УДК 552.11 DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение

С. Е. Знаменский

Институт геологии УФИЦ РАН, 450078, г. Уфа, ул. К.Маркса, 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Поступила в редакцию 11.01.2021 г., принята к печати 25.01.2021 г.

Объект исследований. Петролого-геохимические особенности пород Вознесенского интрузивного массива и его дайковых серий в целях выяснения состава, возможных источников и геодинамических обстановок генерации магм, продуцировавших Au- и Cu-порфировое оруденение. *Методы.* Содержание петрогенных окислов определялось химическим методом, редких элементов – с помощью ICP-MS анализа. *Результаты.* Среди пород Вознесенского массива, обладающих геохимическими характеристиками надсубдукционных образований, установлены разновидности с известково-щелочными и адакитоподобными свойствами. Главная фаза массива представлена габбро-диоритами и диоритами, принадлежащими к известково-щелочной серии. Рудоносные дайки габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов Au-порфирового Большекаранского месторождения имеют известково-щелочной состав, а послерудные дайки гранодиоритов и плагиогранитов этого месторождения обладают адакитоподобными характеристиками. Рудоносная дайковая серия Вознесенского месторождения представлена известково-щелочными диоритами и адакитоподобными гранодиоритами и плагиогранитами. *Заключение.* На металлогеническую специализацию даек оказали влияние кремнекислотность и окислительно-восстановительное состояние рудогенерирующих расплавов. Гранитоиды с Cu-порфировым оруденением, по сравнению с их золотоносными разновидностями, кристаллизовались из более кислых расплавов с большей степенью окисленности. Предполагается, что основной мантийной составляющей магм для вознесенских пород послужили относительно слабо деплетированные шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии. Известково-щелочные магмы выплавлялись из мантийного субстрата, предварительно метасоматизированного водными флюидами, а магмы с адакитоподобными свойствами – из метаморфизованного расплавами базальтов и осадочных пород слэба. Плавление пород слэба, возможно, было связано с дополнительным разогревом из-за трения, возникшего при изменении направления и/или скорости косой субдукции.

Ключевые слова: *Южный Урал, известково-щелочные породы, адакиты, Cu- и Au-порфировое оруденение, магма, мантийные перидотиты, субдукция*

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № 0246-2019-0078

Petrological and geochemical characteristic of the rocks of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals): On the question of the composition and sources of magma producing gold and copper porphyry mineralization

Sergey E. Znamensky

Institute of Geology UFSC RAS, 16/2 K. Marks St., Ufa 450077, Russia, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Received 11.01.2021, accepted 25.01.2021

Для цитирования: Знаменский С.Е. (2021) Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение. *Литосфера*, **21**(3), 365-385. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

For citation: Znamensky S.E. (2021) Petrological and geochemical characteristic of the rocks of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals): On the question of the composition and sources of magma producing gold and copper porphyry mineralization. *Litosfera*, **21**(3), 365-385. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

© С.Е. Знаменский, 2021

Research subject. The petrological and geochemical features of the rocks of the Voznesensky intrusive massif and its dyke series were studied in order to clarify the composition, possible sources and geodynamic settings of magma generation that produced Au- and Cu-porphyry mineralization. *Methods.* The content of petrogenic oxides was determined by the chemical method, trace elements – by ICP-MS analysis. *Results.* Among the rocks of the Voznesensky massif, which have the geochemical characteristics of suprasubduction formations, varieties with calc-alkaline and adakite-like properties were established. The main phase of the massif is represented by gabbro-diorites and diorites belonging to the calc-alkaline series. Ore-bearing dykes of gabbro-diorites, diorites and granodiorites of the Au-porphyry Bolshekaransky deposit are of calc-alkaline composition, while the post-ore dykes of granodiorites and plagiogranites of this deposit exhibit adakite-like characteristics. *Conclusions.* The ore-bearing dyke series of the Voznesensky deposit is represented by calc-alkaline diorites and adakite-like granodiorites and plagiogranites. The metallogenic specialization of the dykes was influenced by the silicic acidity and the redox state of the ore-generating melts. Granitoids with Cu-porphyry mineralization, compared to their gold-bearing varieties, crystallized from more acidic melts with a higher degree of oxidation. It is assumed that the main mantle component of magmas for the Voznesensky rocks were relatively weakly depleted spinel peridotites of the suprasubduction lithospheric mantle. Calc-alkaline magmas were melted from a mantle substrate previously metasomatized by aqueous fluids, and magmas with adakite-like properties – metamorphosed by melts of basalts and sedimentary rocks of slab. Melting of slab rocks may have been associated with additional heating due to friction caused by changes in direction and/or velocity of oblique subduction.

Keywords: *Southern Urals, calc-alkaline rocks, adakites, Cu- and Au-porphyry mineralization, magma, mantle peridotites, subduction*

Funding information

The work was performed within the scientific program IG UFRS RAS No. 0246-2019-0078

ВВЕДЕНИЕ

Вознесенский интрузивный массив габбро-диорит-диоритового состава расположен в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. К северному флангу массива приурочено одноименное Cu-порфировое месторождение, относящееся к эталонным Cu-порфировым объектам, связанным с островодужным диоритоидным магматизмом (Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; и др.). В южной части массива находится месторождение Большой Каран, принадлежащее к редкому на Урале золото-порфировому типу (Знаменский и др., 2020). Порфировая минерализация на обоих месторождениях ассоциирует с дайками гранитоидов. В опубликованных работах (Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев и др., 2008; Знаменский и др., 2017, 2019б; Kosarev et al., 2014) показано, что породы Вознесенского массива и рудоносных дайковых серий представляют собой надсубдукционные известково-щелочные магматиты. На основании различия химического состава они были отнесены к разным фазам становления Вознесенской интрузии. Петрогенетические особенности вознесенских магматитов предыдущими исследователями изучены недостаточно полно. U-Pb возраст цирконов из дайки плагиогранитов Вознесенского месторождения составляет 412 ± 7 млн лет (Грабежев и др., 2008), что соответствует начальным фазам заложения и развития на Южном Урале девонской субдукционной зоны восточного падения (Серавкин и др., 1992; Пучков, 2010). Такая геодинамическая обстановка формирования гранитоидов, продуктивных на порфировое оруденение, является необычной для Магнитогорской мегазоны. Согласно опубликованным данным (Грабежев, 2009; Грабежев и др., 2017; Plotinskaya et al., 2017), месторождения порфирового семейства, формировавшиеся на субдукционной стадии развития мегазоны, связаны главным образом со средне-верхнедевонскими вулкано-интрузивными комплексами развитых и зрелых островных дуг.

Цель настоящей статьи – рассмотреть петролого-геохимические особенности пород массива, состав, возможные источники и геодинамические обстановки генерации магматических расплавов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание петрогенных окислов в породах определялось с помощью силикатного анализа в химический лаборатории ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина). Определение редких элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 в лаборатории физических и химических методов исследования ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Результаты анализов приведены в табл. 1 и 2. Кроме того, были использованы ранее опубликованные аналитические данные (Знаменский и др., 2017, 2019б). Тренды редких элементов нормировались по NMORB, редкоземельных элементов – по хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995). Аномалии европия рассчитывались по формуле: $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{0.5}$.

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов в серпентинитах, мас. %

Table 1. Concentration of petrogenic oxides in serpentinites, wt %

Компонент	Пробы							
	19-5	19-6	19-4	19-10	19-12	19-8	19-9	19-13
SiO_2	38.0	38.0	40.88	38.0	39.0	42.0	42.0	44.3
TiO_2	0.16	0.16	0.07	0.16	0.1	0.32	0.3	0.31
Al_2O_3	1.1	1.1	2.0	6.0	2.4	5.8	5.9	6.1
Fe_2O_3	0.9	0.96	0.74	7.5	0.76	4.6	4.98	5.33
FeO	7.5	7.3	7.76	4.3	7.44	7.0	7.62	4.12
MnO	0.03	0.1	0.09	0.16	0.05	0.16	0.18	0.2
CaO	0.2	0.2	2.4	3.4	2.56	6.53	5.96	14.46
MgO	39.0	38.0	35.6	28.6	37.2	27.4	25.9	17.62
Na_2O	0.25	0.2	0.24	0.17	0.2	0.27	0.54	0.03
K_2O	0.08	0.3	0.05	0.3	0.25	0.54	0.5	0.38
P_2O_5	0.06	0.06	0.14	0.06	0.07	0.06	0.05	0.02
П.п.п.	12.41	14.0	10.26	11.56	10.58	4.96	5.81	7.02
∑	99.69	100.38	100.23	100.21	100.61	99.64	99.74	99.89

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ МАССИВА

Вознесенский массив расположен в зоне Яльчигуловского разлома север-северо-восточного простирания, относящегося к разрывным нарушениям второго порядка зоны ГУР (рис. 1а). В районе массива зона Яльчигуловского разлома плохо обнажена. Детально строение разломной зоны было изучено нами ранее в 3 км севернее в районе оз. Карагайкуль (Знаменский, 2019). В этом интервале разлома находится небольшое тело роговообманковых габбро-диоритов и диоритов, которые по петрографическому составу и геохимическим признакам близки к породам Вознесенского массива. Диориты, имеющие Sm-Nd изохронный возраст 418 ± 25 млн лет (Kosarev et al., 2014), содержат кварц-сульфидную минерализацию Au-Cu-порфирового типа. Установлено, что Яльчигуловский разлом представляет собой транспрессивный сдвиг с позитивной цветочной структурой (Silvester, 1988) (рис. 1б). Центральная зона цветочной структуры состоит из серии крутопадающих взбросо-сдвигов, которые концентрируются вдоль контактов тела габбро-диоритов и диоритов. Фланги образуют пакеты надвиговых пластин, пологопадающие к центру цветочной структуры. В строении тектонических пластин участвуют массивные серпентиниты, серпентинитокластические брекчии, осадочные и вулканогенные породы, возраст которых варьирует от среднего ордовика до раннего карбона включительно. Серпентинизированные ультрабазиты, слагающие пластины, представляют собой сильно дислоцированные фрагменты офиолитового разреза лерцолитового типа. Судя по петрохимическим данным (табл. 1, рис. 2), серпентиниты образовались по лерцолитам, гарцбургитам, верлитам и клинопироксенитам.

Офиолиты лерцолитового типа образуют в зоне ГУР на северном окончании Магнитогорской мегазоны ряд массивов, расположенных вдоль ее западной границы. Наиболее крупными среди них являются Нуралинский, Татлембетовский (см. рис. 1а) и Миндякский массивы. Они имеют стандартное строение. Западные части массивов слагают гарцбургиты, перемежающиеся с дунитами, шпинелиевые и плагиоклазовые лерцолиты, которые перекрыты полосчатым дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом (Савельева, 1987). В восточных частях массивов локализованы дифференцированные интрузивные залежи роговообманковых габбро, габбро-диоритов и диоритов. По мнению Г.Б. Ферштатера (2013), габброиды являются составными элементами лерцолитовых массивов и образуют с полосчатыми комплексами петрогенетически связанные серии. Однако данные по абсолютному возрасту, полученные недавно А.А. Краснобаевым с соавторами (2018), ставят под сомнение эту точку зрения. Указанными авторами для верлитов и клинопироксенитов Нуралинского массива получена U-Pb датировка 450 ± 4 млн лет. Она дает основание полагать, что ультрабазиты лерцолитовых массивов не являются “сухими” и им могут быть комплементарны базальты поляковской формации (O_2), рассматриваемой многими исследователями в качестве формации-индикатора океанической стадии развития южноуральского орогена (Серавкин и др., 1992; Иванов, 1998; Пучков, 2010; и др.). Ор-

Таблица 2. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах Вознесенского массива и гранитоидах дайковых серий

Table 2. Concentration of petrogenic (wt %) and trace (ppm) elements in rocks of Voznesenky massive and granitoids of dyke series

Компонент	Образцы									
	В-1	В-2	В-3	В-4	В-5	Б-1	Б-2	Б-3	Б-4	Б-5
SiO_2	56.00	56.00	57.40	58.00	58.00	56.00	56.00	61.00	62.30	70.00
TiO_2	0.30	0.28	0.29	0.40	0.47	0.42	0.34	0.34	0.27	0.15
Al_2O_3	17.00	16.30	16.80	15.50	14.70	16.00	16.50	16.00	16.00	14.00
Fe_2O_3	3.75	1.63	2.82	5.80	5.23	2.70	3.00	2.02	0.59	0.82
FeO	5.00	5.25	5.21	3.44	4.30	4.20	4.30	3.59	3.38	2.51
MnO	0.17	0.16	0.12	0.08	0.19	0.12	0.14	0.07	0.09	0.04
CaO	5.60	8.52	5.90	4.26	5.00	4.76	5.54	4.42	3.69	4.26
MgO	5.20	6.00	6.41	5.00	5.68	5.20	5.40	4.00	3.40	2.00
Na_2O	1.60	2.00	2.17	3.36	1.40	2.99	3.90	3.70	2.70	2.20
K_2O	1.45	1.88	1.20	0.60	1.79	1.75	1.15	1.30	3.30	1.25
P_2O_5	0.14	0.10	0.11	0.11	0.10	0.12	0.12	0.12	0.12	0.02
П.п.п.	3.58	2.18	2.04	3.84	3.04	5.14	3.44	3.20	3.74	2.60
∑	99.8	100.30	100.47	100.39	99.91	99.40	99.83	99.76	99.58	99.85
V	269	146	140	185	133	114	158	107	123	63
Cr	57	76	48	34	26	83	27	73	58	14
Co	22	17	19	17	13	14	17	14	14	12
Ni	17	16	13	12	11	11	17	10	9	3
Rb	30	19	30	30	24	25	46	32	40	31
Sr	405	270	291	315	170	343	143	209	269	209
Y	8.3	6.6	8.0	8.0	5.9	9.4	6.4	9.6	8.1	13.2
Zr	24	22	19	21	27	34	32	37	38	27
Nb	1.2	1.3	1.1	1.2	1.1	1.3	1.3	1.5	2.1	1.4
Cs	1.3	0.6	1.8	1.9	0.7	1.4	1.7	1.3	1.5	1.4
Ba	480	350	472	269	216	720	516	341	1011	146
La	7.46	7.23	8.07	4.65	7.49	6.55	5.60	2.73	7.80	2.89
Ce	15.39	14.86	16.1	9.41	15.55	11.72	10.39	6.24	14.58	7.24
Pr	1.20	1.87	2.03	1.29	1.991	1.33	1.33	0.94	1.76	1.14
Nd	8.27	7.86	8.72	5.56	8.192	5.37	5.36	4.11	7.01	5.57
Sm	1.79	1.66	1.92	1.29	1.79	1.28	1.14	1.07	1.47	1.64
Eu	0.49	0.50	0.61	0.39	0.55	0.37	0.28	0.25	0.38	0.52
Gd	1.37	1.59	1.71	1.14	1.65	1.31	0.97	0.94	1.28	1.86
Tb	0.20	0.24	0.23	0.16	0.23	0.21	0.15	0.16	0.20	0.31
Dy	1.29	1.61	1.55	1.09	1.44	1.47	1.05	0.98	1.27	2.13
Ho	0.28	0.35	0.33	0.25	0.33	0.32	0.24	0.23	0.27	0.47
Er	0.88	1.11	1.06	0.74	0.99	1.01	0.77	0.71	0.87	1.49
Tm	0.13	0.17	0.15	0.12	0.15	0.15	0.11	0.12	0.13	0.22
Yb	0.89	1.17	1.13	0.79	1.09	1.01	0.82	0.84	0.92	1.50
Lu	0.14	0.19	0.18	0.13	0.17	0.16	0.12	0.13	0.15	0.24
Hf	0.70	1.03	0.91	0.58	0.90	1.13	0.97	1.10	1.07	0.87
Ta	0.05	0.07	0.07	0.05	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08
Pb	2.3	2.4	3.0	0.8	3.5	3.0	2.2	2.8	3.0	1.5
Th	1.42	2.07	2.03	1.58	3.20	3.65	2.43	1.72	3.17	0.44
U	0.37	0.79	0.96	0.40	1.39	1.51	1.08	1.42	1.68	0.46
Eu/Eu*	0.97	0.94	1.03	0.99	0.98	0.82	0.88	0.76	0.85	0.91

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компонент	Образцы									
	Б-6	Б-7	Б-8	Б-9	ВП-1	ВП-2	ВП-3	ВП-4	ВП-5	ВП-6
SiO_2	68.00	70.00	72.00	72.50	57.20	58.00	69.5	70.00	76.00	75.00
TiO_2	0.27	0.10	0.10	0.27	0.45	0.42	0.27	0.10	0.25	0.19
Al_2O_3	14.00	13.60	13.60	13.60	17.20	17.00	15.00	14.00	11.50	12.40
Fe_2O_3	2.02	1.30	1.23	1.07	3.82	4.20	1.13	1.30	1.15	1.10
FeO	1.65	1.60	1.50	1.65	4.03	4.60	2.57	1.07	1.22	1.0
MnO	0.05	0.05	0.02	0.02	0.10	0.13	0.01	0.02	0.02	0.02
CaO	4.54	5.20	2.80	2.02	4.95	5.60	2.60	2.40	1.60	1.50
MgO	3.00	1.50	2.00	1.80	4.20	2.60	2.00	2.40	1.50	1.4
Na_2O	2.70	3.56	3.68	3.85	3.55	2.70	4.00	5.00	4.00	4.50
K_2O	1.25	1.20	1.00	1.25	2.40	1.75	1.20	1.00	1.60	1.20
P_2O_5	0.01	0.01	0.02	0.01	0.12	0.12	0.08	0.01	0.05	0.04
П.п.п.	2.62	2.18	2.02	1.32	2.51	2.86	1.48	2.62	1.73	1.53
∑	100.11	100.30	99.97	99.36	100.53	99.98	99.84	99.92	100.62	99.88
V	43	29	31	29	118	182	58	49	38	24
Cr	32	33	28	26	23	15	22	43	23	25
Co	8	6	6	6	13	17	7	6	3	4
Ni	8	7	6	6	7	5	12	14	5	5
Rb	22	3	9	23	27	27	18	8	8	9
Sr	142	198	176	152	228	425	138	234	165	82
Y	2.2	2.0	2.1	2.8	8.9	10.8	4.1	4.3	4.0	2.0
Zr	57	66	107	47	32	35	33	41	39	34
Nb	1.6	1.1	1.3	1.3	1.8	1.7	1.5	2	1.8	1.0
Cs	0.5	0.10	0.37	0.41	1.22	1.32	0.87	0.54	0.29	0.31
Ba	163	43	116	111	257	299	106	131	61	58
La	7.13	8.75	6.92	8.30	2.41	2.58	3.57	4.43	6.12	3.63
Ce	10.40	12.22	10.08	13.44	5.32	5.96	6.14	7.36	11.32	6.19
Pr	0.96	1.03	0.89	1.21	0.80	0.87	0.77	0.97	1.31	0.79
Nd	2.96	3.02	2.63	3.70	3.69	4.02	2.81	3.41	4.63	2.72
Sm	0.43	0.39	0.37	0.56	1.05	1.17	0.59	0.65	0.90	0.48
Eu	0.21	0.28	0.20	0.17	0.55	0.41	0.19	0.19	0.25	0.13
Gd	0.27	0.25	0.27	0.37	1.18	1.34	0.58	0.53	0.70	0.33
Tb	0.04	0.04	0.04	0.06	0.20	0.23	0.09	0.08	0.08	0.05
Dy	0.30	0.25	0.26	0.40	1.33	1.56	0.62	0.56	0.49	0.26
Ho	0.07	0.06	0.06	0.09	0.29	0.35	0.14	0.13	0.12	0.05
Er	0.23	0.20	0.22	0.29	0.95	1.07	0.42	0.43	0.38	0.18
Tm	0.04	0.04	0.04	0.05	0.14	0.17	0.08	0.07	0.07	0.03
Yb	0.30	0.29	0.34	0.37	0.93	1.13	0.50	0.53	0.47	0.25
Lu	0.05	0.06	0.07	0.07	0.14	0.18	0.08	0.09	0.08	0.05
Hf	1.41	1.48	2.18	1.48	0.84	0.88	0.96	1.25	1.08	1.09
Ta	0.12	0.08	0.08	0.11	0.08	0.08	0.10	0.18	0.14	0.12
Pb	4.3	5.1	5.2	2.0	3.2	1.6	1.55	1.4	0.8	1.4
Th	5.20	5.48	5.93	5.98	0.87	0.54	2.72	2.99	5.12	3.24
U	1.80	1.91	1.62	1.32	0.59	0.35	0.56	1.02	0.76	0.81
Eu/Eu*	1.89	2.75	1.94	1.15	0.95	1.0	0.96	0.99	0.97	1.0

Примечание. В-1–В-5 – габбро-диориты (В-1, В-2) и диориты (В-3–В-5) Вознесенского массива; Б-1–Б-9 – месторождение Большой Каран: габбро-диориты (Б-1, Б-2), диориты (Б-3, Б-4) и гранодиориты (Б-5) рудоносной дайковой серии, гранодиориты (Б-6–Б-8) и плагиограниты (Б-9) послерудной дайковой серии; ВП-1–ВП-6 – Вознесенское месторождение: диориты (ВП-1, ВП-2), гранодиориты (ВП-3, ВП-4) и плагиограниты (ВП-5, ВП-6) рудоносной дайковой серии.

Note. В-1–В-5 – gabbro-diorites (В-1, В-2) and diorites (В-3–В-5) of the Voznesensky massif; Б-1–Б-9 – Bolshoi Karan deposit: gabbro-diorites (Б-1, Б-2), diorites (В-3, В-4) and granodiorites (Б-5) of the ore-bearing dyke series, granodiorites (Б-6–Б-8) and plagiogranites (Б-9) of the post-ore dyke series; ВП-1–ВП-6 – Voznesensky deposit: diorites (ВП-1, ВП-2), granodiorites (ВП-3, ВП-4) and plagiogranites (ВП-5, ВП-6) of the ore-bearing dyke series.

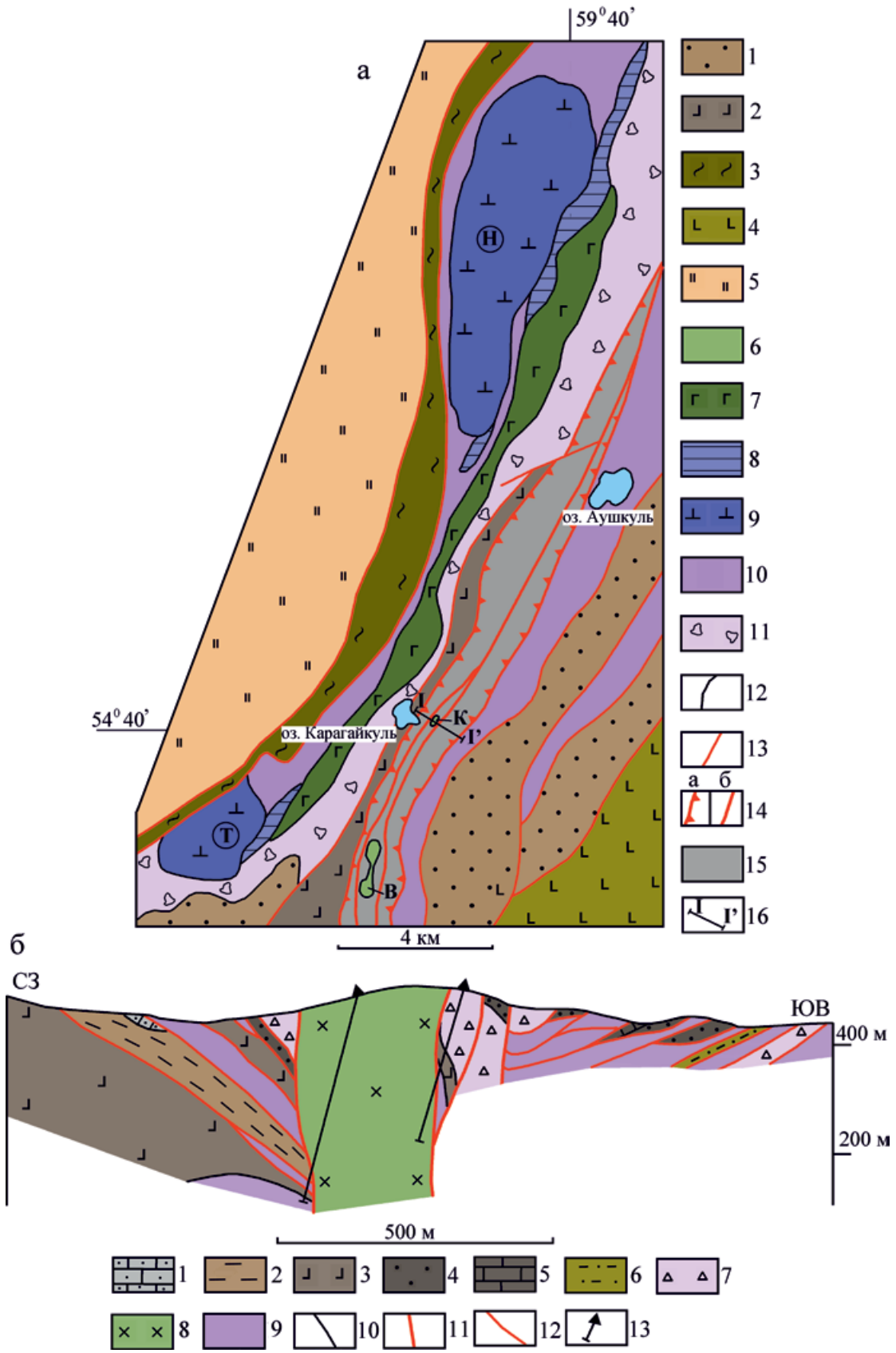

Рис. 1. Фрагмент строения зоны Главного Уральского разлома в окрестностях Вознесенского массива (а) (по данным И.С. Анисимова, 1983ф, с изменениями) и разрез Ялчигуловского транспрессивного сдвига по линии I-I' (б) (Знаменский, 2019).

а: 1 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения (D_2–C_1); 2 – вулканиты основного состава (D_1e_2); 3 – метаморфические сланцы (S–D_1?); 4 – базальты (O_2); 5 – докембрийские метаморфические комплексы Башкирского мегантиклинория; 6 – Вознесенский (В) и Карагайкульский (К) габбро-диорит-диоритовые массивы; 7–9 – Нуралинский (Н) и Татлембетовский (Т) лерцолитовые массивы: 7 – габброиды, 8 – полосчатые дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы, 9 – гарцбургиты, перемежающиеся с дунитами, шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты; 10 – серпентиниты; 11 – серпентинитовый меланж (тектонизированный олистостром!?) с блоками серпентинитокластических брекчий, пироксенитов, обломочных габбро и диоритов, массивных и обломочных кремней (D_1?), известняков (D_1), базальтов (D_1e_2), терригенно-кремнистых и карбонатных пород (D_3–C_1); 12 – геологические границы; 13 – разломы неизвестного кинематического типа; 14, 15 – Яльчигуловский транспрессивный сдвиг: 14 – граничные надвиги (а) и взбросо-сдвиги (б), 15 – пакеты тектонических пластин (детальное строение приведено на разрезе I-I'); 16 – линия разреза I-I'.
б: 1 – известняки (C_1); 2 – кремни мукасовского горизонта (D_3); 3 – основные вулканиты (D_1e_2); 4 – кремнисто-обломочные породы и массивные кремни (D_1?); 5 – известняки (D_1); 6 – кремнисто-обломочные породы (O_2); 7 – серпентинито-кластические брекчии с линзами обломочные габбро-диоритов и диоритов; 8 – роговообманковые габбро-диориты и диориты; 9 – массивные серпентиниты; 10 – геологические границы; 11 – взбросо-сдвиги; 12 – надвиги; 13 – скважины.

Fig. 1. Fragment of the structure of the Main Ural fault zone in the vicinity of the Voznesensky massif (a) (according to the data of I.S. Anisimov with changes) and the section of the Yalchigulovsky transpressive shear along the line I-I' (б) (Znamensky, 2019).

a: 1 – sedimentary and volcanogenic-sedimentary rocks (D_2–C_1); 2 – volcanics of basalts composition (D_1e_2); 3 – metamorphic schists (S–D_1?); 4 – basalts (O_2); 5 – Precambrian metamorphic complexes of the Bashkirian meganticlinorium; 6 – Voznesensky (B) and Karagaikulsky (K) gabbro-diorite-diorite massifs; 7–9 – Nuralinsky (H) and Tatlembetovsky (T) lherzolite massifs: 7 – gabbroids, 8 – banded dunite-wehrlite-clinopyroxenite complexes, 9 – harzburgites alternating with dunites, spinel and plagioclase lherzolites; 10 – serpentinites; 11 – serpentinite melange (tectonized olistostrome!?) with blocks of serpentiniteclastic breccias, pyroxenites, clastic gabbros and diorites, massive and detrital cherts (D_1?), limestones (D_1), basalts (D_1e_2), terrigenous-siliceous and carbonaceous rocks (D_3–C_1); 12 – geological boundaries; 13 – faults of unknown kinematic type; 14, 15 – Yalchigulovsky transpressive strike-slip fault: 14 – boundary thrusts (a) and reverse strike-slip faults (b), 15 – packets of tectonic plates (detailed structure is shown in section I-I'); 16 – section line I-I'.
б: 1 – limestones (C_1); 2 – cherts of the Mukasovsky horizon (D_3); 3 – volcanics of basalts composition (D_1e_2); 4 – detrital and massive cherts (D_1?); 5 – limestone (D_1); 6 – detrital cherts (O_2); 7 – serpentinite-clastic breccias with lenses of detrital gabbro-diorites and diorites; 8 – hornblende gabbro-diorites and diorites; 9 – massive serpentinites; 10 – geological boundaries; 11 – reverse strike-slip faults; 12 – thrusts; 13 – wells.

довикские базальты образуют крупные блоки в зоне ГУР к востоку от Вознесенского массива. Следует отметить, что поляковские базальты по химическому составу отличаются от типичных базальтов СОХ и по ряду геохимических параметров сопоставимы с базальтами континентальных рифтов (Знаменский, 1994; Косарев, 2015). По-видимому, правомерной является точка зрения Г.Н. Савельевой (1987), относящей лерцолитовые массивы зоны ГУР к фрагментам относительно слабо деплетированных мантийных реститов, возникших в процессе развития Палеоуральского океана.

Для габбро Нуралинского массива получены две датировки, близкие к возрасту Вознесенской интрузии, – 400 млн лет (Ферштатер, 2013) и 410 ± 11 млн лет (Краснобаев, Вализер, 2018). По геохимическим характеристикам нуралинские габбро-диориты и диориты соответствуют надсубдукционным образованиям (Ферштатер, Беа, 1996).

Мы предполагаем, что Нуралинская интрузивная залежь, Вознесенский и Карагайкульский массивы внедрились в разломы на начальных стадиях развития субдукционной зоны. Возможно, эти разломы являлись элементами рифтогенной структуры, в пределах которой в раннем девоне сформировались вулканогенные комплексы основного состав, датированные по конодонтам поздним эмсом (Маслов, Артюшкова, 2010) и представляющие собой фациальные аналоги баймак-бурибаевской свиты южных районов Магнитогорской мегазоны (Знаменский и др., 2019а). В позднем палеозое на месте разлома, контролировавшего размещение Вознесенской и Карагайкульской интрузий, образовался Яльчигуловский транспрессивный сдвиг.

Таким образом, имеющиеся данные, в том числе и результаты наших исследований, свидетельствуют о том, что в рассматриваемой части Палеоуральского океанического бассейна к моменту заложения девонской зоны субдукции располагался литосферный блок с океанической корой, сложенной поляковскими базальтами с "траппоидными" геохимическими характеристиками, и относительно слабо деплетированной мантийной частью.

Вознесенский массив имеет в плане гантелеобразную форму. Он вытянут в субмеридиональном направлении на расстояние около 2.5 км при ширине до 350 м. Массив сложен роговообманковыми габбро-диоритами и диоритами. В незначительных объемах присутствуют кварцсодержащие диоритоиды. Ранее в массиве выделялись также гранодиориты (Знаменский и др., 2017). Дополнительные полевые наблюдения показали, что к ним ошибочно были отнесены окварцованные диориты, слагающие дайки. Габбро, характерные для Нуралинской интрузивной залежи (Ферштатер, Беа, 1996), в Вознесенском массиве нами не обнаружены.

В пределах Вознесенского Cu-порфирового месторождения (рис. 3а), занимающего северное

Рис. 2. Положение точек химических составов серпентинитов в координатах A (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) – S [SiO_2 – (Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2)], мас. % (Магматические горные…, 1983).

Серпентиниты: 1 – по гарцбургитам и лерцолитам, 2 – по верлитам и клинопироксенитам.

Fig. 2. Position of points of chemical compositions of serpentinite in coordinates A (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) – S [SiO_2 – (Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2)], wt % (Magmatic mountains ..., 1983).

Serpentinites: 1 – after harzburgites and lherzolites, 2 – after wehrlites and clinopyroxenites.

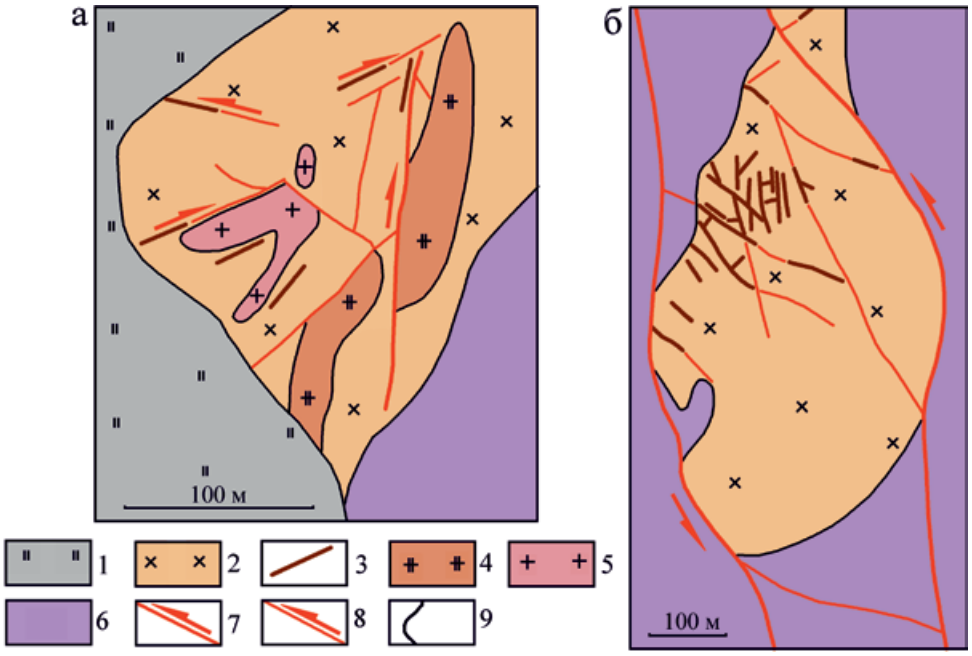

Рис. 3. Геолого-структурные схемы Вознесенского (а) (Знаменский и др., 2019б) и Большекаранского (б) (Знаменский и др., 2017) месторождений.

1 – четвертичные отложения; 2 – габбро-диориты и диориты Вознесенского массива; 3 – дайки гранитоидов нерасчлененные (мощность показана вне масштаба); 4 – гранодиориты, 5 – плагиограниты; 6 – серпентиниты; 7, 8 – сдвиги: 7 – главные, 8 – второстепенные (стрелками показаны направления смещения крыльев); 9 – геологические границы.

Fig. 3. The geological-structural schemes of Voznesensky (a) (Znamensky et al., 2019б) and Bolshekaransky (б) (Znamensky et al., 2017) deposits.

1 – Quaternary rocks; 2 – gabbro-diorites and diorites of the Voznesensky massif; 3 – undifferentiated granitoids dykes (thickness is shown off scale); 4 – granodiorites, 5 – plagiogranites; 6 – serpentinites; 7, 8 – strike-slip faults: 7 – major, 8 – secondary (arrows show the direction of displacement of the walls); 9 – geological boundaries.

окончание массива, размещение оруденения контролируется серией даек и дайкообразных тел средне- и крупнозернистых кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Все разновидности пород имеют порфировые выделения роговой обманки. В гранодиоритах и плагиогранитах присутствуют также фенокристаллы кварца. Основная масса диоритов состоит из плагиоклаза, роговой обманки с подчиненным количеством кварца и клинопироксена. Гранодиориты и плагиограниты сложены в основном плагиоклазом и кварцем с примесью роговой обманки и крайне редко мусковита. Дайки локализованы в сдвиговых нарушениях близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания (Знаменский и др., 2019б).

На Au-порфировом месторождении Большой Каран, расположенном на южном фланге Вознесенского массива (рис. 3б), развиты две разновозрастные серии даек (Знаменский и др., 2017). Ранняя рудоносная серия представлена габбро-диоритами, диоритами и гранодиоритами, для которых характерны вкрапленники плагиоклаза, иногда кварца и афанитовая полнокристаллическая основная масса, состоящая из плагиоклаза и гидротермально измененных и недиагностируемых темноцветных минералов и кварца. К этой группе относятся также среднезернистые диориты, состоящие из плагиоклаза, клинопироксена, кварца и реже роговой обманки. Характерны порфировые выделения плагиоклаза и кварца. Поздняя послерудная серия даек сложена среднезернистыми плагиофировыми гранодиоритами и плагиогранитами, породообразующими минералами которых являются кварц и плагиоклаз с незначительной примесью роговой обманки. Дайки обеих серий локализованы во вторичных разрывах транстенсивного дуплекса, образовавшегося в интервале пересечения Вознесенского массива левосдвиговой зоной север-северо-западного простирания. Возрастные соотношения даек Вознесенского и Большекаранского месторождений не установлены.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По данным силикатного анализа, габбро-диориты и диориты, слагающие Вознесенский массив, имеют содержание SiO_2 56–58 % (см. табл. 2). В габбро-диоритах, диоритах и гранодиоритах рудоносных даек месторождения Большой Каран концентрации SiO_2 варьируют от 56 до 70 мас. %. В гранодиоритах и плагиогранитах послерудных даек этого месторождения содержание SiO_2 составляет 68–72.5 мас. %. Рудоносная дайковая серия Вознесенского месторождения объединяет породы диорит-плагиогранитного ряда с содержанием SiO_2 57.2–76.0 мас. %. Все разновидности пород массива имеют нормальную щелочность (рис. 4а). На диаграмме AFM (не приведена в статье) точки их составов, за исключением пробы ВП-2, располагаются в поле известково-щелочных магматитов. На диаграмме K_2O–SiO_2 фигуративные точки составов габбро-диоритов и диоритов попадают в основном в поле умереннокалиевой серии, тогда как точки гранодиоритов и плагиогранитов – тяготеют к полю низкокалиевых образований (рис. 4б). Значения коэффициента A/NK превышают 1, а величина отношения A/CNK варьирует от 0.78 до 1.2. На диаграмме A/NK–A/CNK вознесенские породы концентрируются в поле гранитоидов переходного состава от метаалюминиевых I-типа к пералюминиевым S-типа (рис. 4в).

Содержание P_2O_5 низкое (≤ 0.14 %) и не увеличивается с ростом кремнекислотности (рис. 5), что характерно для гранитоидов I-типа (Chappell, White, 1992). По соотношениям SiO_2 и Fe_2O_3/FeO они принадлежат к магнетитовой серии (Ishihara, 1977). На диаграммах Харкера точки составов пород главной фазы массива и дайковых серий образуют единые тренды (см. рис. 5), позволяющие рассматривать их как генетически родственные образования. С ростом кремнекислотности в породах уменьшаются содержания Al_2O_3, TiO_2, $\sum Fe_2O_3$+FeO, MgO и CaO. Такое поведение петрогенных окислов отражает участие в формировании вознесенских магматитов, по крайней мере рудоносных гранитоидов обоих месторождений, процессов кристаллизационной дифференциации.

Все разновидности пород массива имеют умеренные содержания Sr (83–405 г/т), низкие концентрации Y (≤13.2 г/т) и Yb (≤1.5 г/т), высокую магнезиальность (Mg# = Mg/(Mg + Fe^{2+}) в основном >0.5), повышенные концентрации Cr (до 83 г/т) и Ni (до 17 г/т). По соотношениям Sr/Y и Y они соответствуют адакитам (рис. 6а). При этом часть пород, как и классические адакиты, имеют значения Sr/Y > 40. Однако по другому индикаторному параметру – соотношению La_N/Yb_N и Yb_N (Defant, Drummend, 1990) – к адакитовой серии относятся только гранодиориты и плагиограниты, слагающие послерудные большекаранские дайки и рудоносные дайки Вознесенского месторождения (рис. 6б). Остальные породы массива по этим параметрам и большинству других классификационных признаков представляют собой известково-щелочные образования. Гранодиориты и плагиограниты с адакитоподобными свойствами по содержанию SiO_2, повышенным значениям Sr/Y и La/Yb, низким концентрациям Y и Yb, высокой магнезиальности сопоставимы с адакитами высококремнистого типа (SiO_2 > 61 мас. %) (Martin et al., 2005), отличаясь от последних более низкими концентрациями Al_2O_3 (≤15%), Na_2O (≤5%), Sr (≤234 г/т). В эталонных высококремнистых адакитах средние содержания Al_2O_3 составляют 16.64 мас. %, Na_2O – 4.19 мас. % , Sr – 565 г/т (Martin et al., 2005).

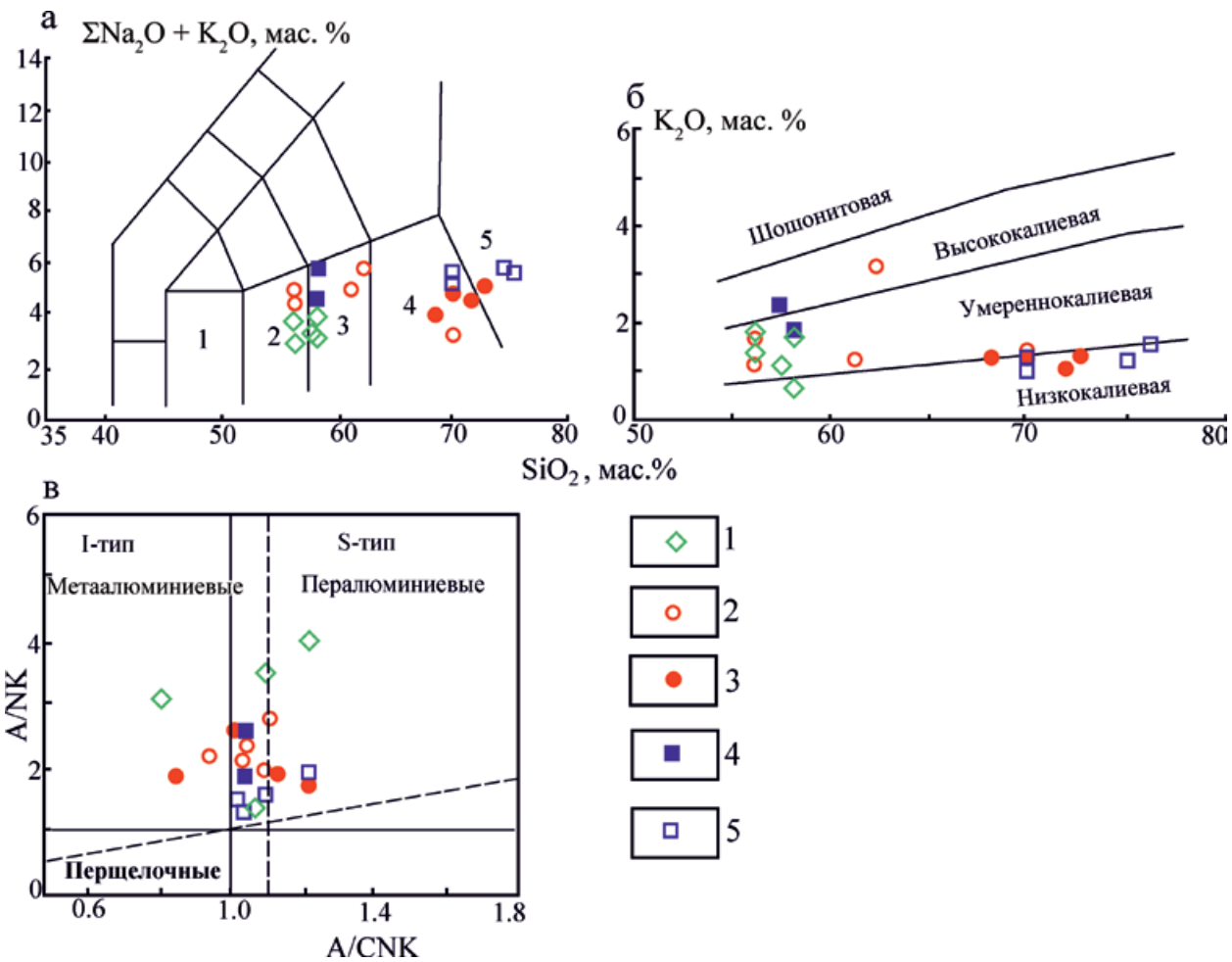

Рис. 4. Диаграммы ($Na_2O + K_2O$)–SiO_2 (а) (Middlemost, 1994), K_2O–SiO_2 (б) (Peccerilo, Taylor, 1976) и A/NK–A/CNK (в) (Shand, 1949) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

1 – габбро-диориты и диориты Вознесенского массива; 2, 3 – месторождение Большой Каран: 2 – габбро-диориты, диориты и гранодиориты рудоносной дайковой серии, 3 – гранодиориты и плагиограниты послерудной дайковой серии; 4, 5 – рудоносные дайки Вознесенского месторождения: 4 – диориты, 5 – гранодиориты и плагиограниты.
A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$; A/CNK= $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$. На а поля: 1 – габбро, 2 – габбро-диорит, 3 – диорит, 4 – гранодиорит, 5 – гранит.

Fig. 4. Diagrams ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 (a) (Middlemost, 1994), K_2O – SiO_2 (б) (Peccerilo, Taylor, 1976) and A/NK – A/CNK (в) (Shand, 1949) for rocks Voznesensky massif and dyke series granitoids.

1 – gabbro-diorites and diorites of the Voznesensky massif; 2, 3 – Bolshoi Karan deposit: 2 – gabbro-diorites, diorites and granodiorites of the ore-bearing dyke series, 3 – granodiorites and plagiogranites of the post-ore dyke series; 4, 5 – ore-bearing dykes of the Voznesensky deposit: 4 – diorites, 5 – granodiorites and plagiogranites.
A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$; A/CNK = $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$. On a fields: 1 – gabbro, 2 – gabbro-diorite, 3 – diorite, 4 – granodiorite, 5 – granite.

Тренды распределения редких элементов в породах массива демонстрируют на спайдерграммах обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, наличие отрицательных аномалий Ta и Nb и положительных Sr, что отличает магматические образования, формирующиеся в надсубдукционных обстановках (рис. 7). Принадлежность пород главной фазы массива и рудоносных даек месторождения Большой Каран к островодужным образованиям подтверждают также отрицательные аномалии Ti, Zr. На трендах распределения редких элементов в гранитоидах послерудных большекаранских даек и рудоносных даек Вознесенского месторождения присутствуют нехарактерные для надсубдукционных магматитов положительные аномалии Ti и Zr. На основной дискриминационной диаграмме Дж. Пирса Rb–(Y + Nb) точки составов всех типов

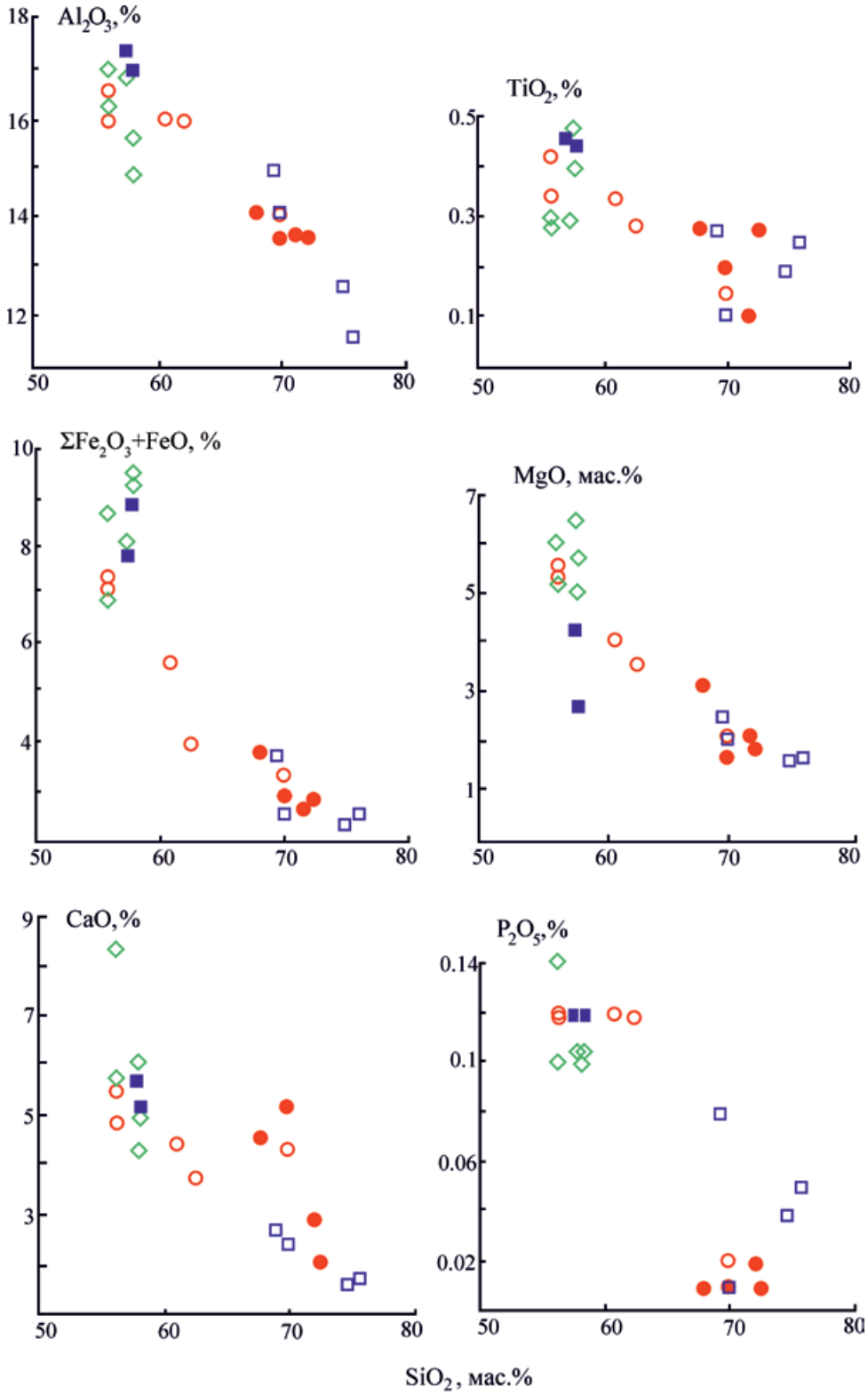

Рис. 5. Диаграммы Харкера для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.
Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Harker diagrams for rocks of the Voznesensky massif and granitoids of dyke series.
For legend see Fig. 4.

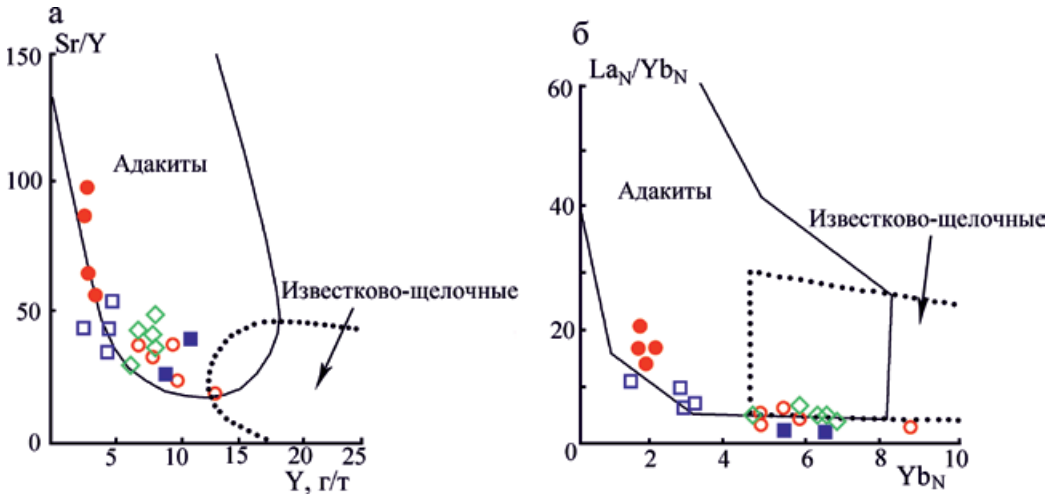

Рис. 6. Диаграммы Sr/Y–Y (а) и La_N/Yb_N–Yb_N (Defant, Drummond, 1990) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 6. Diagrams Sr/Y–Y (a) and La_N/Yb_N–Yb_N (б) (Defant, Drummond, 1990) for rocks of the Voznesensky massif and granitoids of dyke series.

For legend see fig. 4.

пород массива располагаются в поле островодужных гранитоидов (рис. 8).

Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых РЗЭ (см. рис. 7). Максимальными значениями $(La/Yb)_N$ обладают гранитоиды с адакитоподобными характеристиками. В гранодиритах и плагиогранитах послерудных большекаранских даек они составляют 16.1–21.7, а рудоносных даек Вознесенского месторождения – 5.1–10.4. Минимальные значения коэффициента $(La/Yb)_N$ установлены для рудоносных большекаранских гранодиоритов (1.39) и диоритов Вознесенского месторождения (1.65–1.87) В случае с гранодиоритами “плоский” спектр распределения РЗЭ отчасти может быть обусловлен фракционированием минерала с высоким коэффициентом распределения для легких лантаноидов, возможно монацита. Низкая степень обогащения легкими РЗЭ диоритов, по-видимому, отражает более деплетированный состав источника. Дифференциация между средними и тяжелыми лантаноидами в породах массива не выражена. Значения Dy_N/Yb_N составляют менее 1.

Рудоносные гранитоиды месторождения Большой Каран имеют небольшие отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.76–0.91). Eu, как известно, встречается в природе, в том числе и в магматических породах, в двух- и трехвалентной форме. Eu^{3+} имеет близкий ионный радиус с Ca^{2+} и по сравнению с Eu^{2+} обладает большей способностью входить в кристаллическую решетку плагиоклаза. Наличие отрицательных аномалий Eu относительно соседних РЗЭ является индикатором фракционирования в расплаве плагиоклаза и преобладания в магме Eu^{2+}, т.е. восстановительной обстановки магмаобразования и относительно небольшой водонасыщенности расплава (Мишин, 2010; Richards et al., 2012). Отрицательные корреляционные связи SiO_2 с Sr/Y и La/Yb также указывают на фракционирование плагиоклаза (рис. 9).

Послерудные гранодиориты и плагиограниты месторождения Большой Каран характеризуются положительными аномалиями Eu (Eu/Eu* = 1.15–2.75), которые могут быть связаны с накоплением плагиоклаза в кумулусных фациях и/или с фракционированием магнетита и апатита, присутствующих в этих гранитоидах. На графиках РЗЭ в породах главной фазы массива и в дайках гранитоидов Вознесенского месторождения аномалии Eu не выражены (Eu/Eu* = 0.95–1.03) (см. рис. 7). В вознесенских рудоносных гранитоидах с ростом кремнекислотности увеличиваются значения отношений Sr/Y и La/Yb (см. рис. 9). Все это свидетельствует о фракционировании роговой обманки, окислительном режиме магмаобразования и повышенной водонасыщенности расплава (Richards et al., 2012).

Как видно из приведенных данных, породы Вознесенского массива образовались в надсубдукционной обстановке. По геохимическим признакам они могут быть объединены в две группы, к первой из которых относятся магматиты с известково-щелочными, а ко второй – с адакитоподобными свойствами. Главная фаза массива представлена известково-щелочными образованиями. В формиро-

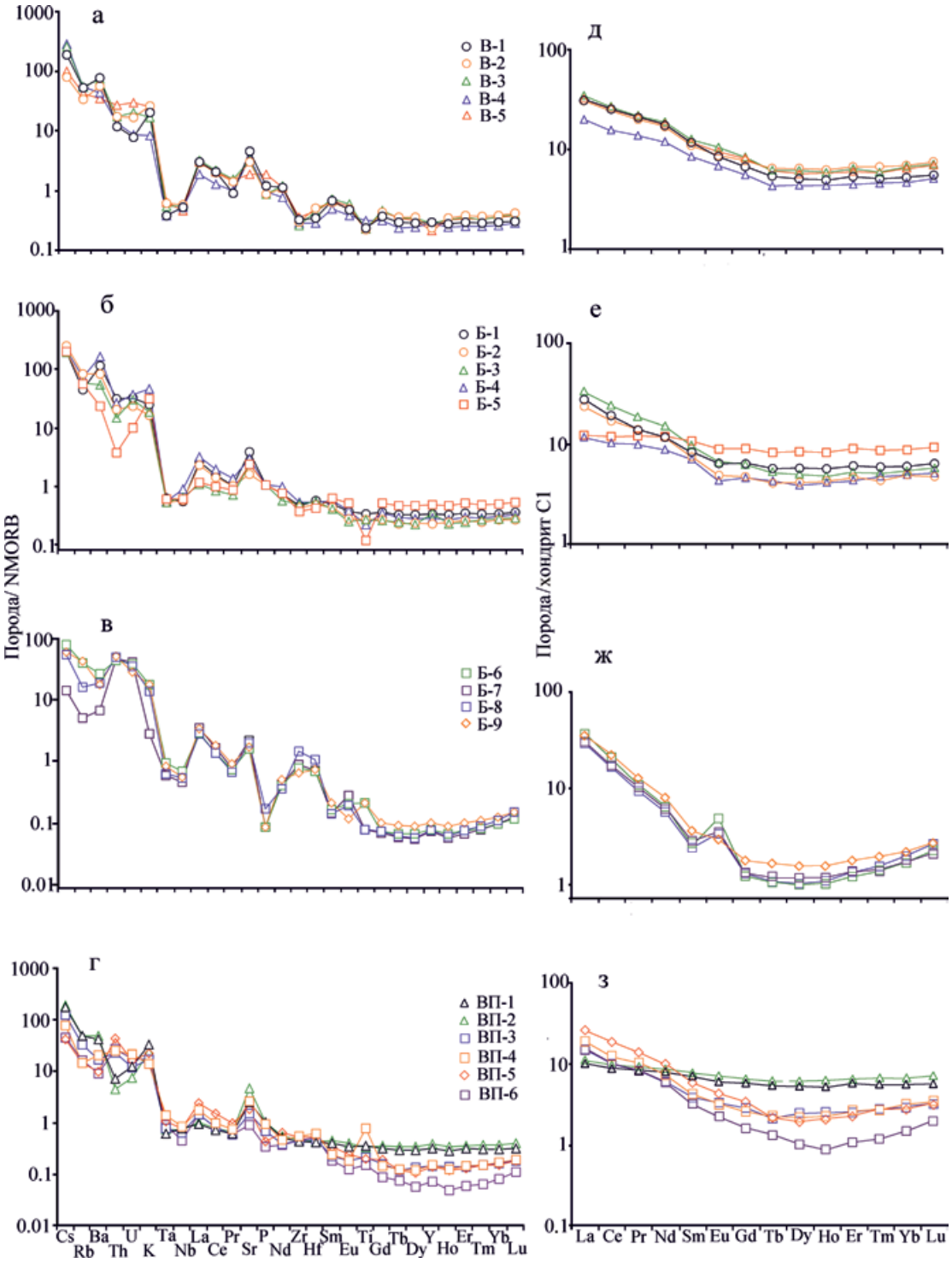

Рис. 7. Тренды распределения редких и редкоземельных элементов в габбро-диоритах и диоритах Вознесенского массива (а, д), в рудоносных (б, е) и послерудных (в, ж) гранитоидах месторождения Большой Каран, в рудоносных гранитоидах Вознесенского месторождения (г, з).

Номера анализов см. табл. 2.

Fig. 7. Trends in the distribution of rare and rare-earth elements in gabbro-diorites and diorites of the Voznesensky massif (а, д), in ore-bearing (б, е) and post-ore (в, ж) granitoids of the Bolshoi Karan deposit, in the ore-bearing granitoids of the Voznesensky deposit (г, з).

Numbers of analysis see Table 2.

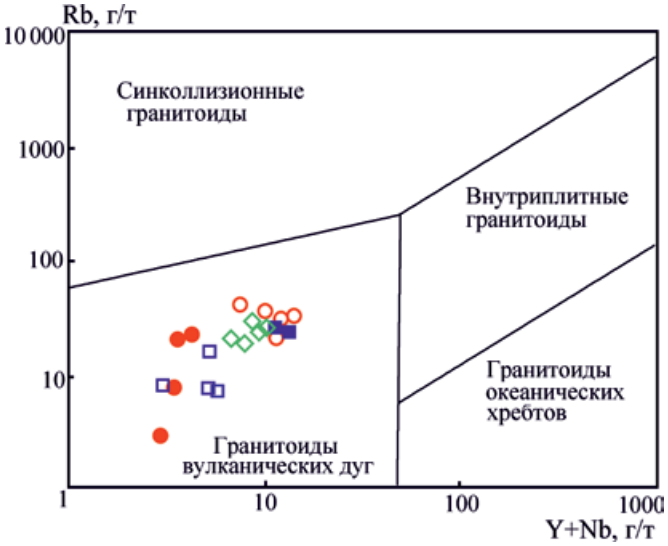

Рис. 8. Диаграмма Rb–(Y + Nb) (Pearce et al., 1984) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 8. Diagram Rb–(Y + Nb) (Pearce et al., 1984) for rocks of the Voznesensky massif and granitoids of dyke series.

For legend see Fig. 4.

вании дайковых серий Большекаранского и Вознесенского месторождений вначале участвовали известково-щелочные магмы, а впоследствии – магматические расплавы с адакитоподобными характеристиками. Образование рудоносных гранитоидов Большекаранского и Вознесенского месторождений происходило в разных окислительно-восстановительных условиях. Вознесенские гранитоиды кристаллизовались в окислительном режиме, большекаранские магматиты – в восстановительной обстановке. Рудоносные дайки Вознесенского месторождения имеют более кислый состав. По данным многих исследователей (Кривцов, 1983; Richards et al., 2012; Sillitoe, 2010; Sinclair, 2007; McCoy et al., 1997; Yang et al., 2004; и др.), содержание металлов в порфировых месторождениях зависит от кремнекислотности и окислительно-восстановительного состояния рудогенерирующих расплавов. Как правило, Cu-порфировая минерализация ассоциирует с окисленными интрузиями преимущественно гранодиорит-гранитного состава. Au-порфировое оруденение тяготеет к более редуцированным (восстановленным) интрузивным породам среднего состава. Эта тенденция отчетливо прослеживается и на порфировых проявлениях Вознесенского массива.

Основными источниками, определяющими состав субдукционных магм, является мантийный клин и субдукционный компонент, в составе которого в различных пропорциях могут присутствовать

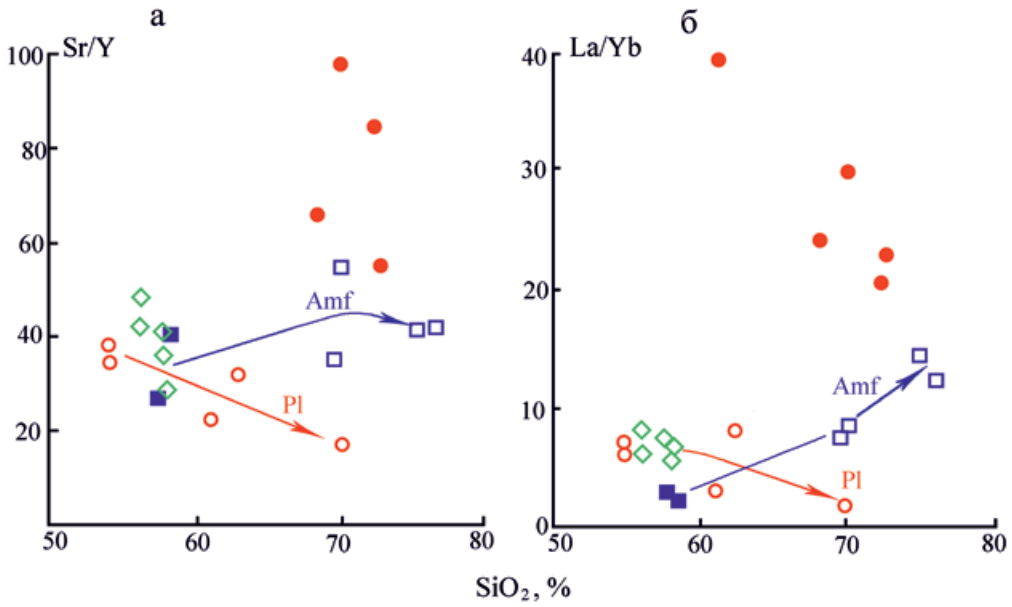

Рис. 9. Диаграммы Sr/Y– SiO_2 (а) и La/Yb– SiO_2 (б) (Richards et al., 2012) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Стрелками показаны тренды фракционирования плагиоклаза (Pl) и амфибола (Amf). Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 9. Diagrams Sr/Y – SiO_2 (a) and La/Yb – SiO_2 (б) for rocks of the Voznesensky massif and granitoids of dyke series.

Arrows show trends in the fractionation of plagioclase (Pl) and amphibole (Amf) (Richards et al., 2012). For legend see Fig. 4.

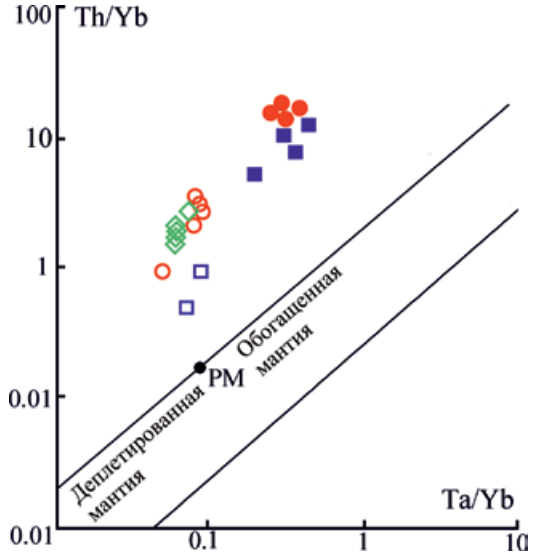

Рис. 10. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

PM – примитивная мантия. Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 10. Th/Yb–Ta/Yb diagram (Pearce, 1983) for the rocks of the Voznesensky massif and granitoids of the dyke series.

PM – primitive mantle. For legend see Fig. 4.

водные флюиды, возникшие при дегидратации пород слэба, и расплавы, образовавшиеся при плавлении осадков и базальтов субдукцирующей океанической плиты. Дополнительное “влияние” оказывают гетерогенность мантии, наличие субдукционных окон и другие факторы.

Состав мантийной составляющей, не модифицированной под действием субдукционного компонента, позволяют охарактеризовать отношения некогерентных элементов, консервативных во флюидной фазе: Nb/Yb, Ta/Yb и др. Значения отношения Nb/Yb, составляющие в известково-щелочных породах Вознесенского массива 0.93–2.28, а в гранитоидах с адакитоподобными свойствами – 2.96–5.37, указывают на то, что плавлению подвергался изначально более обогащенный мантийный субстрат, а не деплетированная мантия – MORB (Nb/Yb = 0.76) (McDonough, Sun, 1995). Судя по значениям Ta/Yb, известково-щелочные магмы выплавлялись из субстрата, сопоставимого по составу с примитивной мантией, а расплавы с адакитоподобными характеристиками – из более обогащенного мантийного источника (рис. 10). Повышенные значения отношения Th/Yb в породах массива, по сравнению с мантийными источниками, отражают вклад в их формирование субдукционного компонента.

Величины отношений Dy_N/Yb_N (0.5–0.96) и Sm_N/Yb_N (1.2–2.2) (рис. 11а) в породах массива свидетельствуют об отсутствии в источнике магм граната. Согласно данным С.М. Кая и Ц. Мподоциса (Kay, Mpodozis, 2001), гранат устойчив на глубине более 45–50 км, а по расчетам Р.М. Еллама (Ellam, 1992) – свыше 60 км. Глубину области магмагенерации приблизительно можно оценить по значениям отношений Ce/Yb и Sm/Yb (Ellam, 1992; Wu et al., 2018). Как видно на диаграмме Ce/Yb–Sm/Yb (рис. 11в), источник магм для вознесенских пород, по-видимому, располагался на глубине менее 60 км. Повышенные значения La/Nb в породах массива (в большинстве проб >2) указывают на литосферную природу мантийного источника (рис. 11б). Скорее всего, им являлись шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии, что подтверждают результаты изотопных исследований. По данным А.И. Грабежева с соавторами (2008), величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и $(eNd)^t$, составляющие в кварцевых диоритах Вознесенского массива 0.703790 и 4.4 соответственно, отвечают верхнемантийно-нижнекоровому источнику.

Для определения вклада флюидов и расплавов в метасоматоз мантийного субстрата обычно используются отношения некогерентных элементов, имеющих разную подвижность во флюидной фазе. Весьма информативными являются парные отношения Ba/La и La/Yb (Castillo et al., 1999), U/Th и Th/Yb (Мартынов и др., 2007). Ba и U являются элементами весьма мобильными в водном флюиде. La относится к элементам слабо мобильным, а Yb – к наиболее инертным (при отсутствии в рестите граната). Th содержится в океанических осадках в относительно повышенных концентрациях и является умеренно консервативным элементом в субдукционных условиях (Plank, Langmuir, 1998).

Для известково-щелочных пород Вознесенского массива характерны повышенные значения Ba/La (28.8–130) и невысокие величины La/Yb (1.9–8.5). На диаграмме Ba/La–La/Yb точки значений этих отношений концентрируются вдоль линии смешения MORB–флюид/осадок (рис. 12а), что свидетельствует о существенном вкладе в магмагенезис известково-щелочных пород элементов, мобильных во флюидной фазе. По сравнению с ними адакитоподобные гранитоиды отличаются повышенными значениями La/Yb (7.1–30.2) и более низкими Ba/La (4.9–29.6). На диаграмме Ba/La–La/Yb фигуративные точки располагаются вблизи или на линии смешения MORB–плавление слэба. Это указывает на участие в магматических процессах продуктов плавления базальтов слэба.

На диаграмме U/Th–Th/Yb (рис. 12б) точки известково-щелочных пород Вознесенского массива образуют субвертикальный тренд параллельно оси U/Th, отражающий ведущую роль водных флюидов в метасоматозе мантийного субстрата.

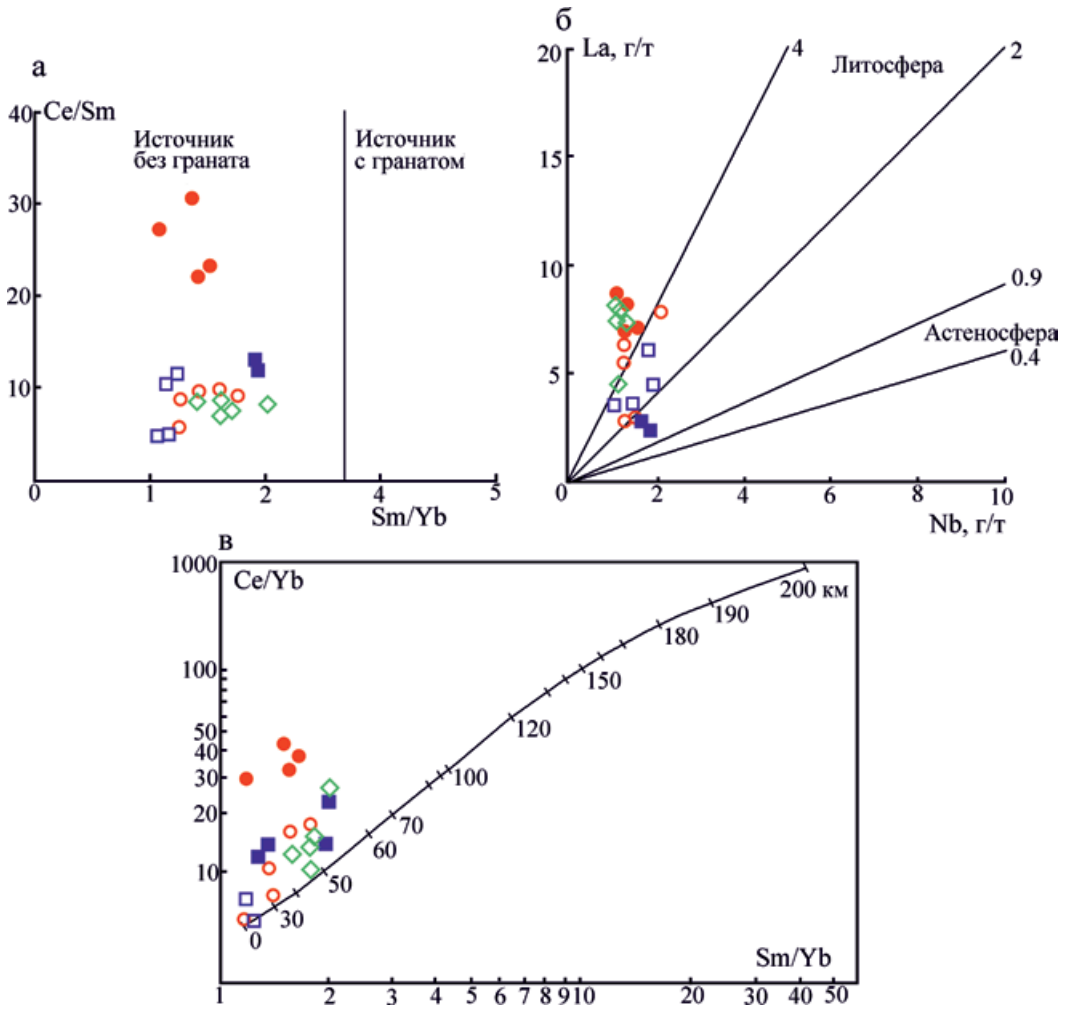

Рис. 11. Диаграммы Ce/Sm–Sm/Yb (а) (Coban, 2007), La–Nb (б) (Putrika, Busby, 2007) и корреляции между значениями Ce/Yb и Sm/Yb (в) в магматических породах, имеющих мантийный источник, и мощностью литосферы (Wu et al., 2018) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 11. Diagrams Ce/Sm – Sm/Yb (а) (Coban, 2007), La–Nb (б) (Putrika, Busby, 2007) and the correlations between Ce/Yb and Sm/Yb (в) values in igneous rocks with mantle source and the thickness of the lithosphere (Wu et al., 2018) for the rocks of the Voznesensky massif and granitoids of the dyke series.

For legend see Fig. 4.

В противоположность этому точки адакитоподобных гранитоидов смещены в область высоких значений Th/Yb и низких величин U/Th, что связано с участием в их образовании компонентов плавления осадочных пород слэба.

Таким образом, петро-геохимические данные дают основание предполагать, что основным мантийным источником расплавов для пород Вознесенского массива и его дайковых серий, скорее всего, служили шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии, имевшей, как отмечалось выше, в начале девона в рассматриваемой части уральского региона относительно слабо деплетированный состав. При образовании известково-щелочных магм плавлению подвергался мантийный субстрат, предварительно метасоматизированный водными флюидами, а при формировании магм с адакитоподобными свойствами – расплавами базальтов и осадочных пород слэба. По данным Т.А. Емельяновой и Е.П. Леликовой (2016), шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии являлись основным мантийным источником для позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей.

Плавление пород холодной океанической плиты предполагает ее дополнительный разогрев (Авдейко и др., 2011). Вопрос о том, какое геодинамиче-

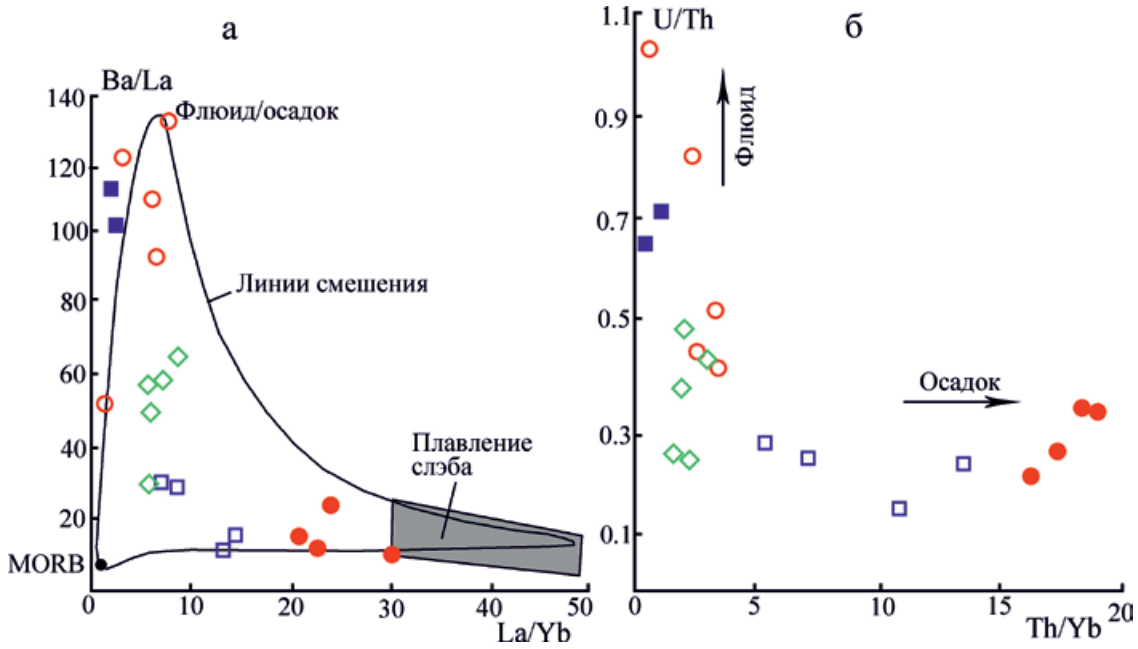

Рис. 12. Диаграммы Ba/La–La/Yb (а) (Castillo et al., 1999) и U/Th–Th/Yb (б) (Мартынов, 2009) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 12. Diagrams Ba/La – La/Yb (a) (Castillo et al., 1999) and U/Th – Th/Yb (б) (Martynov, 2009) for the rocks of the Voznesensky massif and granitoids of the dyke series.

For legend see Fig. 4.

ское событие вызвало дополнительный разогрев и плавление раннепалеозойских пород слэба на Южном Урале на относительно небольшой глубине (в области шпинелевой фации глубинности), остается нерешенным. В обзорной работе Г.П. Авдейко с соавторами (2011) показано, что в современных островодужных системах дополнительный разогрев древней океанической плиты чаще всего происходит при наличии субдукционных окон. В этом случае формирующиеся в островных дугах адакиты обычно ассоциируют с базальтами NEB типа, обладающими внутриплитными геохимическими характеристиками. Однако раннедевонские базальты такого состава в зоне ГУР и в сопряженных с ней структурах пока не установлены. Возможно, для Южного Урала больше подходит модель, предусматривающая косую субдукцию, как это имело место, например, при формировании адакитов в Андо-Австралийской вулканической зоне (Stern, Kilian, 1996) Дополнительный разогрев мог произойти из-за трения при изменении скорости и/или направления субдукции. Косой характер девонской субдукции на Южном Урале предполагается многими исследователями (Серавкин и др., 1992; Пучков, 2010; Иванов, 1998). Субдукционная зона, по-видимому, была пологой, а мантийный клин имел небольшую мощность. Поэтому магмагенезис вознесенских пород происходил без участия или при минимальном участии пород мантийного клина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований подтверждают принадлежность пород Вознесенского массива и его дайковых серий к надсубдукционным образованиям, среди которых присутствуют разновидности с известково-щелочными и адакитоподобными геохимическими характеристиками. Габбро-диориты и диориты главной фазы массива относятся к известково-щелочным магматитам. Габбро-диориты, диориты и гранодиориты, слагающие рудоносные дайки Большекаранского месторождения, имеют известково-щелочной состав. Адакитоподобными характеристиками на этом месторождении обладают послерудные гранодиориты и плагиограниты. Рудоносная дайковая серия Вознесенского месторождения представлена известково-щелочными диоритами и адакитоподобными гранодиоритами и плагиогранитами. На металлогеническую специализацию даек оказали влияние кремнекислотность и окислительно-

восстановительное состояние рудогенерирующих расплавов. Гранитоиды с Cu-порфировым оруденением, по сравнению с золотоносными, кристаллизовались из более кислых расплавов с большей степенью окисленности.

Основной мантийной составляющей магм для вознесенских пород, скорее всего, были относительно слабо деплетированные шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии. Известково-щелочные магмы выплавлялись из мантийного субстрата, предварительно метасоматизированного водными флюидами, а магмы с адакитоподобными свойствами – из метаморфизованного расплавами базальтов и осадочных пород слэба. Плавление раннепалеозойских пород слэба, возможно, было связано с дополнительным разогревом из-за трения, возникшего при изменении направления и/или скорости косой субдукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. (2011) Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле,* **17**(1), 45-60.

Грабежев А.И. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества. *Литосфера,* (6), 66-89.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука, Урал. отд., 199 с.

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ларионов А.Н. (2008) Рудно-магматическая система Вознесенского медно-порфирового месторождения. *Ежегодник-2007. ИГГ УрО РАН,* 253-259.

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л. (2017) Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала. *Литосфера,* (5), 113-126.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. (2016) Геохимия и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей. *Геохимия*, **6**, 522-535.

Знаменский С.Е. (1994) Позднеордовикско-раннесилурийский вулкано-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Ю. Урал). Уфа: УНЦ РАН, 20 с.

Знаменский С.Е. (2019) Позитивная цветочная структура Яльчигуловского разлома на Южном Урале. *Геол. вестник*, **2**, 24-31.

Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А. (2020) Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Литосфера,* **20**(3)*,* 397-410.

Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Тимофеев С.П., Шафигуллина Г.Т. (2017) Структурный контроль и геохимия даек золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Геология. Изв. Отд-я наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*, **24**, 39-46.

Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2019а) Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Вестн. Пермского университета. Геология*, **18**(1), 1-16.

Знаменский С.Е., Шафигуллина Г.Т., Знаменская Н.М., Косарев А.М. (2019б) Вознесенское медно-порфировое месторождение (Южный Урал): структурный контроль и геохимия интрузивных пород. *Вестн. Академии наук Республики Башкортостан*, **2**, 25-35.

Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строение Урала: Дис. д-ра геол.-мин. наук в форме научного доклада / ИГиГ УНЦ РАН. Екатеринбург, 252 с.

Косарев А.М. (2015) Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале. *Литосфера,* (2), 40-64.

Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2018) Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал). *Литосфера*, **18**(4), 574-584.

Краснобаев А.А., Вализер П.М., Перчук А.Л. (2018) Ордовикский возраст дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого комплекса массива Нурали (Южный Урал, Россия) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, **1**, 60-70.

Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 256 с.

Магматические горные породы (1983). М.: Наука. Т. 1, 367 с.

Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. (2007) Маастрих-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса. *Петрология*, **15**(3), 295-316.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.

Мишин Л.Ф. (2010) Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов. *Геохимия,* **6**, 618-631.

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 246 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала М.: Наука, 197 с

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

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. (1996) Геохимическая типизация уральских офиолитов. *Геохимия*, **3**, 195-218.

Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines:

Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**(1), 33-51.
Chappell B.W., White A.J.R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**, 1-26.
Coban H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension provinces: a comparison between eastern, central western Anatolua. *Earth Sci. Rev.*, **80**, 219-239.
Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
Ellam R.M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, **20**(2), 153-156.
Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.,* **27**, 293-305.
Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust. *GSA today*, **11**, 4-9.
Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I., Ronkin Y.L. (2014) New data on the age and geodynamic position of copper- porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.,* **495**(1), 1317-1321.
Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos,* **79**(1-2), 1-24.
McCoy D., Newberry R.J., Layer P., D.Marchi J.J., Bakke A., Mastermann J.S., Minehane D.L. (1997) Plutonic-Related Gold Deposits of Inerior Alaska. *Econ. Geol. Monograph*, **9**, 191-241.
McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224.
Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins (Eds. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications, 230-249.
Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.,* **25**(4), 956-983.
Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**, 325-394.
Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.
Putrica K., Busby C. (2007) The tectonic significance of high-K_2O volcanism in the Sierra Nevada, California. *Geology*, **35**(10), 923-926.
Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc matyrity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Econ. Geol.*, **107**, 295-332.
Shand S.J. (1949) The study of rocks. N.Y.: The MacMillan Company, 236 p.
Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.
Sinclair W.D. (2007) Porphyry deposits. Mineral deposits Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. *Geol. Assoc. Can., Miner. Depos. Divis., Spec. Publ.*, **5**, 223-243.
Stern C.R., Kilian R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 263-281.
Sylvester G. (1988) Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **1000**(11), 1666-1703.
Wu Z., Barosh P., Zhang Q., Wu J., Yang Y. (2018) A thickness Gauge for the lithospere based on Ce/Yb and Sm/Yb of mantle-derived magmatic rocks. *Acta Geologica Sinica*, **92**(6), 2120-2135.
Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thome K.G. (2004) Petrochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Explor. Min. Geol.*, **31**, 34-47.

REFERANCES

Avdeiko G.P., Palueva A.A., Kuvikas O.V. (2011) Adakites in the subduction zones of the Pacific Ring: a review and analysis of geodynamic conditions of formation. *Vestn. KRAUNTs. Nauki o Zemle*, **17**(1), 45-60. (In Russian)
Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**(1), 33-51.
Chappell B.W., White A.J.R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**, 1-26.
Coban H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension provinces: a comparison between eactern, central western Anatolua. *Earth Sci. Rev.*, **80**, 219-239.
Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
Ellam R.M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, **20**(2), 153-156.
Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and South Urals. Ekaterinburg, RIO UB RAS, 368 p. (In Russian)
Fershtater G.B., Bea F. (1996) Geochemical typification of the Ural ophiolites. *Geokhimiya*, **3**, 195-218. (In Russian)
Grabezhev A.I. (2009) Sr-Nd-C-OHS isotope-geochemical characteristics of copper-porphyry fluid-magmatic systems of the Southern Urals: probable sources of matter. *Lithosfera*, (6), 66-89. (In Russian)
Grabezhev A.I., Belgorodsky E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of copper-porphyry deposits. Ekaterinburg, Nauka Publ., Ural. otd-e, 199 p. (In Russian)
Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Larionov A.N. (2008) Ore-magmatic system of the Voznesensky copper-porphyry deposit. *Ezhegodnik-2007. Ekaterinburg, IGG UrO RAN,* 253-259. (In Russian)
Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Ronkin Yu.L. (2017)

Systematics of U-Pb ages of zircons from granitoids of porphyry copper deposits of the Urals. *Lithosfera*, (5), 113-126. (In Russian)

Emel'yanova T.A., Lelikov E.P. (2016) Geochemistry and petrogenesis of Late Mesozoic-Early Cenozoic volcanics of the Okhotsk and Japan marginal seas. *Geokhimiya*, **6**, 522-535. (In Russian)

Igneous rocks (1983). Moscow, Nauka Publ., V.1, 367 p. (In Russian)

Ivanov K.S. (1998) Main features of geological history (1.6–0.2 billion years) and the structure of the Urals: Dr. geol.and min. sci. diss. in the form of a scientific report IGG UC RAS. Ekaterinburg, 252 p.

Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.,* **27**, 293-305.

Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust. *GSA today*, **11**, 4-9.

Kosarev A.M. (2015) Geology and geochemical features of the Early Paleozoic volcanics of the Sakmara and Voznesensk-Prisakmar zones in the South Urals. *Lithosfera*, **2**, 40-64. (In Russian)

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I., Ronkin Y.L. (2014) New data on the age and geodynamic position of copper- porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.,* **495**(1), 1317-1321.

Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2018) Zircons and zircon geochronology of the gabbro of the Nuralinsky massif (South Urals). *Lithosfera*, **18**(4), 574-584. (In Russian)

Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Perchuk A.L. (2018) Ordovician age of the dunite-wehlite-clinopyroxenite banded complex of the Nurali Massif (South Ural, Russia) according to SHRIMP U-Pb zircon dating. *Vestn. MGU. Ser. 4. Geologiya*, **1**, 60-70. (In Russian)

Krivtsov A.I. (1983) Geological foundations of forecasting and prospecting for porphyry copper deposits. Moscow, Nedra Publ., 256 p. (In Russian)

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos,* **79**(1-2), 1-24.

Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Simanenko V.P., Martynov A.Yu. (2007) Maastrich-Danish andesite series of the Eastern Sikhote-Alin: mineralogy, geochemistry and questions of petrogenesis. *Petrologiya*, **15**(3), 295-316. (In Russian)

Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, DesignPoligrafService Publ., 288 p. (In Russian)

McCoy D., Newberry R.J., Layer P., D.Marchi J.J., Bakke A., Mastermann J.S., Minehane D.L. (1997) Plutonic-Related Gold Deposits of Inerior Alaska. *Econ. Geol. Monograph*, **9**, 191-241.

McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.

Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224.

Mishin L.F. (2010) Geochemistry of europium in igneous rocks of continental marginal volcanic belts. *Geokhimiya*, **6**, 618-631. (In Russian)

Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins (Eds C.J. Hawkesworth and M.J. Norry). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publ., 230-249.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.,* **25**(4), 956-983.

Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.

Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**, 325-394.

Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.

Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligrafService Publ, 280 p. (In Russian)

Putrica K., Busby C. (2007) The tectonic significance of high-K_2O volcanism in the Sierra Nevada, California. *Geology*, **35**(10), 923-926.

Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc matyrity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Econ. Geol.*, **107**, 295-332.

Savel'eva G.N. (1987) Gabbro-ultramafic complexes of the Urals ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust. Moscow, GIN AN SSSR, 246 p. (In Russian)

Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamenskii S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russian)

Shand S.J. (1949) The study of rocks. N.Y., The MacMillan Company, 236 p.

Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.

Sinclair W.D. (2007) Porphyry deposits. Mineral deposits Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. *Geol. Assoc. Can., Miner. Depos. Divis., Spec. Publ.*, **5**, 223-243.

Stern CR, Kilian R (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 263-281.

Sylvester G. (1988) Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **1000**(11), 1666-1703.

Wu Z., Barosh P., Zhang Q., Wu J., Yang Y. (2018) A thickness Gauge for the lithospere based on Ce/Yb and Sm/Yb of mantle-derived magmatic rocks. *Acta Geologica Sinica*, **92**(6), 2120-2135.

Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thome K.G. (2004) Petrocmemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Explor. Min. Geol.*, **31**, 34-47.

Znamenskii S.E. (1994) Late Ordovician-Early Silurian volcano-intrusive complex of the northern part of the Magnitogorsk megasyclinorium and associated mineralization (South Ural). Ufa, Ufa SC of the RAS, 20 p. (In Russian)

Znamenskii S.E. (2019) Positive flower structure of the Yalchigulovsky fault in the South Urals. *Geol. Vestnik*, **2**, 24-31. (In Russian)

Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Artem'ev D.A. (2020) Formation conditions, composition and sources of ore-forming fluids of the Bolshoi Karan gold-porphyry deposit (South Urals). *Lithosfera*, **20**(3), 397-410. (In Russian)

Znamenskii S.E., Kosarev A.M., Znamenskaya N.M., Timofeev S.P., Shafigullina G.T. (2017) Structural control and geochemistry of dikes of the Bolshoi Karan gold-porphyry deposit (South Urals). *Geologiya. Izv. Otd-ya nauk o Zemle i prirodnykh resursov Akademii Nauk Respubliki Bashkortostan*, **24**, 39-46. (In Russian)

Znamenskii S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. (2019a) Facial composition, geochemical features and geodynamic settings of the formation of the Late Emsk island arc complexes of the Main Ural fault zone in the Southern Urals. *Vestn. Perm. Univ. Geologiya,* **18**(1), 1-16. (In Russian)

Znamenskii S.E., Shafigullina G.T., Znamenskaya N.M., Kosarev A.M. (2019b) Voznesenskoe porphyry copper deposit (South Urals): structural control and geochemistry of intrusive rocks. *Vestn. Akad. Nauk Resp. Bashkortostan*, 2, 25-35. (In Russian)