

## ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОТИТАХ И БИОТИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ МУРЗИНСКОГО АРЕАЛА

© 2019 г. С. В. Прибавкин, Н. С. Бородина, М. В. Червяковская

В Мурзинском ареале ранее была выявлена четкая геохимическая зональность пород с запада на восток от гнейсов к гранитам корневой зоны и далее к гранитам кровли Мурзинского массива, выраженная в повышении концентрации Rb, Li, Nb, Ta, уменьшении – Ba, Sr и отношений K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta [Ферштатер и др., 2019]. В целях развития представлений о геохимической зональности гранитов Мурзинского массива, а также изучения роли составов минералов гнейсов мурзинско-адуйского метаморфического комплекса в гранитообразовании нами предпринято исследование распределения редких элементов между биотитом и породой. Измерение микроэлементного состава проводили методом ИСП-МС с приставкой для лазерной абляции. Обработку результатов проводили в программе GLITTER V4.4. Измерения содержаний редких и рассеянных элементов в биотитах демонстрируют накопление Li, Rb, Cs, Nb, Ga, Zn, Mn, Sc, Sn, Tl и снижение V, Cr, Co, Ni, Y, Zr, Ba с запада на восток от биотитов гнейсов к биотитам жильных гранитов ММК и гранитам Мурзинского массива, что указывает на существование общей геохимической эволюции элементов в процессе метаморфизма, анатексиса и флюидно-магматической дифференциации.

Мурзинский ареал объединяет Мурзинский межформационный гранитный массив, в подошве которого на западе залегают допалеозойские породы мурзинско-адуйского метаморфического комплекса (ММК) представляющие фрагмент древней коры, а в кровле на востоке – силурийско-девонские осадочно-вулканогенные толщи, образованные в процессе закрытия уральского палеоокеанического бассейна [Кейльман, 1974; Коровко, Двоглазов, 1986].

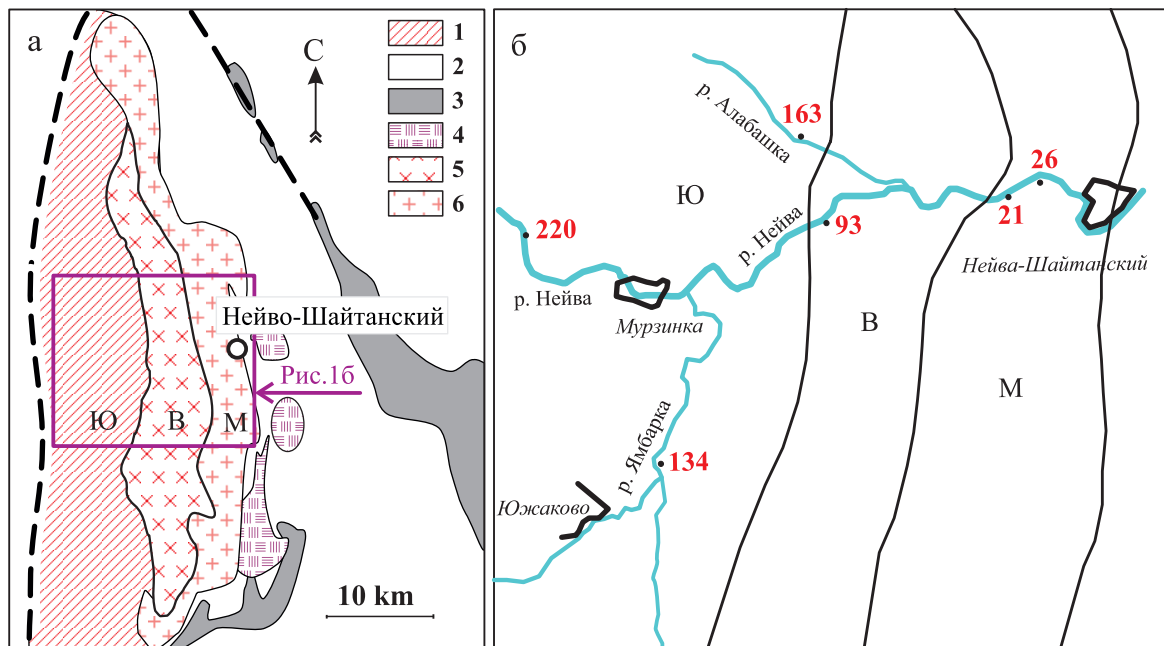
Ранее в работе [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994] было показано, что граниты ареала образуют три комплекса: южакровский, ватихский, мурзинский, первый из которых представлен биотитовыми ортоклазовыми антипертитовыми гранитами, образующими многочисленные жильные тела, нередко преобладающие по объему над вмещающими метаморфитами. Геологическая позиция гранитов этого комплекса позволяет рассматривать их в качестве корневой зоны Мурзинского массива. Второй комплекс составляет основание Мурзинского массива и представлен биотитовыми ортоклазовыми антипертитовыми гранитами, во многом близкими по составу гранитам южакковского комплекса. Граниты третьего комплекса формируют апикальную часть Мурзинского массива. Они сложены двуслюдяными преимущественно микроклиновыми гранитами, в которых к востоку возрастает количество жил аплитов и пегматитов.

Ранее проведенные исследования выявили четкую геохимическую зональность пород с запада на восток от гранитов корневой зоны к гранитам кровли Мурзинского массива, выраженную в возрастании концентрации Rb, Li, Nb, Ta, уменьшении – Ba, Sr и K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta отношений. Так

же было показано, что в процессе гранитообразования снижалось давление обособления эвтектического гранитного расплава от 6–7 до 3 кбар, повышалось содержание воды от 4–5 до 8%, приближаясь к минимальной водонасыщенной гранитной эвтектике. Изменение этих параметров выразилось в закономерном уменьшении меланократовости пород, повышении кислотности, калиевой щелочности, уменьшении основности плагиоклаза, исчезновении антипертитов, появлении мусковита. Кроме того, показана изотопная гетерогенность пород массива, указывающая на роль гнейсового субстрата в геохимическом облике гранитов.

Для дальнейшего изучения геохимической зональности гранитов Мурзинского массива, а также роли состава гнейсов ММК в гранитообразовании нами предпринято исследование состава и распределения редких элементов между биотитом и породой как отражение флюидно-магматической эволюции гранитоидного вещества в процессе метаморфизма, водного анатексиса, кристаллизационной дифференциации.

Были изучены биотиты гнейсов и гранитов, отобранных поперек простирания структур ММК и Мурзинского массива (рис. 1). Самые западные породы этого профиля представлены биотит-гранатовыми парагнейсами гранодиоритового состава (обр. 220) переслаивающимися как с более основными разностями, так и более кремнекислыми, содержащими гранат, кордиерит, силлиманит, корунд, турмалин. Восточнее исследованы ортогнейсы, варьирующие по составу от пироксен-амфибол-биотитовых диоритогнейсов (обр. 134) до биотитовых гранитогнейсов, среди которых широко развиты жильные биотитовые граниты южак-



**Рис. 1.** Геологическое строение северной части мурзинско-адуйского метаморфического комплекса (а) и схема отбора образцов (б).

1 – парагнейсы и ортогнейсы с прослоями мраморов, жильные граниты южаковского (Ю) комплекса; 2 – S-D вулканогенно-осадочные породы; 3 – серпентиниты; 4 – каменноугольные тоналиты, гранодиориты и граниты; 5 – биотитовые граниты ватихского (В) комплекса; 6 – двуслюдяные микроклин-ортоклазовые граниты мурзинского (М) комплекса.

ского комплекса (обр. 163), также попавшие в нашу выборку. Гнейсы самой восточной части ММК сохранилась в виде реститов адамеллитового состава (обр. 93) среди гранитов западного эндоконтакта Мурзинского массива. Породы последнего в рассматриваемой выборке представлены двуслюдяными гранитами (обр. 21, 26) мурзинского комплекса из восточной части одноименного массива.

Биотит является главным фемическим минералом пород ММК и гранитов. Его химический состав отвечает анниту-сидерофиллиту, железистость которого возрастает от 0.4 в ортогнейсах повышенной основности до 0.8 в двуслюдяных гранитах (табл. 1, рис. 2). В последних растет и доля сидерофиллитового компонента. Исключением из общего тренда является биотит парагнейса, состав которого максимально богат как сидерофиллитовым компонентом, так и истонитовым. Температура образования биотита согласно геотермометру [Henry et al., 2005] составляет 760–650°C для гнейсов ММК и 720–620°C для биотита гранитов Мурзинского массива. Эти значения температур находятся в полном соответствии с температурными зависимостями между амфиболами и полевыми шпатами, ранее определенными в работах [Ферштатер, Бородина, 2018; Ферштатер и др., 2019].

В соответствии с кристаллохимией биотита этот минерал является концентратором Rb, Cs, Ba, входящих в позицию K, а также Li, Sc, Zn, Ga, Ti,

Nb, V, Cr, Ni, входящих в октаэдрическую позицию Mg, Fe, Al [Rieder et al., 1998]. В случае отсутствия в породах ильменита, магнетита, пирита биотит может рассматриваться и как главный, а для Zn, Ga, Ti, Nb, V, Cr, Ni и единственный концентратор этих элементов, маркирующий их поведение в процессе метаморфизма и гранитообразования.

В связи с этим нами определены 52 редких и рассеянных элемента в биотите пород ММК и Мурзинского массива методом ИСП-МС на приборе NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для LA NWR213 (ESI). Измерения проводились в помещении класса чистоты ИСО 7 в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Операционные параметры приставки для ЛА: энергия лазерного излучения – 10.5–11.5 Дж/см<sup>2</sup>, частота повторений импульсов – 10 Гц, диаметр кратера – 25 мкм, расход транспортирующего потока He – 400 мл/мин, время работы лазера – 50 с, время прогрева лазера перед измерением – 20 с. Операционные параметры ИСП-МС: расход пробподающего потока Ar – 0.84 л/мин, мощность радиочастотного генератора – 1100 Вт, время задержки на массу – 10 мс, число циклов сканирования – 1, число реплик – 500. Длина соединительной трубки МС и ЛА – 1.5 м. Обработку результатов проводили в программе GLITTER V4.4 с использованием внутреннего стандарта SiO<sub>2</sub>, в качестве внешнего первичного стандарта применяли стандартное стекло NIST SRM 610 (в ка-

**Таблица 1.** Средний химический состав (мас. %) и содержание редких элементов (г/т) в биотите

№ обр.	220	134	93	163	21	26
SiO <sub>2</sub>	37.31	38.72	36.84	37.76	36.92	38.24
TiO <sub>2</sub>	3.71	4.82	4.13	3.84	2.74	2.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.51	14.50	16.09	16.17	18.50	17.21
FeO	19.47	20.68	24.28	26.83	26.88	25.49
MnO	0.00	0.28	0.30	0.25	0.73	0.68
MgO	8.97	11.21	8.49	5.66	3.82	3.84
CaO	0.00	0.02	0.02	0.26	0.18	1.20
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.04	0.08	0.25	0.49	1.88
K <sub>2</sub> O	10.04	9.73	9.78	8.97	9.73	8.81
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Fe/(Fe + Mg)	0.54	0.50	0.61	0.72	0.79	0.78
Li	160.2	101.8	96.4	131.7	518.6	1274.4
Rb	473.6	387.1	488.6	834.5	1559.3	1750.3
Cs	9.0	11.5	5.8	9.2	15.0	33.3
Be	0.4	0.2	0.7	0.0	0.8	0.0
Sr	1.1	58.9	99.6	1.9	1.6	0.0
Ba	142.8	1458.2	1030.6	529.6	224.5	215.7
Sc	49.5	12.5	25.1	44.3	55.0	60.5
Y	0.1	0.7	1.8	0.1	0.1	0.0
Zr	3.5	8.1	24.8	0.6	0.9	0.0
Nb	8.6	56.9	38.9	172.0	480.3	402.3
Sn	6.4	5.8	17.8	5.5	98.9	56.5
W	1.31	1.36	0.90	0.95	1.82	1.11
Tl	2.37	2.55	2.89	4.63	10.80	15.53
V	656.4	373.9	368.3	173.9	103.4	97.6
Cr	342.9	167.6	100.5	25.9	32.3	18.3
Mn	185.7	1590.5	1967.0	1766.1	5872.7	5345.4
Co	40.6	61.7	35.6	21.3	16.4	13.9
Ni	97.1	134.6	17.7	18.5	5.9	0.0
Zn	123.8	265.0	466.3	533.8	651.2	836.9
Ga	49.9	27.0	49.3	66.3	109.1	100.8

Примечание. Определение химического состава минералов выполнено на ЭДС приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, время регистрации импульсов 30 с. Используются сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Полученные результаты измерений состава нормализованы к 100% (аналитик И.А. Готтман). Номера образцов соответствуют представленным на рис. 1.

честве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612), измеренного методом “взятия в вилку” через 10–12 измерений.

Измерения содержаний редких и рассеянных элементов в биотитах (см. табл. 1) демонстрируют накопление Li, Rb, Cs, Nb, Ga, Zn, Mn, Sc, Sn, Tl и снижение концентраций V, Cr, Co, Ni, Y, Zr, Ba от

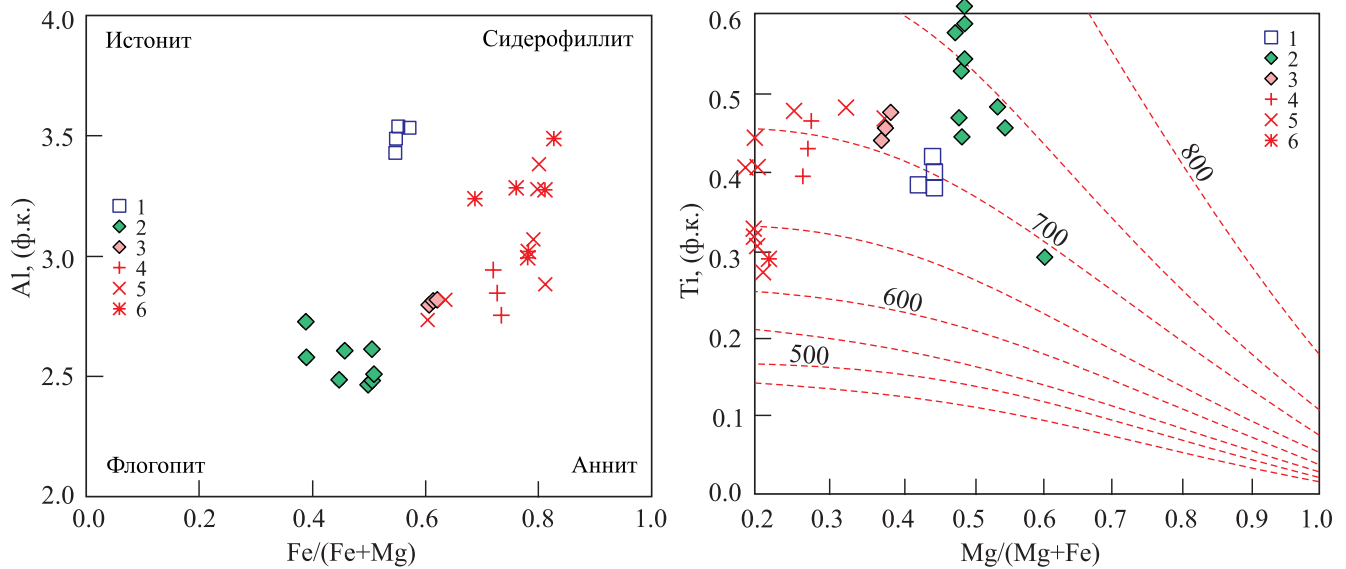
**Таблица 2.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах

№ обр.	220	134	93	163	21	26
SiO <sub>2</sub>	67.66	62.5	68.94	72.8	74.15	74.15
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.98	0.38	0.14	0.09	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.25	16.09	15.34	12.39	14.04	14.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	2.17	0.35	1.08	0.38	0.23
FeO	5.60	3.00	3.58	1.00	1.28	2.14
MnO	0.05	0.10	0.05	0.01	0.05	0.05
MgO	2.37	2.64	0.66	0.27	0.11	0.14
CaO	0.48	4.77	1.50	1.06	0.69	0.80
Na <sub>2</sub> O	2.39	4.36	4.03	2.64	3.77	3.64
K <sub>2</sub> O	5.30	2.00	3.65	6.46	4.76	4.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.31	0.12	0.06	0.05	0.05
п.п.п.	1.00	0.80	0.39	1.70	–	–
Сумма	99.76	99.71	98.99	99.63	99.37	100.07
Fe/(Fe + Mg)	0.59	0.51	0.76	0.80	0.89	0.90
Li	125.7	25.4	16.1	10.7	22.5	36.0
Rb	73.8	66.7	67.3	98.1	246.0	266.0
Cs	2.3	2.1	1.0	0.6	1.0	2.0
Be	1.78	2.21	1.89	1.32	3.0	3.0
Sr	70.8	345.1	287.7	216.9	115.0	106.0
Ba	185.6	358.8	1455.0	800.2	355.0	343.0
Sc	45.2	14.6	3.5	4.0	2.0	8.0
Y	7.9	16.9	2.2	2.3	17.5	6.9
Zr	26.1	21.2	105.2	50.3	104.0	106.0
Nb	3.0	14.2	4.5	8.8	15.0	19.4
Sn	2.4	2.5	2.4	0.5	3.5	3.0
W	0.30	1.86	1.11	–	–	–
Tl	2.6	0.4	0.6	–	1.3	2.8
V	435.0	102.4	44.8	13.3	10.0	5.0
Cr	191.9	94.0	17.8	2.05	1.0	0.0
Co	24.8	16.8	4.7	1.6	1.0	1.0
Ni	57.3	124.9	14.7	2.2	2.0	0.0
Zn	83.7	64.4	70.5	53.6	38.0	26.0
Ga	33.5	18.6	19.6	19.8	20.0	20.0

Примечание. Составы пород приведены по данным работ [Ферштатер, Бородина, 2018; Ферштатер и др., 2019].

биотитов ортогнейсов к биотитам жильных гранитов метаморфического комплекса и далее к гранитам Мурзинского массива. Биотит парагнейса имеет иное поведение таких элементов, как Li, Ba, Sc, Ga, обусловленное немагматогенным соотношением элементов в породе.

Отмеченные закономерности изменений концентраций элементов в биотите четко соотносятся с их изменением в породах, из которых они были

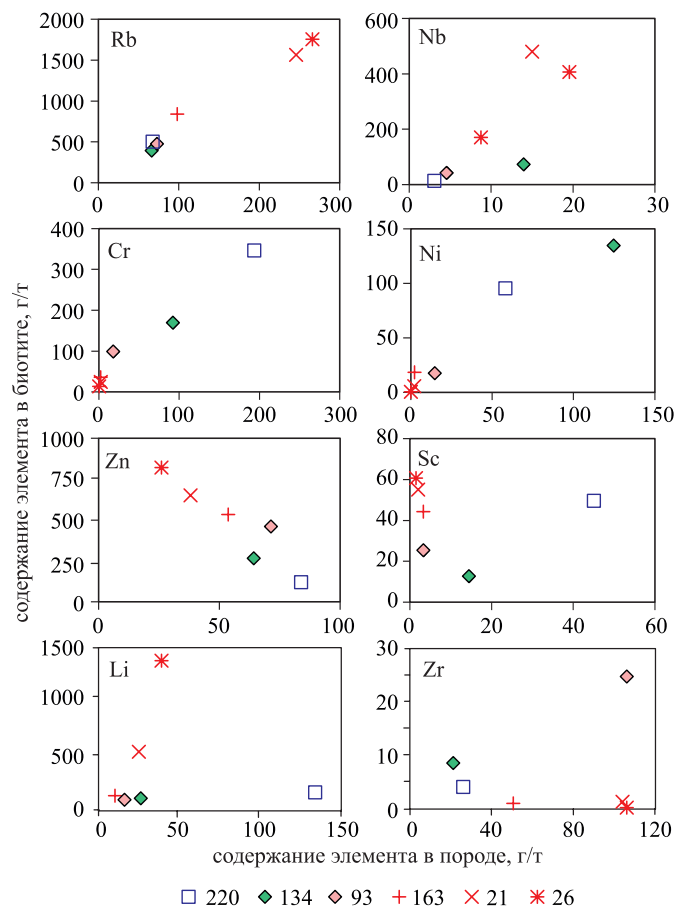


**Рис. 2.** Позиция составов биотита исследованных образцов на диаграмме Al–Fe / (Fe + Mg) и Ti–Mg / (Mg + Fe).

1 – парагнейсы (обр. 220); 2 – диоритогнейсы (127, 134); 3 – реститы гранитогнейсов (93); 4 – жильные граниты южакковского комплекса (163); 5 – граниты западной части Мурзинского массива (57, 63, 104), граниты восточной части Мурзинского массива (19, 21, 26, 27, 44, 46). Наряду с новыми данными использованы биотиты из работ [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; Ферштатер и др., 2019]. Температурные зависимости определены в соответствии с работой [Henry et al., 2005].

выделены (табл. 2). Например, возрастание концентраций Rb, Nb, Ga от диоритогнейсов к жильным гранитам корневой зоны и далее к гранитам кровли массива положительно коррелирует с их возрастанием в биотите (рис. 3). В этом же направлении отмечается снижение в биотите и породах Ba, Sr, Ni, Co. Иным поведением характеризуются такие элементы, как Zn и Sc, снижение концентраций которых в породах сопровождается их накоплением в биотите. Этот эффект мы связываем с повышением изоморфной емкости биотита в отношении этих элементов при увеличении его железистости и активности фтора в процессе флюидно-магматической дифференциации расплавов. Такое поведение элементов в породах гранитного состава коррелирует с уменьшением K/Rb-отношения, что является важным показателем направленности магматического процесса от гранитов корневой зоны массива на западе к его апикальной части на востоке [Ферштатер, Бородина, 2018; Ферштатер и др., 2019]. В случае Zr, Y, Li, Cs, Be корреляционные зависимости между породой и биотитом слабы или отсутствуют, что можно объяснить появлением других минералов-концентраторов этих элементов на заключительном этапе гранитообразования, например таких, как циркон, ксенотим, мусковит, берилл.

Показательны зависимости между содержанием SiO<sub>2</sub> (или железистостью) породы и элементом в биотите, согласно которым с повышением кремнекислотности пород в биотите возрастают содержания Rb, Nb, Ga, Zn, Sc и снижаются – Ba, V, Sr, Ni, Co (рис. 4).



**Рис. 3.** Распределение элементов между биотитом и породой.

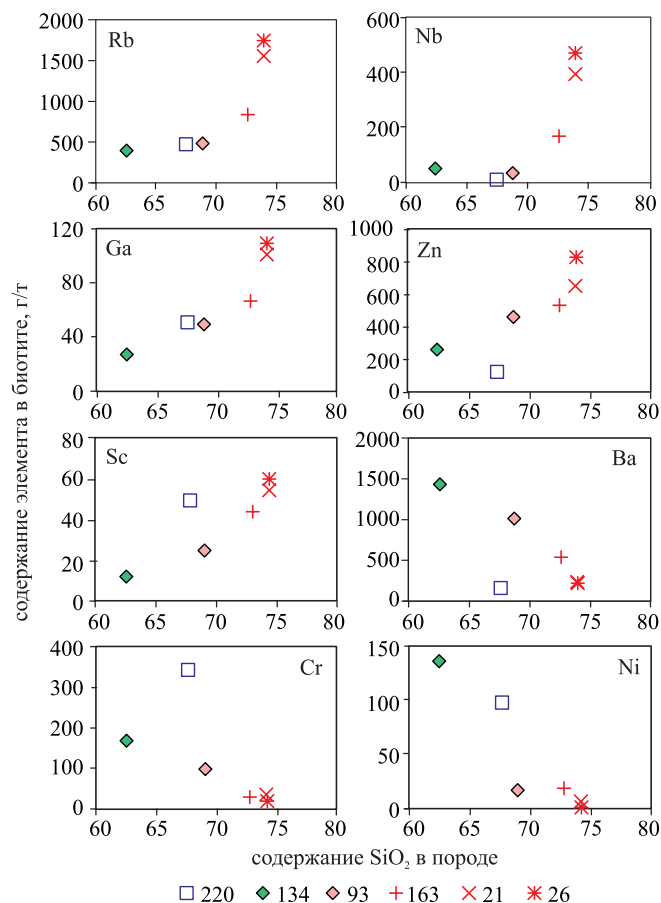


Рис. 4. Зависимость содержания элементов в биотите от основности породы.

Полученные данные измерений состава редких и рассеянных элементов в биотите пород широтно-го профиля Мурзинского массива демонстрируют увеличение железистости слюды и концентраций Rb, Li, Cs, Sc, Sn, Mn, Zn, Ga с запада на восток, что связано с процессом флюидно-магматической дифференциации гранитного вещества от корневой зоны массива к его кровле. В этом же направлении возрастает роль воды и летучих компонентов в расплаве, понижающая температуру кристаллизации биотита. Данные закономерности полностью отвечают геохимическому профилю массива, подробно рассмотренному в работах [Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; Ферштатер, Бо-

родина, 2018; Ферштатер и др., 2019], согласно которым в породах массива существует единая геохимическая зональность, заключающаяся в нарастании концентраций Rb, Li, Nb, Ta и уменьшении значений отношений K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta, а также Ba и Sr в породах массива. Кроме того, рассмотренные геохимические данные поведения главных и рассеянных элементов в составе биотита метаморфических пород ясно указывают на существование общей геохимической эволюции элементов в процессе метаморфизма, анатексиса и флюидно-магматической дифференциации.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, номера госрегистрации АААА-А18-118052590029-6 и АААА-А18-118053090045-8.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Коровко А.В., Двоеглазов Д.А. Геологическая позиция и внутреннее строение мурзинского метаморфического комплекса // Корреляция и картирование магматических и метаморфических комплексов Урала. Свердловск: ИГГ УРО РАН, 1986. С. 73–75.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала / под ред. Г.Б. Ферштатера. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования // Литосфера. 2018. Т. 18, № 5. С. 672–691.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Монтеро П., Беа Ф., Бородин Н.С., Вишнякова М.Д., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. Возраст и изотопно-геохимические особенности мурзинско-адуйского метаморфического комплекса в связи с проблемой формирования Мурзинского межформационного гранитного плутона // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 3. С. 342–365.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // Am. Miner. 2005. V. 90, no. 2–3. P. 316–328.
- Rieder M., Cavazzini G., D'Yakovov Y.S. et al. Nomenclature of the micas // Miner. Mag. 1998. V. 63. P. 267–279.