дискриминационных диаграмм (рис. 3) подтверждает заключение о принадлежности пород, послуживших протолитом метаморфитов, к базальт-андезитовой серии повышенной щелочности. В связи со сказанным следует напомнить, что еще Г.А. Кейльман [1974] высказал предположение о том, что южным продолжением ММК являются породы ильменогорского комплекса. Приведенные данные о составе пород, а также наличие в составе ММК таких специфических гнейсов, как корундовые, которые не известны нигде на Урале, кроме Ильменских гор [Левин, Коротеев, Звонарева, 1975], подтверждают это предположение.

U-Pb возраст циркона из типичного биотитового диорито-гнейса, определенный как классическим методом, так и LA-ICPMS, составляет более 1600 млн лет [Краснобаев и др., 2005]. Морфологические особенности цирконов свидетельствует об их первичной кристаллизации в условиях гранулитовой фации и последующих диафторических преобразованиях, последние из которых имеют возраст около 380 млн лет.

Табл. 2. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в граните из висячего бока пегматитовой жилы Мокруша (1) и в графических пегматитах этой жилы (2–5). Скв. 99

Table 2. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in granite from hanging wall of Mokrusha pegmatite vein (1) and from graphic pegmatite of this vein (2–5)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	72.11	74.84	75.2	77.02	76.19
TiO_2	0.18	0.05	0.02	0.01	0.01
Al_2O_3	14.64	12.99	12.71	12.63	13.18
Fe_2O_3	0.38	0.33	0.19	0.11	0.96
FeO	1.49	1.87	1.74	1.95	1.92
MnO	0.06	0.02	0.03	0.05	0.55
MgO	0.28	0.10	0.10	0.10	0.10
CaO	1.21	1.17	0.91	0.58	0.44
Na_2O	3.35	4.11	3.89	5.00	4.77
K_2O	5.78	4.00	5.05	2.18	1.14
P_2O_5	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01
П.п.п.	0.39	0.05	0.1	0.21	0.69
Σ	99.95	99.57	99.95	99.85	99.96
Li	57.31	50.35	405.50	496.86	352.86
Rb	60.98	81.23	253.63	348.64	290.42
Cs	6.54	5.44	74.95	69.29	52.29
Be	2.28	1.57	4.16	4.87	15.70
Sr	353.73	10.96	1.11	0.90	2.83
Ba	970.37	19.97	8.05	6.82	14.73
Sc	3.13	1.53	5.63	7.58	17.15
V	20.19	1.32	0.33	0.48	0.45
Cr	1.01	0.66	1.71	2.28	0.63
Co	3.03	0.25	0.07	0.11	0.10
Ni	1.64	0.72	0.31	0.48	0.39
Cu	9.95	2.67	2.58	6.47	3.04
Zn	49.43	11.15	47.56	63.29	63.00
Ga	21.05	16.23	21.31	27.79	30.20
Y	3.68	1.57	3.79	3.65	157.88
Nb	18.23	7.41	29.51	34.01	40.42
Ta	0.30	0.42	2.74	2.39	4.93
Zr	54.58	11.95	11.03	13.44	40.00
Hf	1.13	0.65	1.02	0.92	5.08
Mo	0.57	0.04	0.22	0.16	0.39
Sn	0.54	0.69	8.92	9.24	15.46
Tl	0.41	0.65	1.99	1.70	1.36
Pb	15.77	34.79	29.87	26.78	7.34
U	59.73	1.56	2.33	1.99	18.12
Th	4.99	11.60	2.66	0.96	8.08
La	33.18	3.93	2.31	1.84	6.50
Ce	54.13	9.06	5.02	3.94	18.13
Pr	5.53	1.21	0.54	0.39	2.39
Nd	18.25	4.81	1.80	1.27	9.01
Sm	2.34	1.15	0.65	0.40	5.70
Eu	1.20	0.06	0.01	0.00	0.02
Gd	1.31	0.85	0.65	0.45	11.88
Tb	0.14	0.11	0.13	0.09	3.47
Dy	0.72	0.51	0.85	0.55	24.59
Ho	0.12	0.08	0.15	0.10	4.24
Er	0.30	0.19	0.43	0.28	10.32
Tm	0.04	0.02	0.06	0.04	1.34
Yb	0.22	0.15	0.41	0.26	7.48
Lu	0.03	0.02	0.05	0.03	0.76
W	8.70	0.66	2.42	2.24	12.20
Bi	0.03	0.04	4.88	3.47	6.35
Cd	0.04	0.03	0.08	0.08	0.32
Ge	0.71	1.25	2.38	3.08	3.59
Ag	0.54	0.24	0.85	0.71	1.18
Sb	0.36	0.41	0.72	0.71	2.20
As	1.27	1.40	5.34	6.05	8.22

Примечание. 1 – глубина 23.4 м – гранит в контакте с жилой; 2–5 – графика: 2 – 23.7 м, 3 – 24.3 м, 4 – 25.1 м, 5 – 43.0 м – тонкая графика в верхнем эндоконтакте жилы.

Note.1 – depth 23.4 м – granite in contact with the vein; 2–5 – the graphic: 2 – 23.7m, 3 – 24.3 m, 4 – 25.1 m, 5 – 43.0 m – a thin graphic in the upper endocontact of the vein.

Камерные пегматиты самоцветной полосы в подошве гранитного массива

Среди описанных выше мезопротерозойских гнейсов в подошве крупных гранитных массивов – Мурзинского и Адуйского – располагается самоцветная полоса Урала, всемирно известная своими камерными пегматитами с богатой минерализацией [Ферсман, 1940]. Основные особенности пегматитов мы рассмотрим на примере жилы Мокруша, самой знаменитой в Алабашском пегматитовом поле (см. рис. 1) и типичной для пегматитов всей полосы.

Жила залегает среди диорито-гнейсов и карбонатных пород, превращенных в кальцифиры. Вмещающие породы имеют субмеридиональное простирание и восточное падение под углом 15–20°. Жила залегает согласно простиранию вмещающих пород и рассекает их по падению. Мощность жилы от 1.5–2.0 до 9–12 м. Как отмечалось выше, заметных экзоконтактовых изменений во вмещающих гнейсах и карбонатных породах не отмечается. Эта особенность свойственна жилам камерных пегматитов, отличает их от всех других пегматитов, ассоциированных с гранитами Мурзинского массива, и объясняется, по-видимому, тем, что бóльшая часть флюида в таких пегматитах сохраняется в пустотах (занорышах) внутри жилы и не взаимодействует с вмещающими породами.

Типичный разрез жилы приводится по скв. 99 и выглядит следующим образом. В висячем боку залегает биотитовый гранит южаковского комплекса (табл. 2, ан. 1), в лежачем – биотитовый диорито-гнейс, близкий по составу к гнейсу 128/22 (см. табл. 1, ан. 7). С той и другой породой жила имеет секущие контакты. Разрез жилы: 23.7–24.0 м – крупнографический пегматит, 24.0–25.1 м – мелкографический, 25.1–25.8 м – тонкографический, 25.8–27.0 м – блоковый, 27.0–29.7 м – сферолитовый, 29.7–33.2 м – мелкозернистый пегматит. Составы приведены в табл. 2. В верхнем и нижнем эндоконтакте наблюдается тонкографическая зонка мощностью 1–2 см, в которой ихтиоглипты кварца

Таблица 3. Содержание кварца в графических срастаниях с калишпатом и плагиоклазом в разрезе жилы Мокруша, скв. 99 (по результатам подсчета в шлифах)

Table 3. Quartz content in graphic intergrowths with K-feldspar and plagioclase in the context of the Mokrusha core, well 99 (according to the results of counting in thin sections)

Зона	Глубина, м	Содержание кварца, об.%		P_{H_2O}, kb
		Fsp+Q	*Pl+Q*	
Вмещающий адамеллит	23.3–23.7	39	44	2
Крупнографическая	23.7–24.0	33	40	3
Микрографическая	24.0–25.1	34	38	3–4
Микрографическая	25.1–25.8	33	38	3–4
Блоковая	25.8–27.0	–	–	–
Сферолитовая	27.0–29.7	33	37	3–4
М/з пегматит	29.7–33.2	38	41	2

ориентированы перпендикулярно контакту, являющаяся, возможно, следствием закалки.

Широкое развитие графических срастаний кварца с плагиоклазом и калишпатом позволило детально изучить условия формирования пегматитов жилы Мокруша. Эти структуры всегда возникают в результате эвтектической кристаллизации в условиях, близких к системе: $P_{H_2O} = P_{общ}$. Содержание кварца в таких срастаниях строго коррелируется с составом полевого шпата и определяется давлением при кристаллизации [Ферштатер, 1987]. Результаты изучения состава кварц-полевошпатовых срастаний в разрезе жилы по скв. 99 приводятся в табл. 3.

Полученные данные свидетельствуют в целом о мезоабиссальных условиях формирования жилы Мокруша. Повышение содержания кварца в кварц-полевошпатовых срастаниях в граните висячего бока, непосредственно контактирующем с жилой, и в зоне мелкозернистого пегматита в подошве жилы (и, соответственно, более низкие значения давления) обусловлены, по-видимому, уменьшением P_{H_2O}. Все остальные значения давления отвечают $P_{H_2O} = P_{общ}$.

Важно отметить яркую геохимическую особенность камерных пегматитов типа Мокруши, которая надежно отличает их от всех остальных пегматитов, ассоциированных с разнообразными гранитами Мурзинского массива. Эта особенность заключается в том, что пегматиты типа Мокруши (см. табл. 2) характеризуются крайне низким (менее 10 г/т) содержанием Sr и Ba при низком отношении K/Rb (<100) и Zr/Hf (<20), тогда как во всех других пегматитах названные параметры сходны с таковыми для гранитов. Эти особенности свидетельствуют о том, что пегматитовые тела типа Мокруши оторваны от этапа формирования гранитных массивов. В то же время такие пегматиты во многих случая завершают эволюционные тренды гранитов Мурзинского массива, что позволяет рассматривать их как последние проявления гранитного магматизма, чему не противоречит и K-Ar возраст слюд пегматитов, составляющий 220–250 млн лет [Борщов, Ферштатер, 2017]. Совокупность приведенных данных позволяет предположить, что большая часть камерных пегматитов самоцветной полосы образовалась после завершения гранитного магматизма, сформировавшего Мурзинский массив. Можно предположить, что гранитная составляющая камерных пегматитов не проявлена. Примером могут служить пегматитовые поля Норвегии и Швеции, состоящие из многих тысяч пегматитовых жил, не обнаруживающих связи с гранитами [Muller et al., 2017]

Южаковский комплекс жильных гранитоидов

Гранитоиды этого комплекса локализованы западнее Мурзинского массива в пределах метаморфического комплекса. Они не образуют крупных тел, но многочисленные жилы этих пород нередко преобладают по объему над вмещающими метаморфитами.

Ранние жилы (первое поколение) представлены биотитовыми гнейсовидными плагиогранитами, обычно собранными в птигматитовые складки (табл. 4, ан. 1–3, 5). Породы состоят из антипертитового плагиоклаза An_{30-40}, кварца и красно-бурого высокотитанистого биотита. Редкий калишпат представлен ортоклазом; акцессорные – апатит и сфен. Формирование плагиогранитов завершается маломощными плагиопегматитовыми обособлениями в виде жил и участков в плагиогранитах, за которыми следуют гнейсовидные или массивные граниты и адамеллиты с более высоким содержанием калия, оно в них колеблется в широких пределах, достигая 4.78 мас. % (см. табл. 4, ан. 4, 6). Следует отметить, что гнейсовидность подобных жил всегда совпадает с их простиранием, т.е., по-видимому, является сингенетичной и имеет, соответственно, другое направление по сравнению с предшествующими плагиогранитами.

Наибольшим распространением пользуются жилы второго поколения, представленные гранитами и адамеллитами (см. табл. 4, ан. 7-11). Нередко в породах наблюдается гнейсовидность, направление которой не совпадает с гнейсовидностью в жилах первого поколения. Подобные соотношения повторяются во всех обнажениях и свидетельствуют о том, что формирование гранитов южаковского комплекса происходило в орогенных условиях: каждому законченному эпизоду гранитообразования, о завершенности которого свидетельствует наличие пегматитов, соответствовало свое направление стрессовых напряжений. Эпизоды тектонической и магматической активности совпадали. При этом необходимо заметить, что все жилы южаковского комплекса представляют собой внедренные интрузивные тела и заметной мигматизации (частичного плавления) в связи с ними не наблюдается. Незначитель-

Табл. 4. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитах южаковского комплекса

Table 4. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in granites of the yuzhakovsk complex

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Обр.	112а	128	114	112б	129	115_2	130	131	123	128/52	84б
SiO_2	73.99	72.5	69.81	72.28	72.1	70.21	71.68	70.76	68.9	70.02	71.22
TiO_2	0.08	0.10.	0.19	0.06	0.14	0.26	0.13	0.25	0.39	0.67	0.17
Al_2O_3	15.45	15.9	15.65	14.09	15.8	15.09	15.47	15.29	15.9	13.39	15.38
Fe_2O_3	0.45	Н. о.	1.12	0.53	Н. о.	0.3	0.1	0.39	0.24	2.05	0.26
FeO	0.8	1.37	2.55	3.98	1.69	2.01	1.48	1.61	2.24	2.1	2.61
MnO	0.05	Н. о.	0.05	0.05	0.01	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.05
MgO	0.26	0.31	0.61	0.24	0.43	0.59	0.27	0.43	0.56	1.39	0.35
CaO	2.67	2.95	4.19	1.87	3.00	1.46	2.11	1.31	1.33	1.68	1.66
Na_2O	4.56	4.82	3.69	4.03	4.61	3.79	4.25	3.94	3.4	3.17	3.12
K_2O	0.67	0.81	0.69	2.20	0.86	4.78	3.15	4.61	5.68	4.99	4.60
P_2O_5	0.05	0.05	0.12	0.05	0.05	0.09	0.11	0.08	0.11	0.131	0.05
П.п.п.	0.16	0.32	0.65	0.43	0.44	0.33	0.11	0.12	0.24	0.3	0.44
Σ	99.19	99.12	99.37	99.81	98.14	96.7	100.28	100.16	99.04	99.89	99.91
Li	43.45	9	13	31.63	15	38.57	11	15	32.34	9.87	10.07
Rb	2.62	7	14	26.27	25	56.75	40	95	57.76	83.41	48.55
Cs	0.42	0.5	0	0.25	0.8	0.91	1	1	1.71	0.55	0.47
Be	9.59	1.9	1	5.24	1.5	3.53	3	1	2.88	1.35	0.88
Sr	177.9	286	533	283.7	441	298.5	365	521	231.7	413.1	803.2
Ba	104.4	135	78	349.8	238	1143	960	0	1612	1303	1877
Sc	15.89	1.3	10	6.5	21.1	8.97	4	8	5.42	5.03	1.14
V	18.48	12	20	18.38	18	35.31	9	17	46.33	47.90	9
Cr	22.3	0	0	27.44	0	14.72	0	2	15.38	4.95	3.83
Co	3.44	1.3	2	4.09	2.2	4.47	1	3	4.99	4.90	1.4
Ni	32.74	0	0	24.39	0	10.64	0	4	5.25	2.89	3.19
Cu	12.6	0	1	50.38	0	11.5	3	11	11.07	9.70	10.13
Zn	33.85	11	27	42.14	19	95.55	0	33	106.1	66.58	49.59
Ga	39.89	17	16	28.51	15	27.5	12	9	33.46	20.16	15.06
Y	1.61	1.0	8	0.72	3.7	1.44	5.2	3.2	1.52	3.61	2.17
Nb	4.65	1.3	4.3	1.38	2.3	6.07	4.3	3.3	9.62	7.89	0.87
Ta	0.18	0.1	1.9	0.07	0.2	0.17	0.7	0.3	0.32	0.28	0.07
Zr	47.21	54	14	24.03	121	230.5	143	213	359.5	55.28	83.77
Hf	1.41	1.7	0.3	0.6	3.2	3.51	3	3.9	5.87	1.35	2.15
Mo	2.94	Н. о.	0	1.69	Н. о.	0.65	0	0	0.42	1.41	0.05
Sn	1.61	– " –	0.2	1.98	– " –	3.31	1.6	1.4	2.2	1.18	0.53
Tl	0.15	– " –	0.2	0.2	– " –	0.5	0.4	0.5	0.58	0.40	0.66
Pb	15.47	13	6.6	19.14	14	30.61	24.1	33.8	28.63	16.35	22.09
U	0.39	0.5	0.2	0.44	1.9	1.91	0.6	1.7	2.46	1.02	1.23
Th	1.98	3.5	0.5	1.95	11	5.91	6	14.6	10.1	24.74	7.53
La	0.58	3.5	5.4	1.25	15	5.54	12.5	41.7	15.2	101.6	7.61
Ce	1.69	12	16.7	2.48	39	11.94	45.2	70.9	29.79	184.7	16.36
Pr	0.22	0.78	1.5	0.37	3.1	1.36	3.2	7.5	3.05	14.71	1.93
Nd	0.95	2.5	6.1	1.4	11	4.9	11.9	24.7	9.95	46.62	7.4
Sm	0.32	0.6	1.35	0.34	1.8	0.84	2.65	3.36	1.33	5.23	1.38
Eu	0.19	0.53	0.68	0.23	0.85	0.2	1.17	1.11	0.25	1.32	0.48
Gd	0.34	0.4	1.37	0.23	1.3	0.55	2.26	2.44	0.57	2.29	0.86
Tb	0.05	0.05	0.22	0.03	0.15	0.07	0.27	0.22	0.06	0.22	0.1
Dy	0.29	0.26	1.31	0.17	0.72	0.32	1.19	0.79	0.29	0.94	0.52
Ho	0.05	0.03	0.29	0.03	0.15	0.06	0.2	0.12	0.05	0.14	0.09
Er	0.15	0.07	0.86	0.08	0.37	0.14	0.54	0.35	0.14	0.35	0.26
Tm	0.02	0.01	0.14	0.01	0.06	0.02	0.07	0.04	0.02	0.04	0.04
Yb	0.14	0.03	0.89	0.08	0.35	0.12	0.44	0.21	0.15	0.24	0.22
Lu	0.02		0.14	0.01	0.06	0.02	0.06	0.03	0.02	0.03	0.04

Примечание. Первое поколение жил – 1–6; второе поколение жил – 7–11; Н. о. – не определено.

Note. 1–6 – the first generation of veins; 7–11 – the second generation of veins; Н. о. – element was not determined.

ное по объему развитие кварц-полевошпатовых обособлений в гнейсах, возможно связанных с частичным плавлением, предшествует внедрению самых ранних жил южаковских гранитов.

Мурзинский массив

Западная часть – ватихский комплекс. Выделение гранитов, слагающих западную часть Мурзинского массива, в отдельный комплекс было обусловлено ярко выраженной петрографической спецификой пород, содержащих антипертитовый плагиоклаз An_{20-25} и слабо упорядоченный калишпат (ортоклаз) [Орогенный гранитоидный магматизм …, 1994]. Эти минералогические особенности сближают ватихские граниты с южаковскими, но в отличие от последних, ватихские образуют не отдельные жилы, а крупное тело, слагающее не менее половины всего объема Мурзинского массива. Породы имеют призматически-зернистую структуру и содержат порфровидные выделения ортоклаза и магнетита. Наличием последнего обусловлено повышенное магнитное поле западной части массива, четко отбивающее контур распространения пород ватихского комплекса. Плагиоклаз в них заметно обогащен альбитовым компонентом по сравнению с плагиоклазом в таких же по содержанию кремнезема южаковских гранитах (соответственно 60–70 и 75–80 мол. %). Акцессорные минералы разнообразны – ортит, апатит, циркон, ксенотим, монацит.

В западной части площади развития комплекса преобладающие в нем адамеллиты и граниты содержат ксенолиты более меланократовых пород гранодиоритового и адамеллитового состава, которые интерпретируются нами как реститы протолита, сохранившиеся при высокой степени частичного плавлении пород близкого к адамеллиту состава (см. табл. 1, ан. 9–11). Образовавшиеся при этом граниты и адамеллиты обладают определенной спецификой состава (табл. 5, ан. 1–4) и выделены в западно-ватихский подкомплекс. Именно в этих гранитах наиболее ярко выражены черты сходства с южаковскими. Залегающие восточнее граниты восточно-ватихского подкомплекса значительно однороднее по составу (см. табл. 5, ан. 5–7), чем западно-ватихские, они не содержат антипертитового плагиоклаза, несколько обогащены рубидием, по сравнению с последними, в соответствии с общей геохимической зональностью массива (см. далее).

Восточная часть Мурзинского массива – мурзинский комплекс. Эти граниты на западе прорывают ватихские граниты, а на востоке – вулканогенно-осадочные и осадочные породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Граниты в вблизи кровли становятся лейкократовыми, в них возрастает количество жил аплитов и пегматитов, достигая 50–60% объема. Сам контакт типично инъекционный: многочисленные апофизы гранитов, жилы аплитов и пегматитов пронизывают вмещающие породы, которые претерпевают сильные гидротермальные преобразования – ослюденение, окварцевание, альбитизацию и калишпатизацию.

Составы гранитов приведены в табл. 5 (ан. 8–12). Это преимущественно двуслюдяные разности. В западной части преобладает биотит, в восточной возрастает роль мусковита. В парагенезисе с мусковитом часто находится спессартин-альмандиновый гранат, более обычный для аплитов и пегматитов. Плагиоклаз характеризуется еще более высоким содержанием альбитового компонента, чем в ватихских гранитах – An_{12-18}. Антипертиты отсутствуют. Калишпат представлен как ортоклазом, так и микроклином. Роль последнего возрастает с запада на восток. Широко распространен мирмекит.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопные исследования свидетельствуют о примерной одновозрастности гранитоидов ватихского и мурзинского комплексов. ^{207}Pb-^{206}Pb возраст циркона и Rb-Sr возраст по породе в целом одинаковы и составляют 254 ± 5 млн лет [Montero et al., 2000; Gerdes et al., 2002], в то время как значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и εNd_{255} пород (табл. 6) указывают на разный субстрат.

Южаковские плагиограниты характеризуются низкими значениями первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и положительным или близким к 0 значением εNd, тогда как восточные граниты южаковского комплекса, расположенные вблизи Мурзинского массива (обр. 115), и граниты ватихского комплекса имеют высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и отрицательные значения εNd (Sr_i = 0.70868–0.70923 и εNd_{255} от –8.9 до –11.9), свидетельствующие об участии древнего сиалического субстрата в их источнике. Мурзинские граниты резко отличны по геохимическим параметрам. Для них характерны низкие содержания радиогенного Sr (Sr_i = 0.70419–0.70549) и близкие к 0 значения εNd_{255} (от –2.6 до +2.3), которые только в самой западной части комплекса падают до –8.9 (см. табл. 6, обр. 22). Практически нет никаких сомнений в том, что субстратом этих гранитов были породы новообразованной коры, возможно сходные с силуро-девонскими вулканогенно-осадочными толщами, контактирующими с мурзинскими гранитами.

Геохимическая зональность

Выделенные комплексы гранитов отчетливо различаются геохимически. По большинству петрогенных элементов гранитоиды разных комплексов образуют единые тренды, из которых выбиваются лишь ранние граниты южаковского комплекса, имеющие повышенные содержания каль-

Табл. 5. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитах ватихского (1–7) и мурзинского (8–12) комплексов

Table 5. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in granites of the vatikha (1–7) and murzinka (8–12) complexes

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Образец	91	92	66	57	106	15	10	17	23	26	42	51
SiO_2	72.56	71.12	72.48	71.03	73.16	72.88	71.19	74.66	73.87	74.15	72.48	72.65
TiO_2	0.15	0.13	0.14	0.17	0.17	0.12	0.24	0.47	0.09	0.10	0.14	0.11
Al_2O_3	14.80	14.25	14.88	14.59	14.30	12.99	14.69	13.83	13.65	14.23	15.27	14.74
Fe_2O_3	0.10	0.31	0.49	0.55	0.31	0.45	0.42	0.10	0.34	0.23	0.10	0.45
FeO	1.67	2.51	1.22	2.12	2.04	1.74	2.60	1.61	2.06	2.14	1.58	1.35
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	0.37	0.31	1.40	0.36	0.93	0.98	0.35	0.11	0.29	0.14	0.29	0.24
CaO	1.18	1.35	1.40	1.07	0.93	0.98	1.19	0.96	0.64	0.80	1.48	1.18
Na_2O	3.64	3.85	3.88	3.45	3.62	3.79	3.39	3.70	3.51	3.64	4.82	4.50
K_2O	5.34	4.68	4.33	5.05	5.15	4.23	4.31	4.50	4.50	4.54	3.19	3.34
P_2O_5	0.08	0.09	0.05	0.08	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Σ	99.96	98.65	98.24	99.03	98.63	99.33	98.80	99.14	99.05	98.66	99.45	98.66
Li	10.12	11.35	7.00	10.70	9.00	13.00	16.00	17.00	24.00	36.00	100.00	135.00
Rb	61.89	66.71	71.00	86.19	137.0	124.0	131.0	176.0	257.0	266.0	105.0	129.0
Cs	0.37	0.51	0.00	0.63	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	5.00	8.00
Be	1.71	1.95	2.00	1.22	1.00	2.00	1.00	2.00	2.00	3.00	3.00	6.00
Sr	216.3	212.8	313.0	212.2	142.0	89.0	259.0	107.0	96.0	106.0	200.0	336.0
Ba	1048	895.5	779.0	982.8	482.0	282.0	0.0	318.0	355.0	343.0	721.0	0.0
Sc	1.51	2.89	6.00	3.11	6.00	7.00	8.00	8.00	10.00	8.00	6.00	5.00
V	8.60	14.86	10.00	19.22	4.00	6.00	15.00	4.00	2.00	5.00	14.00	13.00
Cr	1.76	5.95	0.00	37.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	1.02	1.90	1.00	2.61	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ni	1.20	5.43	0.00	57.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	3.73	11.73	9.00	13.82	1.00	1.00	5.00	1.00	1.00	1.00	7.00	1.00
Zn	33.59	38.17	0.00	47.01	0.00	13.00	28.00	31.00	38.00	26.00	24.00	24.00
Ga	16.68	18.18	14.00	19.59	15.00	18.00	12.00	19.00	21.00	20.00	17.00	10.00
Y	1.69	2.01	2.60	2.39	9.40	6.80	6.90	6.50	12.10	6.90	1.90	2.10
Nb	2.61	4.00	2.80	5.69	11.50	11.10	15.40	14.60	23.30	19.40	14.40	10.20
Ta	0.14	0.27	0.20	0.25	2.20	1.30	1.60	1.20	23.40	2.20	1.50	2.20
Zr	83.13	40.95	149.00	84.88	145.0	93.00	204.0	93.00	103.0	106.0	125.0	106.0
Hf	2.74	1.44	3.10	2.38	3.50	2.60	4.40	2.70	2.90	2.80	3.10	2.50
Mo	0.06	0.39	0.30	8.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.78	1.34	0.30	1.73	0.70	1.50	0.70	2.10	5.10	3.00	3.40	4.40
Tl	0.87	0.58	1.90	0.70	1.00	6.80	0.80	1.20	1.30	2.80	4.00	1.10
Pb	30.99	26.54	18.00	31.44	25.50	25.20	28.10	33.40	33.90	27.60	19.90	19.90
U	0.77	0.79	0.70	1.47	2.60	2.20	3.10	2.70	5.50	2.90	1.50	1.30
Th	17.26	26.21	31.40	16.97	37.40	22.00	22.90	22.10	29.20	25.30	3.70	2.20
La	14.48	27.25	14.30	30.68	76.50	38.20	63.50	41.30	44.50	45.10	7.60	5.50
Ce	36.68	42.10	39.80	63.18	140.20	73.20	117.70	77.30	83.60	84.50	14.00	10.70
Pr	3.66	4.72	3.00	7.21	14.70	7.90	11.80	8.30	8.90	9.00	1.60	1.20
Nd	12.54	16.22	10.60	24.15	48.50	25.90	37.40	27.10	29.00	29.40	5.40	4.20
Sm	2.11	2.61	1.98	3.68	8.35	5.02	5.22	5.47	5.93	5.14	0.96	0.80
Eu	0.49	0.52	0.68	0.58	0.67	0.47	0.97	0.57	0.57	0.53	0.29	0.33
Gd	1.09	1.57	1.57	2.01	6.51	3.91	4.06	4.23	4.85	3.98	0.77	0.63
Tb	0.13	0.15	0.17	0.19	0.75	0.48	0.43	0.48	0.65	0.46	0.09	0.09
Dy	0.67	0.73	0.68	0.84	2.63	1.89	1.67	1.79	2.69	1.81	0.37	0.43
Ho	0.11	0.12	0.11	0.13	0.39	0.28	0.29	0.26	0.47	0.28	0.06	0.06
Er	0.30	0.28	0.24	0.33	0.91	0.61	0.81	0.60	1.11	0.67	0.16	0.16
Tm	0.04	0.03	0.03	0.04	0.08	0.07	0.11	0.06	0.16	0.08	0.02	0.03
Yb	0.22	0.20	0.17	0.22	0.44	0.41	0.72	0.37	0.87	0.52	0.14	0.14
Lu	0.03	0.03	0.01	0.03	0.05	0.05	0.11	0.05	0.12	0.07	0.02	0.02

Примечание. Ватихский комплекс: западный (1–4) и восточный (5–7) подкомплексы; мурзинский комплекс (8–12): номера проб увеличиваются с запада на восток.

Note. The vatikha complex: western and eastern subcomplexes; the murzinka complex (8–12): numbers of samples increase from the West to the East.

ция и низкие – калия (рис. 4). Наиболее яркие различия устанавливаются в концентрациях рубидия, по которым граниты образуют четкий эволюционный ряд (в порядке возрастания концентраций

Таблица 6. Sr и Nd изотопные параметры по породе в целом для гранитов южаковского (1–3), ватихского (4–6) и мурзинского (7–10) комплексов по [Gerdes et al., 2002]

Table 6. Sr and Nd isotope parameters of the rock as a whole for granites of yuzhakovsk (1–3), vatikha (4–6) and murzinka (7–10) complexes according by [Gerdes et al., 2002]

№ п.п.	Обр.	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/86^{Sr}$	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	εNd_{255}	D, км
1	129	26.5	519	0.1476	0.7047	0.70416	1.8	10.63	0.1026	0.512692	4.1	Н. о.
2	128	77.8	393	0.572	0.70629	0.70418	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	– " –
3	115	124	409	0.8803	0.71241	0.70922	2.8	17.69	0.0956	0.512467	–0.05	– " –
4	61	60.6	181	0.9711	0.71275	0.70923	3.02	19.45	0.0938	0.51196	–9.9	1.5
5	9	139	130	2.687	0.71886	0.70912	3.34	21.39	0.0945	0.511942	–10.3	4.7
6	17	164	96	4.948	0.72663	0.70868	3.38	16.11	0.1269	0.511911	–11.9	4.8
7	22	214	73	8.523	0.7354	0.70447	3.07	15.89	0.1169	0.512048	–8.9	6.0
8	42	168	250	1.949	0.71166	0.70459	0.92	4.89	0.1142	0.512659	2.3	8.0
9	50	210	106	5.725	0.72496	0.70419	2.87	15.92	0.1088	0.512359	–2.6	9.1
10	51	123	288	1.234	0.70997	0.70549	0.54	2.65	0.1277	0.512634	2.3	9.1

Примечание. D – расстояние от западного контакта массива. Составы пород – см. в табл. 4, 5. Н. о. – не определялось.

Note. D – the distance from the western contact of the massif. See rocks composition in Table 4, 5. Н. о. – not determined.

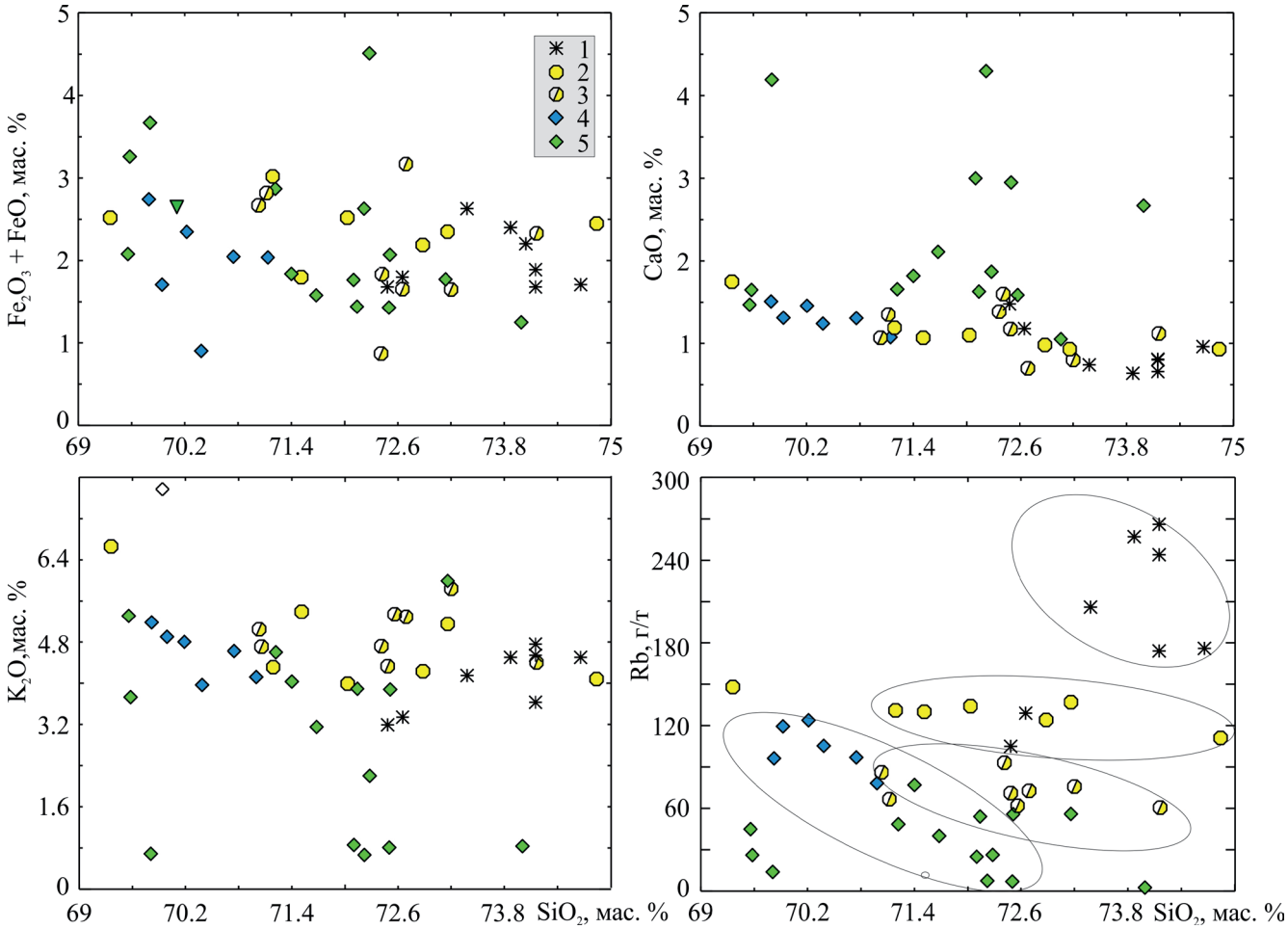

Рис. 4. Диаграммы SiO_2–(Fe_2O_3 + FeO), CaO, K_2O, Rb для гранитов.

Комплексы: 1 – мурзинский, 2 – ватихский восточный, 3 – ватихский западный; 4, 5 – южаковский: 4 – 1-е поколение жил, 5 – 2-е поколение жил.

Fig. 4. (Fe_2O_3 + FeO), CaO, K_2O, Rb versus SiO_2 for granites.

Complexes: 1 – murzinka, 2 –western vatikha, 3 – eastern vatikha; 4, 5 –yuzhakovsk: 4 – 1 generation of veins, 5 – 2 generation of veins.

этого элемента): 1) 1-е поколение жил южаковского комплекса; 2) 2-е поколение жил южаковского комплекса, западно-ватихский подкомплекс; 3) восточно-ватихский подкомплекс; 4) мурзинский комплекс. Подобный тренд фиксируется и для ниобия и тантала. В этом же направлении уменьшаются K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta отношения, а также содержания бария и стронция (рис. 5). Важно отме-

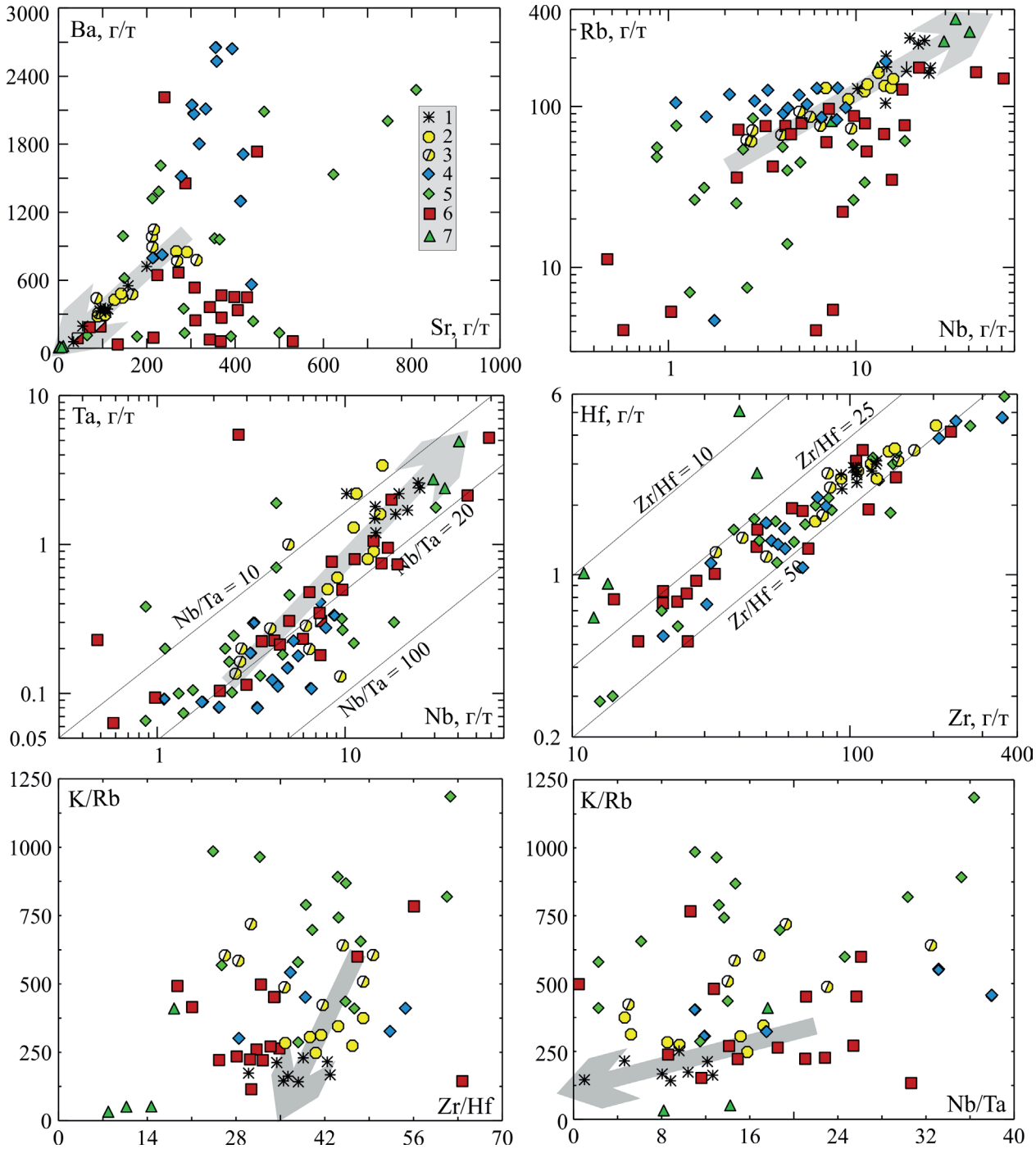

Рис. 5. Диаграммы, показывающие распределение редких элементов в гранитах, пегматитах и гнейсах.

1–5 – то же , что на рис. 4; 6 – гнейсы, 7 – камерные пегматиты самоцветной полосы. Толстые серые линии со стрелками показывают тренды “запад–восток” для гранитов Мурзинского массива.

Fig. 5. Diagrams, showing the distribution of rare elements in granites, pegmatites and gneisses.

1–5 – same as in Fig. 4; 6 – gneisses, 7 – chambered pegmatites of gem-stone band. The thick grey lines with arrows show trends “West-East” for Murzinka massif granites.

тить, что не менее ясно этот же тренд выражен и для лития, содержания которого резко возрастают в гранитах мурзинского комплекса (рис. 6).

Пространственное распределение описанных закономерностей демонстрирует геохимический профиль Мурзинского массива (рис. 7). Нетрудно заметить, что в пределах массива, т.е. в породах ватихского и мурзинского комплексов, плавно растут с запада на восток содержания Rb и Li и уменьшается K/Rb отношение. Породы южаковского комплекса по содержанию калия и величине K/Rb отношения выбиваются из этой закономерности. Но по K/Rb отношению породы жил второго поколения уже находятся на генеральном тренде.

Геохимическая зональность по породам находит свое естественное отражение в составе таких породообразующих минералов, как плагиоклаз и биотит. Как уже отмечалось, содержание анортитового компонента в плагиоклазе закономерно падает от южаковского комплекса к мурзинскому, а в составе биотита в этом же направлении уменьшается содержание титана и растут концентрации рубидия и лития (рис. 8). Последние факты свидетельствуют о том, что описанная геохимическая зональность возникла на магматической стадии, так как названные выше минералы характеризуют именно эту стадию формирования породы. Что же касается интенсивной гидротермальной активности в кровле массива, то она вызвана флюидом, выделяющимся из кристаллизующегося гранитного расплава и обогащенного такими элементами, как рубидий, литий, ниобий, тантал, которыми богаты и сами граниты.

Ясно выраженная геохимическая зональность Мурзинского массива сопровождается увеличением в восточном направлении (к кровле массива) количеством пегматоидных гранитов. Они отмечаются во всем разрезе массива и всюду обладают общими геохимическими особенностями с вмещающими гранитами, участвуя таким образом в общей зональности массива. Эта особенность свидетельствует о том, что пегматоидные граниты представляют собой продукты магматической эволюции в данном месте и подтверждает вывод о магматической природе зональности, высказанный ранее на основании закономерного изменения состава главных породообразующих минералов – плагиоклаза и биотита. Можно полагать, что в процессе кристаллизации насыщенной водой гранитной магмы еще на магматической стадии происходит обособление флюида, обогащенного такими элементами, как рубидий, литий, ниобий, тантал, гафний, бериллий, и постепенная концентрация флюида в верхней части массива. Соответственно, названными элементами обогащаются и граниты. Можно полагать, что предложенный механизм флюидно-магматической дифференциации обеспечивает геохимическую зональность массива и создает метасоматический ореол и богатую минерализацию (нио-

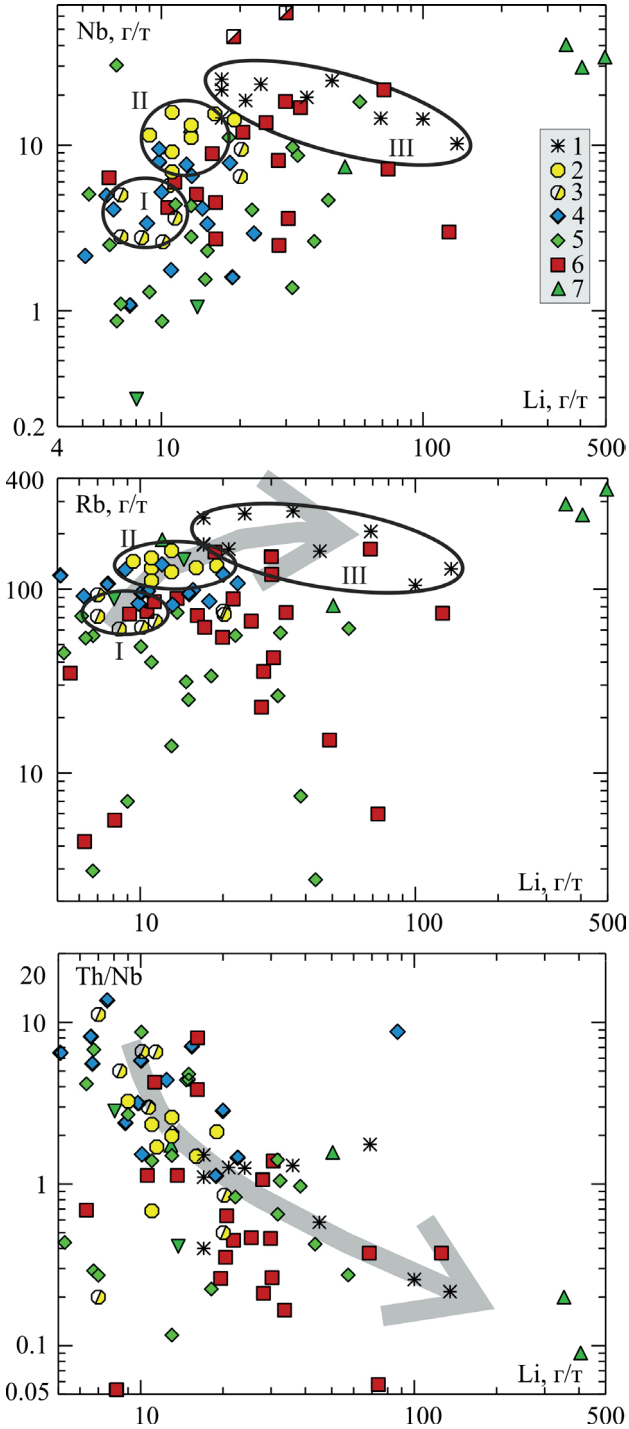

Рис. 6. Диаграммы Li–Nb, Rb и Th/Nb для гранитов, пегматитов и гнейсов.

Условные обозначения – см. рис. 5. Овалами ограничены области концентрации точек гранитов западно-ватихского (I) и восточно-ватихского (II) подкомплексов и мурзинского комплекса (III).

Fig. 6. Nb, Rb and Th/Nb versus Li for granites, pegmatites and gneisses.

Symbols are as for Fig. 5. The areas western vatikha (I) and eastern vatikha (II) subcomplexes and murzinka complex (III) granites are limited by ovals.

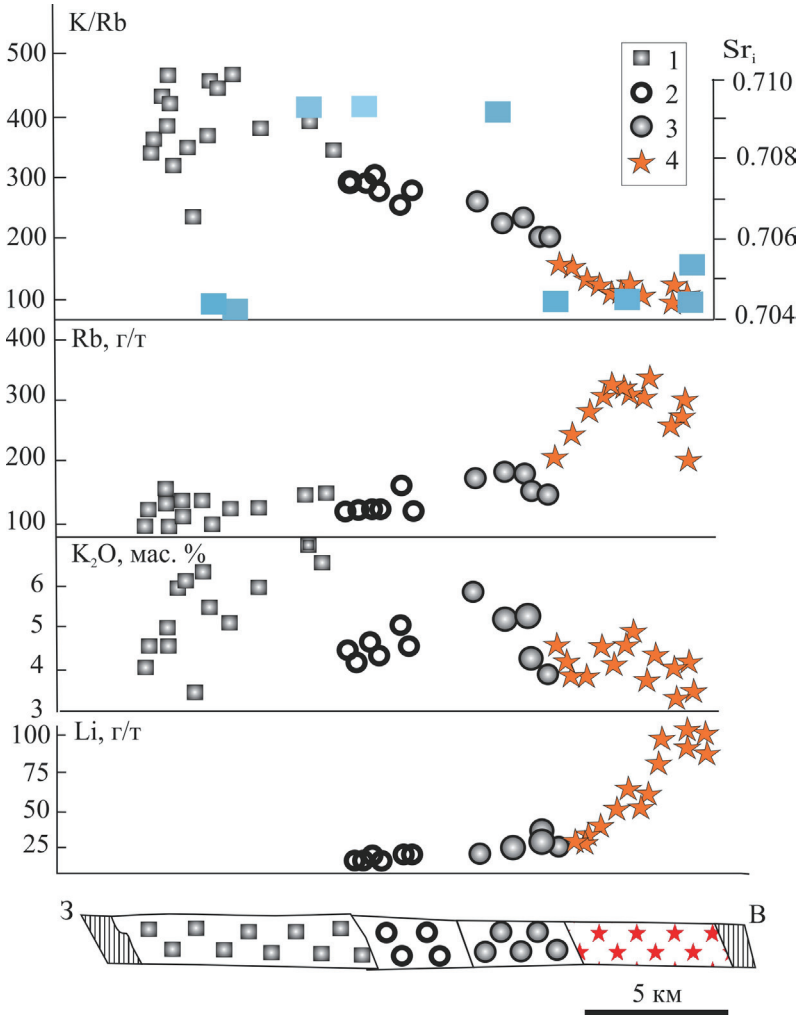

Рис. 7. Распределение K, Rb, Li в широтном разрезе гранитов.

1 – южаковский, 2 – западно-ватихский, 3 – восточно-ватихский, 4 – мурзинский комплексы. На верхней диаграмме синими прямоугольниками показаны значения $^{87}Sr/^{86}Sr_i$.

Fig. 7. K, Rb, Li distribution for the latitudinal section of granites.

1 – yuzhakow, 2 – western vatikha, 3 – eastern vatikha, 4 – murzinka complexes. On the top diagram, blue bars indicate the values of $^{87}Sr/^{86}Sr_i$.

бий, тантал, молибден, бериллий, изумруды) в его надинтрузивной зоне, особенно ярко проявленную в связи с Адуйским массивом – южным продолжением Мурзинского.

Четкая односторонняя геохимическая зональность, общая для всего массива, согласуется с его межформационным положением и пластообразной формой, указывая на существование единой магматической камеры, в которой происходила дифференциация кристаллизующегося расплава. Об этом же говорит и одинаковый изотопный возраст (Rb-Sr по породе и U-Pb цирконовый) всех гранитоидов, равный примерно 255 млн лет. В то же время ясные изотопные различия между ватихскими гранитами западной части массива и гранитами мурзинского комплекса, слагающими его восточную половину (см. рис. 7), свидетельствуют о разных магматических источниках для тех и других гранитов. На это же указывает и поведение калия, который следует обычным гомодромным трендам в рамках разных комплексов, обнаруживая сначала рост содержаний в восточном направлении для южаковского, ватихского и мурзинского комплексов, а затем падение концентрации в двух последних (см. рис.7). Поведение калия контролируется законами кристаллизационной дифференциации, в отличие от таких элементов, как Rb, Li, Be, Nb, Ta, геохимия которых во многом определяется переносом во флюиде. Из сказанного следует, что современный облик массива – это следствие эволюции магматического расплава и равновесного с ним флюида.

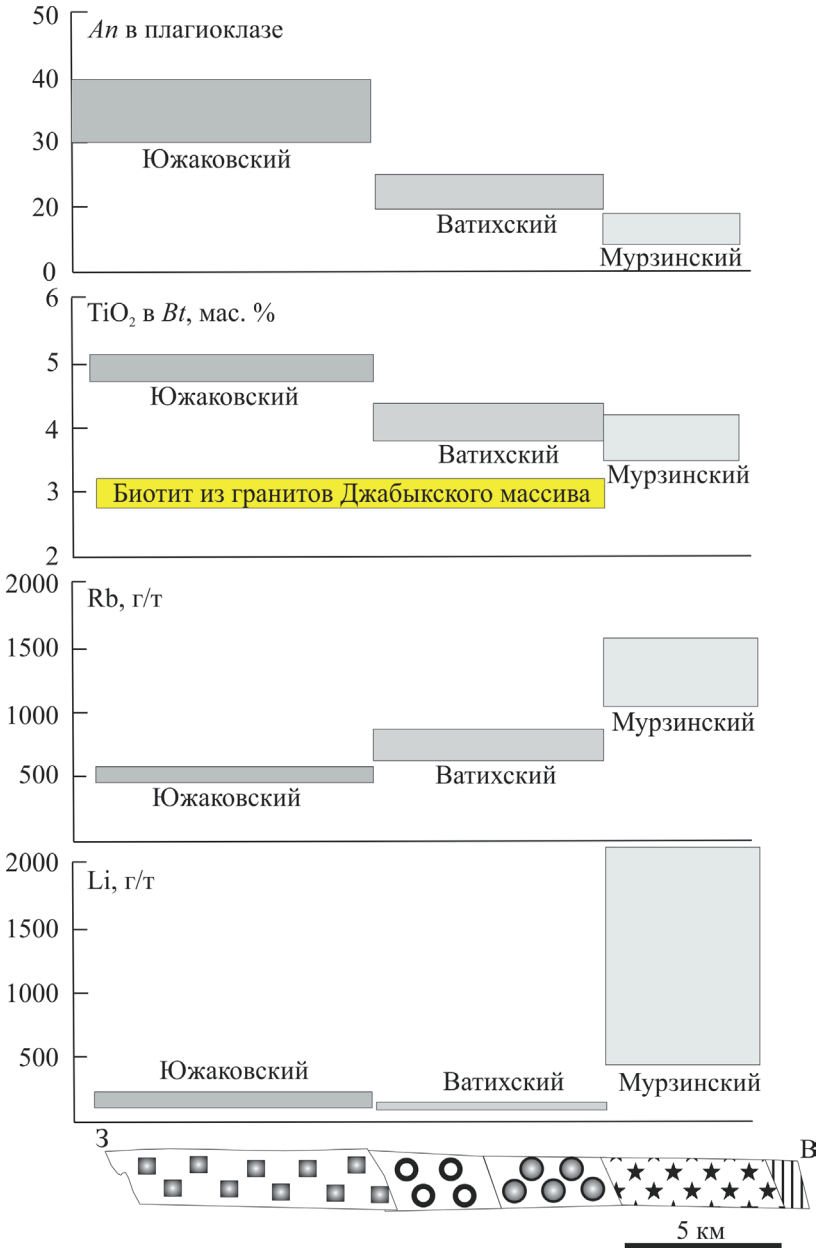

Рис. 8. Содержание *An* минала в плагиоклазе, TiO_2, Rb, Li в биотите гранитов южаковского, ватихского и мурзинского комплексов.

Fig. 8. Content of *An* minal in the plagioclase and TiO_2, Rb, Li in the biotite of yuzhakovsk, vatikha and murzinka granites in the latitudinal section.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В подошве Мурзинского массива залегают разнообразные по составу мезопротерозойские пара- и ортогнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Сосуществующие роговые обманки и плагиоклазы гнейсов (составы минералов см. в монографии [Орогенный гранитный магматизм …, 1994]) уравновешены при давлении 5–6 кбар [Ферштатер, 1990; Molina et al., 2015], температуры равновесий 750–800°C. В восточном направлении по мере приближения к массиву породы меняют свой состав от преимущественно базитового до гранитоидного. Гнейсы гранитоидного состава испытали высокую степень плавления, анатектический расплав образовал западную часть Мурзинского массива, а сами гнейсы сохранились преимущественно в виде реститов в ватихских гранитах.

Породы южаковского комплекса образуют сеть из двух поколений жил и небольших интрузив-

ных тел среди гнейсов. Гранитоиды первого поколения – гнейсовидные, второго – большей частью массивные, но отмечаются и гнейсовидные разновидности. Все гранитоиды образуют внедренные тела, контакты с вмещающими гнейсами либо резкие, либо со следами воздействия гранитов в виде слабой гранитизации. Разные жилы имеют свое направление гнейсовидности, что свидетельствует о синтектонической природе комплекса.

Породы комплекса отличаются разнообразием составов. Породы первого поколения жил обогащены кальцием и большей частью обеднены калием и ассоциированными с ним рассеянными элементами, в гранитоидах второго поколения содержание калия и особенно рубидия повышается. По содержанию ниобия, лития, рубидия, K/Rb отношению они находятся на единых трендах с гранитами ватихского и мурзинского комплексов, слагающих Мурзинский массив, и располагаются в начале эволюционных рядов (см. рис. 4–6).

Отсутствие заметной мигматизации и интрузивные контакты жил южаковских гранитов свидетельствуют о том, что зона магмогенерации находится ниже современного эрозионного среза. Большие вариации состава гранитоидов южаковского комплекса, намного более значительные, чем у пород ватихского и мурзинского комплексов, обусловлены, повидимому, колебаниями степени частичного плавления и состава гнейсового протолита.

Граниты ватихского и мурзинского комплексов слагают соответственно западную и восточную части Мурзинского массива. В эндоконтактовой зоне шириной до 1–1.5 км ватихские граниты содержат включения гранодиоритового и адамеллитового состава, представляющие собой в разной мере преобразованные реститы гранито-гнейсового субстрата. Эти граниты, выделенные в западноватихский подкомплекс, близки по особенностям химического состава и минералогии к южаковским гранитам, а восточнее они постепенно обогащаются рубидием, литием, ниобием, обособляются в восточно-ватихский подкомплекс и по всем признакам приближаются к гранитам мурзинского комплекса. Граниты ватихского комплекса характеризуются ясными “коровыми” изотопными характеристиками, тогда как мурзинские граниты сильно отличаются низким содержанием радиогенного стронция и близкими к 0 значениями εNd_{255}. С учетом того, что граниты имеют одинаковый изотопный возраст, эти данные однозначно свидетельствуют о разных субстратах для ватихских и мурзинских гранитов. Наличие в первых многочисленных гранито-гнейсовых включений позволяет объяснить изотопные параметры гранитов тем, что их субстратом были протерозойские гранито-гнейсы, тогда как изотопия мурзинских гранитов и их пространственная близость к палеозойским осадочно-вулканогенным толщам свидетельствуют о том, что протолитом гранитов были породы новообразованной коры орогена, обычные для большинства уральских гранитов [Ферштатер, 2013].

Все граниты представляют собой продукты кристаллизации котектического расплава и образуют соответствующие тренды в координатах K_2O–CaO–Na_2O (рис. 9а), что является важным петрохимическим подтверждением их магматического происхождения [Штейнберг, 1985; Ферштатер, 1987]. Наибольшим содержанием CaO обладает котектический ряд гранитов южаковского комплекса, наименьшим – мурзинского. По положению фигуративных точек гранитов разных комплексов на диаграмме Ab–An–Or (рис. 9б), учитывая известные данные о температурных зависимостях составов полевых шпатов [Ribbe, 1975 и ссылки в этой работе], можно приблизительно оценить температуру их кристаллизации, которая падает от 750°C для гранитов южаковского комплекса до 650°C для гранитов мурзинского комплекса. Наличие антипертитовых плагиоклазов в южаковских и ватихских гранитах служит минералогическим подтверждением правильности приведенных цифр. Использование такого показателя порядка кристаллизации, как содержание фтора в апатитовых включениях в породообразующих минералах [Ферштатер, 1987], дает дополнительное подтверждение соответствия состава гранитов гранитной эвтектике. Приводимые ниже данные свидетельствуют о постоянном содержании фтора (2.35–2.95%) в апатитовых включениях из всех главных минералах типичного гранита (обр. 44*)* мурзинского комплекса, что является следствием их одновременной (эвтектической) кристаллизации из расплава. И только в позднем межзерновом апатите и в апатитовых включениях в позднем мусковите, замещающем биотит, содержание фтора превышает 3%. *Содержание фтора (мас. %) в апатите, включенном в:* плагиоклаз – 2.35, биотит – 2.48, ортоклаз – 2.66, кварц – 2.95, мусковит 1 – 2.57, мусковит 2 – 3.43, межзерновой – 3.77.

P–T–H_2O параметры эволюции гранитного магматизма отражены на рис. 10. Эволюционный тренд фиксирует закономерное изменение *P-T* параметров в комплексах гранитоидов широтного сечения массива, т.е. от его корневой зоны до кровли, от гранитоидов южаковского комплекса до мурзинских гранитов. Давление при обособлении эвтектического гранитного расплава при этом изменяется от 6–7 до 3 кбар, а содержание воды в расплаве возрастает от 4–5 до 8 мас. %. Мурзинские граниты располагаются на водном ликвидусе гранита вблизи кривой устойчивости мусковита в гранитном расплаве, что согласуется с двуслюдяным составом гранитов.

Расплав заполнял зону разлома (сдвига) на границе допалеозойского фундамента на западе и новообразованной коры, сложенной вулканогенно-осадочными породами силура и девона на восто-

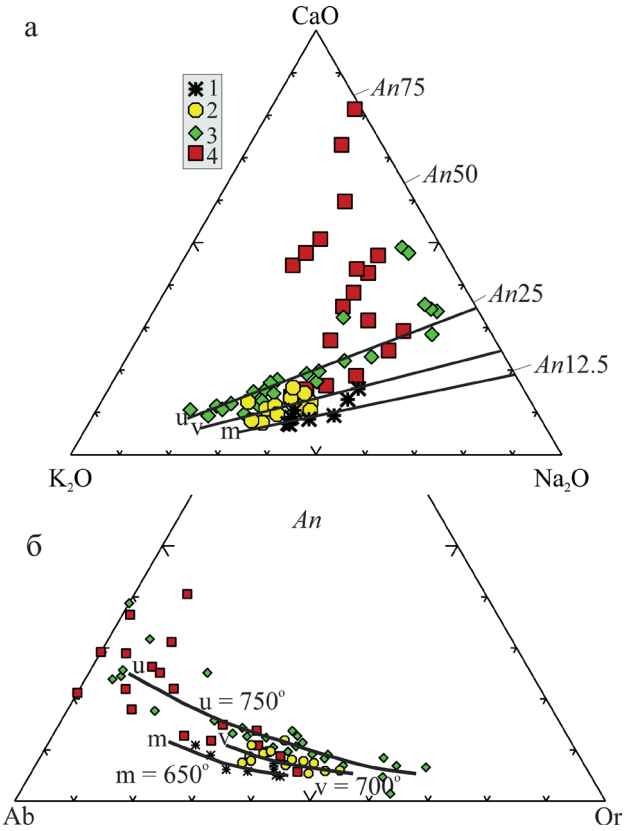

Рис. 9. Диаграммы K_2O–CaO–Na_2O (а) и Ab–An–Or (б) для гранитоидов и метаморфических пород.

1–3 – комплексы гранитоидов: 1 – мурзинский, 2 – ватихский, 3 – южаковский; 4 – гнейсы.
Буквами m, v, u обозначены тренды соответствующих комплексов. На диаграмме "б" этим трендам соответствуют изотермы гомогенности и распада твердых растворов тройных полевых шпатов [Ribbe, 1975 и ссылки в этой работе]. Обратите внимание на ясное уменьшение основности нормативного плагиоклаза от южаковского комплекса к мурзинскому, о чем говорилось ранее по непосредственным измерениям состава плагиоклаза (см рис. 8). Нормативные количества Ab, An, Or отвечают мезонормам (нормативные составы, в которых вместо безводных железо-магнезиальных силикатов рассчитаны биотит и амфибол).

Fig. 9. K_2O–CaO–Na_2O (a) and Ab–An–Or (б) diagrams for granitoids and metamorphic rocks.

1–3 – complexes of granitoids: 1 – murzinka, 2 – vatikha, 3 – yushakow; 4 – gneisses.
Letters m, v, u mark trends of the corresponding complexes. In diagram "б", these trends correspond to the isotherms of ternary feldspars [Ribbe, 1975, and references in this work]. Note the clear decrease in An content of the normative plagioclase from Yuzhakow to Murzinka complex, as mentioned previously by direct measurement of the plagioclase composition (see Fig. 8). The number of normative Ab, An, Or suits to mesonorm (in which normative compositions are calculated biotite and amphibole instead of anhydrous iron-magnesium silicates).

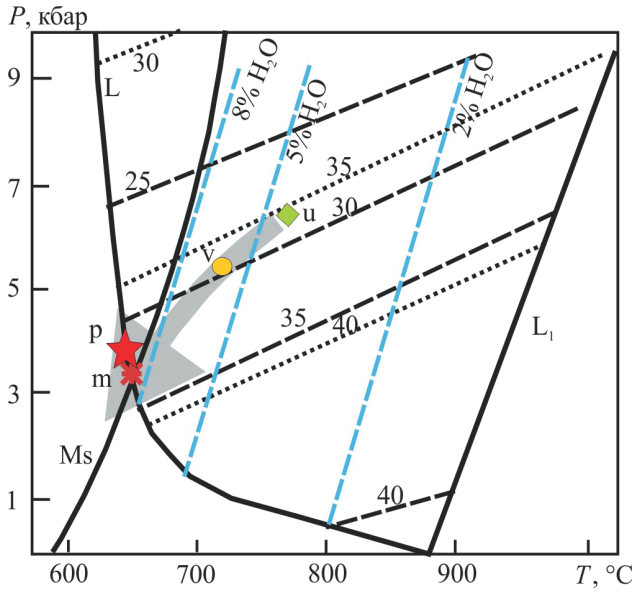

Рис. 10. *P-T* диаграмма для гранитоидов. Принцип построения диаграммы и источники данных см [Ферштатер, 1987, рис. 33].

Положение водонасыщенного (L) и сухого (L_1) ликвидусов системы *Ab–Q–Or*–H_2O, а также ликвидусных линий (синие штрихи) для содержаний воды 2, 5 и 8 мас. % уточнено по данным [Johannes, Holtz, 1996; Holtz et al., 2001]. Штриховые линии с индексами 40, 35, 30, 25 – содержание кварца в тройном минимуме системы *Ab–Q–Or*; пунктир – то же в системе *Ab–Q–Or–An* при *An*/(*An* + *Ab* + *Or*) = 0.05. Их положение также уточнено по данным названных выше авторов. Среднее содержание кварца в гранитах южаковского (u), ватихского (v) и мурзинского (m) комплексов подсчитано по мезонормам на основании данных табл. 4, 5; а в графическом пегматите жилы Мокруша (p) – по результатам подсчетов в шлифах; температуры сняты с рис. 9б. *Ms* – кривая устойчивости мусковита в граните [Huang, Willie, 1973]. Остальные пояснения в тексте.

Fig. 10. *T* versus *P* for granitoids. The principle of plotting and data sources are from [Fershtater, 1987, fig. 33].

Position of the water-saturated (L) and dry (L_1) liquidus system Ab–Q–Or–H_2O and also liquidus lines (blue streaks) for water contents of 2, 5 and 8 wt % is specified according to [Johannes, Holtz, 1996; Holtz et al., 2001]. The dashed lines with indices 40, 35, 30, 25 are the quartz content in the ternary minimum of the system *Ab–Q–Or*; the dashed line represents the same in the system *Ab–Q–Or–An* with *An*/(*An* + *Ab* + *Or*) = 0.05. Their position is also specified according to the above-mentioned authors. The average contents of quartz in granites of yuzhakow (u), vatikha(w) and murzinka (m) complexes are calculated by mesonorm from the table. 4, 5 data; and in the graphic pegmatite veins from Mokrusha (P) – were calculated in thin sections; the temperature is taken from Fig. 9b. *Ms* – stability curve of muscovite in granite [Huang, Willie, 1973]. Other explanations are in the text.

ке, преимущественно по механизму дайкового заполнения [Petford, Kerr, Lister, 1993], о чем свидетельствует субвертикальная форма разных по структуре и составу гранитов в пределах ватихского и мурзинского комплексов [Орогенный гранитоидный магматизм …, 1994]. Названные особенно-

сти Мурзинского массива в разной мере свойственны большинству гранитных пермских массивов палеоконтинентальной зоны северо-западного мегаблока и отличают их от гранитов Кочкарского антиклинория, в котором наиболее ярко представлены одновозрастные граниты палеоконтинентальной зоны юго-восточного мегаблока [Ферштатер, 2013]. Массивы последних приурочены к купольным структурам и образованы в результате диапиризма, совмещенного с механизмом распространения трещин [Clemens, Mawer, 1992]. В таких массивах отдельные тела разных по структуре и составу гранитов образуют преимущественно пологие залежи [Ферштатер, Бородина, 1975].

Несколько обособленно стоит вопрос о природе пегматитов самоцветной полосы Урала, развитых в пределах ММК. Выполненные исследования свидетельствуют о ясных геохимических отличиях камерных пегматитов самоцветной полосы от разнообразных пегматитов, ассоциированных с гранитами южаковского, ватихского и мурзинского комплексов. Камерные пегматиты самоцветной полосы, залегающие в протерозойских гнейсах, представляют собой отдельный эпизод магматизма, по предварительным данным (K-Ar возраст) завершающий гранитообразование в районе и напрямую не связанный с формированием самого Мурзинского массива.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0020 государственного задания ИГГ УрО РАН, № госрегистрации АААА-А18-118052590029-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борщов С.К., Ферштатер Г.Б. (2017) Самоцветная полоса Урала: Алабашское рудное поле, жила Мокруша. *Путеводитель Среднеуральской полевой экскурсии*. “*Граниты и эволюция Земли*”. III Междунар. геол. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 27-37.

Кейльман Г.А. (1974) Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 200 с.

Коровко А.В., Двоеглазов Д.А. (1986) Геологическая позиция и внутреннее строение мурзинского метаморфического комплекса. *Корреляция и картирование магматических и метаморфических комплексов Урала*. Свердловск: ИГГ УРО РАН, 73-75.

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. (2005) Цирконовая геохронология Мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал). *Докл. АН*. **404**(3). 407-410.

Левин В.Я., Коротеев В.А., Звонарева Г.К. (1975) Корундовые сиениты копи Юбилейной. *Материалы к минералогии Урала*. Тр. Ильменского гос. мин. заповедника. Вып. **13**, 44-49.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала. (1994) (Под ред. Г.Б. Ферштатера). Миасс: ИГГ УрО РАН, 250 с.

Попов В.А., Попова В.И. (1975) К механизму формирования полевошпатовых очков вокруг кристаллов корунда копи “Юбилейная” в Ильменских горах. *Материалы к минералогии Урала.* Тр. Ильменского мин. заповедника, 50-57.

Таланцев А.С. (1988.) Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 144 с.

Ферсман А.Е. (1940) Пегматиты. М.: Изд. АН СССР, 712 с.

Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.

Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз–роговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328-335

Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 365 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. (1975) Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 287 с.

Штейнберг Д.С.(1985) О классификации магматитов. М.: Наука, 159 с.

Clemens J.D., Mawer C.K. (1992) Granite magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics,* **204**(3-4), 331-360.

Couzinie S., Moyen J.-F., Villaros A., Paquette J.-L., Scarrow J.H., Marignac C. (2014) Temporal relatioships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France) *J. Geosci*., **59,** 69-86.

Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G. (2002) Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals. *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **91,** 3-19.

Holtz F., Becker A., Freise M., Johannes W. (2001) The water-saturated and dry Qz–Ab–Or system revised. Experimental results of very low water activities and geological implications.*Contrib Mineral Petrtol.*, **141**, 347-357.

Huang W.L., Willie R.J. (1973) Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib. Mineral. Petrtol*., **42,** 1-14.

Johannes W., Holtz F. (1996) *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 336 p.

Le Maitre R.W. (ed.). (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 p.

Molina J. F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez, Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305.

Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A.(2000) Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation. *Tectonophysics*, **317**, 93-108.

Muller A., Romer R.L., Pedersen R.-B. (2017) The sveconorvegian pegmatite province – thousands of pegmatites without parental granites. *Canad. Mineral.,* **55**, 283-315.

Petford N., Kerr C.R., Lister R.G. (1993) Dike transport of granitoid magmas.*Geology*, **21**, 845-848.

Ribbe P.H. (1975) Feldspar mineralogy: short course notes. (Ed. P.H. Ribbe). Blacksburg: Amer. Miner. Soc. Southern print. Co., V. 2, 1-52.

Sabatier H. (1980) Vaugnerites and granites, a peculiar association of basic and acid rocks. *Bull. Mineral*., **103**. 507-522.

Sabatier H. (1991) Vaugnerites: special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *Enclaves and granite pe-*

trology. (Eds J. Didier., B. Barbarin) Elsevier, Amsterdam, 63-81.

Scarrow J.H., Molina J., Bea F., Montero P. (2009) Within-plate calc-alkaline rocks: insights from alkaline mafic magmas – peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision. *Lithos*, **110,** 50-64.

Winchester J.A., Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.

REFERENCES

Borshchov S.K., Fershtater G.B. (2017) The self-colored belt of the Urals: Alabash ore field, vein Mokrusha. *Putevoditel' Sredneural'skoi polevoi ekskursii.* "*Granity i evolyutsiya Zemli*". III Mezhdunar. geol. konf. [Guide of Sredneuralskaya field trip. III Intern. Geol. Conf. "Granites and the evolution of the Earth"] Ekaterinburg. IGG UrO RAN Publ. 27-37. (In Russian)

Couzinie S., Moyen J.-F., Villaros A.,Paquette J.-L., Scarrow J.H., Marignac C. (2014) Temporal relatioships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France) *J. Geosci*., **59,** 69-86.

Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh assotsiatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)

Fershtater G.B. (1990) Empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geokhimiya*, (3), 328-335

Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 365 p. (In Russian)

Fershtater G.B., Borodina N.S. (1975) *Petrologiya magmaticheskikh granitoidov* [Petrology of magmatic granitoids]. Moscow, Nauka Publ., 287 p. (In Russian)

Fersman A.E. (1940) *Pegmatity* [Pegmatites]. Moscow, AN SSSR Publ., 712 p. (In Russian)

Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G. (2002) Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals. *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **91,** 3-19.

Holtz F., Becker A., Freise M., Johannes W. (2001) The water-saturated and dry Qz–Ab–Or system revised. Experimental results of very low water activities and geological implications. *Contrib Mineral Petrtol*., **141**, 347-357.

Huang W.L., Willie R.J. (1973) Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib. Mineral. Petrtol*., 42, 1-14.

Johannes W., Holtz F. (1996) Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer, Berlin, Heidelberg, New York., 336 p.

Keil'man G.A. (1974) *Migmatitovye kompleksy podvizhnykh poyasov* [Migmatitic complexes of mobile belts]. Moscow, Nedra Publ., 200 p (In Russian)

Korovko A.V., Dvoeglazov D.A. (1986) Geological position and internal structure of the Murzinka metamorphic complex. *Korrelyatsiya i kartirovanie magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov Urala* [Correlation and mapping of magmatic and metamorphic complexes of the Urals]. Sverdlovsk, IGG UrO RAN Publ.,73-75. (In Russian)

Krasnobaev A.A., Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2005) Zircon geochronology of the murzinka metamorphic complex (Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk.*, **404**(3), 407-410. (In Russian)

Le Maitre R.W. (ed.). (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 pp.

Levin V.Ya., Koroteev V.A, Zvonareva G.K. (1975) Corundum syenites from Yubileynaya mine. *Materialy k mineralogii Urala* [Materials to the mineralogy of the Urals]. Tr. Ilmensk. gos. zapovednik, 44-49. (In Russian)

Molina J. F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez, Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305.

Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A. (2000) Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation *Tectonophysics*, **317**, 93-108.

Muller A., Romer R.L., Pedersen R.-B. (2017) The sveconorvegian pegmatite province – thousands of pegmatites without parental granites. *Canad. Mineral.,* **55**, 283-315.

Orogennyi granitoidnyi magmatizm Urala [Orogenic granitoid magmatism of the Urals] (Ed. G.B. Fershteter) (1994) Miass, IGG UrO RAN Publ., 250 p. (In Russian)

Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals. *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **91,** 3-19.

Petford N., Kerr C.R., Lister R.G. (1993) Dike transport of granitoid magmas.*Geology*, **21**, 845-848.

Popov V.A., Popova V.I. (1975.) To the mechanism for the formation of feldspar glasses around corundum crystals, "Yubileynaya" mine in the Ilmeny mountains *Materialy k mineralogii Urala* [Materials to the mineralogy of the Urals] Tr. Ilmensk. gos. zapovednik, 50-57. (In Russian)

Ribbe P.H. (1975) Feldspar mineralogy: short course notes. (Ed. P.H. Ribbe). Blacksburg: Amer. Miner. Soc. Southern print. Co., V. 2, 1-52.

Sabatier H. (1980) Vaugnerites and granites, a peculiar association of basic and acid rocks. *Bull. Mineral.*, **103**, 507-522.

Sabatier H. (1991) Vaugnerites: special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *Enclaves and granite petrology*. (Eds J. Didier, B. Barbarin) Elsevier, Amsterdam, 63-81.

Scarrow J.H., Molina J., Bea F., Montero P. (2009) Within-plate calc-alkaline rocks: insights from alkaline mafic magmas – peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision. *Lithos*, **110,** 50-64.

Shteinberg D.S.(1985) *O classifikatsii magmatitov* [On the classification of magmatites]. Moscow, Nauka Publ., 159 p. (In Russian).

Talantsev A.S. (1988) *Kamernye pegmatity Urala* [Chamber pegmatites of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russian)

Winchester J.A., Floyd P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.