

Геохимия и петрогенезис магматических пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления (Южный Урал)

С.Е. Знаменский

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Изучены петролого-геохимические особенности эффузивных и интрузивных пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Определение состава пород выполнено методами химического анализа, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000, а также частично методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре ICPE-9000. Установлено, что Au-Cu-порфировая минерализация рудопроявления ассоциирует с вулкано-интрузивным комплексом, объединяющим долериты, базальты, андезибазальты, их туфы, интрузии габбро-диоритов и диоритов. Все петрохимические типы пород имеют нормальную щелочность. Долериты принадлежат в основном к толеитовой, а базальты, андезибазальты и интрузивные породы – к переходной толеитовой–известково-щелочной сериям. Наиболее вероятным мантийным источником магм для них являлись шпинелевые перидотиты, предварительно метасоматизированные водными флюидами, возникшими при дегидратации пород слэба. На начальных стадиях магмообразования доминировал источник близкий по составу к деплетированной мантии, а в дальнейшем плавлению подвергался более обогащенный мантийный субстрат. В магмогенерации эффузивных и интрузивных пород существенную роль играла фракционная кристаллизация. На состав габбро-диоритов и диоритов также оказывали влияние процессы коровой контаминации. Предполагается, что магматические породы рудопроявления образовались в задуговом бассейне фронтальной островной дуги позднеэмского возраста.

Ключевые слова: Южный Урал, Au-Cu-порфировое оруденение, шпинелевые перидотиты, коровая контаминация, задуговый бассейн

Для цитирования: Знаменский С.Е. (2025). Геохимия и петрогенезис магматических пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления (Южный Урал). *Георесурсы*, 27(1), с. 194–207. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.6>

Введение

Кутуевское Au-Cu-порфировое рудопоявление расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. В этой части сутурной зоны известно еще несколько небольших месторождений и рудопоявлений, относящихся к порфирово-эпitherмальному семейству (Салаватское, Вознесенское, Медногорское, Николаевское и др.) (Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; Знаменский, Холоднов, 2018; и др.). Возраст и условия их образования являются предметом дискуссии. По представлениям большинства исследователей порфировое оруденение зоны ГУР на Южном Урале связано с интрузиями, коагматичными вулканитами ирендыкской базальт-андезито-базальтовой формации (D₂) (Грабежев, Белгородский, 1992; Андреев и др., 2018; и др.). Согласно

палеовулканологическим реконструкциям, выполненным И.Б. Серавкиным с соавторами (1992), ирендыкская формация образовалась в обстановке развитой островной дуги. Вместе с тем в последние годы были опубликованы данные по изотопному возрасту, свидетельствующие о том, что порфировое оруденение начало формироваться в южноуральском сегменте зоны ГУР уже в раннем девоне на начальных стадиях развития Магнитогорской палеоостровной дуги (Грабежев и др. 2017; Kosarev et al., 2014; Плотинская, 2023). В частности, О.Ю. Плотинской (Плотинская, 2023) для молибденита Вознесенского месторождения, относящегося к эталонным Cu-порфировым объектам, связанным с ирендыкским магматизмом (Кривцов, 1983), получены Re-Os датировки 396±6 и 394±6 млн лет. В современных геохронологических схемах они соответствуют позднему эмсу.

Порфировые рудно-магматические системы считаются образованиями, имеющими смешанный корово-мантийный источник. Роль мантийных и коровых источников в формировании магматических систем и их рудоносности достаточно детально изучена для месторождений

© 2025 С.Е. Знаменский

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

активных континентальных окраин (Richards, 2011). В настоящее время наиболее популярной, особенно среди зарубежных исследователей, является MASH модель генерации расплавов, предполагающая ассимиляцию материала континентальной коры мантийными расплавами и, как следствие этого, эволюцию состава магм от базальтового к андезитовому (Richards, 2022). Механизмы магмогенерации для месторождений, сформировавшихся в энсиматических островных дугах, изучены значительно слабее (Sillitoe, 2009; Грабежев и др., 2017).

Исследования, ранее выполненные на Кутуевском рудопроявлении (Знаменский и др., 2019; Знаменский и др., 2022), базировались на весьма ограниченном геохимическом материале (1–2 пробы для каждого типа

пород), который не позволил детально охарактеризовать петролого-геохимические особенности рудовмещающих пород. Цель настоящей статьи – на основе новых геохимических данных для эффузивных и интрузивных пород рудопроявления оценить возможные источники и геодинамические обстановки генерации магматических расплавов, продуцировавших порфировое оруденение.

Краткая геологическая характеристика рудопроявления

Современная структура Кутуевского рудопроявления представляет собой пакет тектонических пластин, ограниченных разрывными нарушениями крутого юго-восточного падения (рис. 1).

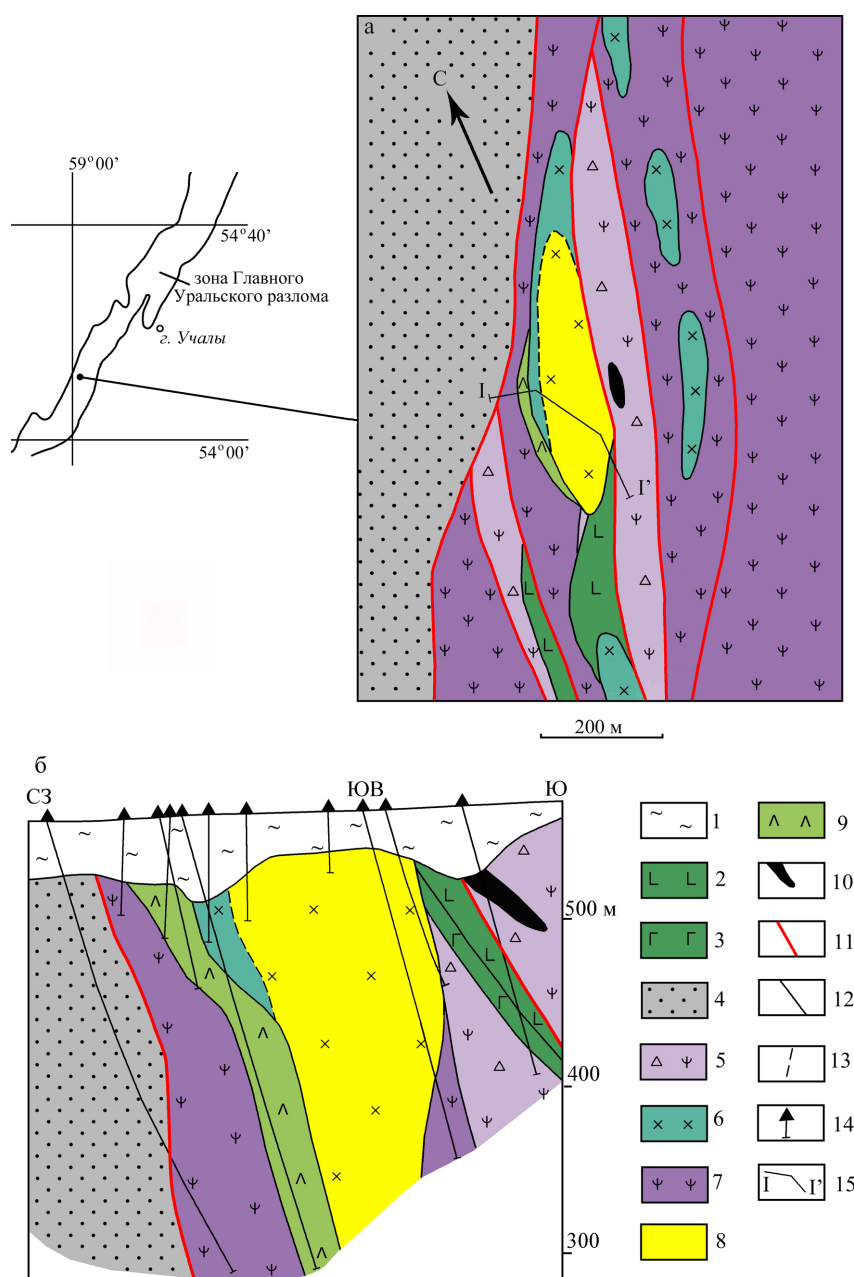


Рис. 1. Схема геологического строения (а) и разрез по линии I–I' (б) Кутуевского рудопроявления (составлены с использованием данных ОАО «Башкиргеология»): 1 – кора выветривания; 2 – пироксен-плагифирические базальты и андезибазальты; 3 – афировые и плагифирические долериты; 4 – терригенно-тефroidные гравелиты, песчаники, алевролиты, яшмоиды и обломочные известняки; 5 – серпентинитокластические брекчии и офиокальциты; 6 – габбро-диориты и диориты; 7 – массивные серпентиниты; 8 – зона штокверковой сульфидно-кальцитовой минерализации; 9 – листвениты; 10 – колчеданные руды; 11 – разломы; 12 – геологические границы; 13 – границы зоны штокверковой минерализации; 14 – скважины; 15 – линия геологического разреза I–I'.

Отдельные пластины сложены терригенно-тефроидами породами с прослоями яшмоидов и обломочных известняков, сопоставимыми по литолого-фациальному составу с отложениями ильтибановской толщи (D_1lh) (Маслов, Артюшкова, 2010), массивными серпентинитами, серпентинитокластическими брекчиями эдафогенной природы с горизонтами офиокальцитов, местами перекрытыми маломощной толщей вулканогенных пород.

Серпентинитокластические брекчии имеют в зоне ГУР на Южном Урале региональное распространение и залегают в основании нижнедевонского разреза (Знаменский и др., 2019). С этими брекчиями ассоциируют многочисленные мелкие Co-Cu-колчеданные месторождения ивановского типа (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское и другие) (Серавкин и др., 1992). На Кутуевском рудопроявлении в серпентинитокластических брекчиях одной из тектонических пластин локализовано несколько небольших линз массивных Co-Cu-колчеданных руд пирит-пирротин-халькопиритового состава.

Основание толщи вулканогенных пород, перекрывающей серпентинитокластические брекчии, слагают афировые и плагиофировые долериты, которые вверх по разрезу постепенно сменяются пироксен-плагиофировыми базальтами и андезибазальтами, содержащими в подчиненном количестве литокристаллокластические туфы основного состава. По данным электронно-микроскопических исследований пироксен в эффузивах представлен авгитом и диопсидом. Возраст вулканогенных пород не установлен.

По результатам поисковых буровых работ в пределах рудопроявления выявлена серия дайкообразных в плане тел габбро-диоритов и диоритов, прорывающих вулканогенные породы. Тела имеют длину по простиранию 200–350 м при ширине до 150 м. Габбро-диориты и диориты представляют собой мелкозернистые, иногда среднезернистые породы с массивной текстурой. Преобладают разновидности с порфировидной структурой, которая обусловлена наличием фенокристаллов плагиоклаза. Основная масса имеет, главным образом, призматическизернистую структуру. Главными минералами являются плагиоклаз, близкий по составу к андезину, и клинопироксен, представленный авгитом и диопсидом. Моноклинный пироксен в значительной степени замещен зеленой роговой обманкой часто в ассоциации с кварцем.

Рудная зона Кутуевского рудопроявления приурочена к наиболее крупному телу габбро-диорит-диоритового состава, залегающему среди серпентинитов в центральной части рудопроявления. Она представляет собой сульфидно-кальцит-кварцевый штокерк. Внутри интрузивного тела рудный штокерк приурочен к зоне хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов и иногда выходит за ее пределы в пропилизитизированные габбро-диориты и диориты. Пропилиты относятся к эпидот-актинолитовой фации. Вдоль западного контакта рудоносной интрузии местами развиты листовениты фуксит-карбонат-кварцевого состава, которые наложены на Au-Cu-порфировую минерализацию.

Методы исследования

Образцы для исследований были отобраны из керна поисковых скважин. Содержание петрогенных компонентов

в породах определялось в химической лаборатории Института геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина) методом «мокрой химии». Определение редких элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 фирмы PerkinElmer Inc. (США) в лаборатории физических и химических методов исследований Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева), а также частично методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре ICPE-9000 фирмы Shimadzu (Япония) в Институте Нефтехимпереработки (г. Уфа, аналитик А.М. Карамова). Результаты аналитических исследований приведены в таблице.

Результаты

Содержание SiO_2 в долеритах составляет 48–50%, в базальтах – 48–49%, в андезибазальтах – 52–54%. В габбро-диоритах и диоритах концентрации SiO_2 варьируют в интервале от 53.8 до 57.8% (таблица). По содержанию TiO_2 эффузивные и интрузивные породы принадлежат к низко- и умеренно-титанистым образованиям.

На диаграмме TAS большинство фигуративных точек составов эффузивных и интрузивных пород попадают в поле магматитов нормальной щелочности (рис. 2а). В трех пробах (№ 333/128, 333/98 и 333/127) долериты и базальты имеют субщелочной состав, главным образом, из-за повышенных содержаний Na_2O , что, по всей вероятности, связано с альбитизацией пород. На диаграмме отношений малоподвижных при вторичных изменениях элементов $Zr/Ti-Nb/Y$ точки составов эффузивных и интрузивных пород располагаются в поле магматических образований нормальной щелочности (рис. 2б). По соотношению содержаний K_2O и SiO_2 среди эффузивных пород преобладают низко-калиевые разновидности (рис. 2в). Интрузивные образования относятся к умеренно-калиевой серии. Все типы пород рудопроявления характеризуются невысокой магнезиальностью ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.3–0.52$).

На диаграмме $Zr-Y$ фигуративные точки составов долеритов концентрируются в поле толеитовой серии (рис. 2г). Базальты, андезибазальты и интрузивные породы имеют в основном переходный от толеитового к известково-щелочному состав. Часть габбро-диоритов по соотношению Zr и Y соответствует известково-щелочным породам.

На диаграммах Харкера эффузивные и интрузивные породы образуют единые тренды (рис. 3), что позволяет рассматривать их в качестве генетически родственных образований. С ростом кремнекислотности уменьшаются содержания TiO_2 , $FeO_{общ}$ и MgO . Содержание глинозема от долеритов и базальтов к породам андезибазальтового состава увеличивается, а в дальнейшем с увеличением кремнекислотности снижается.

По сравнению с N-MORB все петрохимические типы пород рудопроявления имеют более низкие содержания высокозарядных и редкоземельных элементов (рис. 4). Породы обогащены Rb, Cs, Ba, U, Th и Pb и обеднены Ta, Nb и Zr относительно других высокозарядных элементов, например РЗЭ. Габбро-диориты и диориты обладают повышенными содержаниями Cu (до 109.21 г/т).

Компонент/ образец	333/124*	333/126*	333/127*	333/120*	333/112*	333/128*
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48.0	49.0	50.0	50.0	50.0	48.0
TiO ₂	1.25	1.14	1.14	1.11	1.05	0.8
Al ₂ O ₃	16.0	16.0	16.8	16.0	16.2	16.0
Fe ₂ O ₃	4.4	3.27	2.64	3.2	3.3	2.64
FeO	7.0	7.69	9.7	7.18	7.0	6.87
MnO	0.22	0.16	0.14	0.2	0.22	0.29
CaO	5.26	6.24	3.4	5.6	5.68	8.6
MgO	7.0	6.6	5.3	6.8	8.0	7.1
Na ₂ O	4.0	4.0	4.6	4.0	3.2	4.1
K ₂ O	0.6	0.27	1.0	0.6	0.55	1.05
P ₂ O ₅	0.09	0.14	0.12	0.14	0.14	0.09
ппп	6.0	5.22	4.96	4.56	4.22	4.26
Сумма	99.82	99.73	99.8	99.39	99.56	99.8
V	305.23	401.15	433.52	295.47	230.85	200.55
Cr	31.03	28.6	23.28	9.04	14.97	62.41
Co	30.21	35.15	40.69	33.36	36.06	27.95
Ni	16.75	9.82	14.01	9.05	23.66	24.14
Cu	65.44	47.33	13.78	22.08	41.67	74.87
Rb	5.48	3.55	4.92	2.1	1.9	16.89
Sr	108.42	105.48	117	118.82	126.89	243.06
Y	19.52	19.48	20.21	17.64	18.21	12.97
Zr	42.26	43.25	45.45	41.73	65.27	38.16
Nb	1.4	1.55	1.57	1.39	3.73	1.79
Cs	1.76	1.34	1.92	0.78	0.29	0.67
Ba	23.515	21.26	25.63	14.26	19.74	65.34
La	2.63	3.22	3.38	2.3	4.07	2.46
Ce	6.65	8.12	8.66	6.04	9.86	5.51
Pr	1.07	1.18	1.28	0.98	1.5	0.82
Nd	5.49	5.93	6.29	5.11	7.18	3.97
Sm	1.79	1.91	2.01	1.74	2.11	1.19
Eu	0.65	0.64	0.65	0.59	0.62	0.49
Gd	2.38	2.34	2.42	2.26	2.54	1.53
Tb	0.4	0.41	0.43	0.38	0.41	0.25
Dy	2.85	2.74	2.88	2.7	2.81	1.69
Ho	0.63	0.61	0.61	0.6	0.61	0.38
Er	1.91	1.84	1.88	1.78	1.8	1.12
Tm	0.29	0.26	0.27	0.27	0.27	0.16
Yb	1.9	1.72	1.78	1.77	1.74	1.09
Lu	0.3	0.25	0.27	0.27	0.27	0.17
Hf	1.19	1.11	1.13	1.17	1.62	0.78
Ta	0.08	0.08	0.08	0.08	0.22	0.11
Pb	0.52	0.545	1.12	0.53	1.45	3.17
Th	0.55	0.53	0.48	0.57	0.76	0.36
U	0.31	0.31	0.29	0.31	0.28	0.17

Таблица. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в эффузивных и интрузивных породах Кутуевского рудопоявления: 1–5 – долериты, 6–8 – базальты, 9–11 – андезибазальты, 12–18 – габбро-диориты и диориты. Содержание редких элементов определено: * – методом ICP-MS, ** – методом ICP-AES.

Компонент/ образец	333/98*	333/100*	333/109*	333/59*	333/137*	302/83*
	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48.5	49.0	52.0	53.8	54.0	52,3
TiO ₂	0.96	0.78	1.05	1.0	0.6	0.62
Al ₂ O ₃	16.5	16.5	16.4	16.7	17.0	16.6
Fe ₂ O ₃	3.12	2.64	3.3	2.65	2.84	3.31
FeO	7.81	5.46	6.17	6.74	4.6	5.47
MnO	0.18	0.19	0.23	0.21	0.13	0.14
CaO	5.6	8.52	6.52	5.84	5.68	8.11
MgO	6.2	8.0	4.6	6.0	6.9	6.0
Na ₂ O	4.6	4.0	4.0	4.1	4.0	2.86
K ₂ O	0.54	0.54	0.6	0.27	1.0	1.09
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.06	0.13	0.21	0.14
ппп	6.3	4.8	4.86	2.2	2.84	3.43
Сумма	100.43	100.55	99.79	99.64	99.8	100.07
V	351.63	279.54	183.74	321.02	201.34	278.24
Cr	33.54	32.43	15.78	51.88	76.51	44.72
Co	35.61	29.94	31.59	31.96	18.72	21.25
Ni	16.31	24.47	23.07	35.49	21.57	24.87
Cu	26.09	20.93	10.81	57.18	86.89	51.6
Rb	4.48	2.19	1.64	11.98	25.35	11.09
Sr	148.17	201.84	140	298.52	341.55	377.62
Y	19.11	16.37	17	8.1	12.22	6.26
Zr	38.78	50	63.17	30.53	56.3	35.47
Nb	1.28	3.33	3.59	0.8	2.18	1.01
Cs	0.01	0.44	0.3	0.52	0.46	0.74
Ba	42.27	24.89	13.26	239.16	198.23	231.07
La	2.67	4.35	3.92	2.82	7.61	5.4
Ce	6.88	10.31	9.64	6.09	14.54	12.01
Pr	1.01	1.46	1.45	0.83	1.91	1.58
Nd	5.16	6.83	6.99	3.69	7.89	6.67
Sm	1.76	1.95	2.04	0.97	1.74	1.78
Eu	0.6	0.66	0.6	0.22	0.49	0.44
Gd	2.22	2.18	2.43	0.97	1.61	1.2
Tb	0.4	0.37	0.39	0.15	0.23	0.18
Dy	2.7	2.41	2.68	1.1	1.61	1.19
Ho	0.58	0.51	0.57	0.23	0.35	0.24
Er	1.77	1.54	1.71	0.78	1.07	0.87
Tm	0.25	0.21	0.25	0.12	0.16	0.14
Yb	1.61	1.44	1.62	0.84	1.11	0.91
Lu	0.24	0.21	0.25	0.13	0.18	0.15
Hf	0.98	1.18	1.59	0.64	1.34	1.01
Ta	0.06	0.15	0.22	0.03	0.12	0.09
Pb	0.4	0.66	0.87	0.97	4.89	3.76
Th	0.44	0.53	0.73	0.84	0.93	0.89
U	0.26	0.3	0.33	0.68	0.58	0.5

Таблица. Продолжение

Компонент/ образец	302/86*	333/165*	333/76**	375/36*	302/68*	333/64*
	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	54.0	54.0	54.82	56.2	57.0	57.8
TiO ₂	1.02	0.96	0.44	0.27	0.3	0.29
Al ₂ O ₃	17.0	17.0	16.9	16.7	16.4	16.8
Fe ₂ O ₃	4.0	3.8	3.72	4.4	3.75	2.52
FeO	5.25	4.16	4.41	3.6	5.0	4.93
MnO	0.13	0.14	0.09	0.07	0.11	0.06
CaO	5.6	7.38	6.93	5.26	7.1	6.4
MgO	4.6	5.0	5.3	5.0	3.0	3.7
Na ₂ O	2.7	2.68	2.71	2.7	2.86	4.1
K ₂ O	1.0	1.0	1.1	0.9	1.25	0.91
P ₂ O ₅	0.21	0.14	0.14	0.14	0.12	0.08
ппп	4.22	4.64	3.36	4.48	2.9	2.12
Сумма	99.73	100.9	99.92	99.72	99.79	99.71
V	264.73	275.81	281.4	193.09	278.12	264.2
Cr	35.29	44.02	37.35	21.56	42.13	37.43
Co	19.45	26.28	23.17	12.99	22.97	18.83
Ni	20.88	37.31	24.31	16.02	21.39	20.51
Cu	83.96	109.21	63.2	37.09	54.96	47.21
Rb	9.12	4.75		6.74	19.34	18.24
Sr	459.49	81.76	402.31	272.48	446.83	331.9
Y	6.5	7.23	7.01	5.83	8.32	7.24
Zr	37.39	29.24	36.12	17.81	26.45	25.93
Nb	0.9	1.67	0.92	0.76	1.21	0.91
Cs	0.37	0.21		0.15	0.92	0.87
Ba	227.75	35.93	176.98	123.57	335.99	322.14
La	5.57	6.91	5.63	5.17	5.09	5.82
Ce	12.27	14.34		11.17	10.68	12.14
Pr	1.62	1.84		1.46	1.38	1.43
Nd	6.73	7.56		6.09	5.98	6.12
Sm	1.44	1.76		1.3	1.37	1.46
Eu	0.45	0.53		0.41	0.39	0.43
Gd	1.2	1.5		1.17	1.15	1.27
Tb	0.18	0.23		0.17	0.18	0.18
Dy	1.22	1.44		1.12	1.17	1.19
Ho	0.27	0.32		0.25	0.26	0.26
Er	0.89	1.01		0.8	0.8	0.84
Tm	0.13	0.14		0.12	0.13	0.13
Yb	0.97	0.97	0.91	0.8	0.87	0.88
Lu	0.15	0.15		0.13	0.13	0.14
Hf	0.65	0.65		0.61	0.65	0.64
Ta	0.04	0.11		0.05	0.04	0.05
Pb	2.37	3.15		1.49	2.72	2.14
Th	1.31	2.36		1.21	1.1	1.3
U	0.32	1.05		0.42	0.37	0.39

Таблица. Продолжение

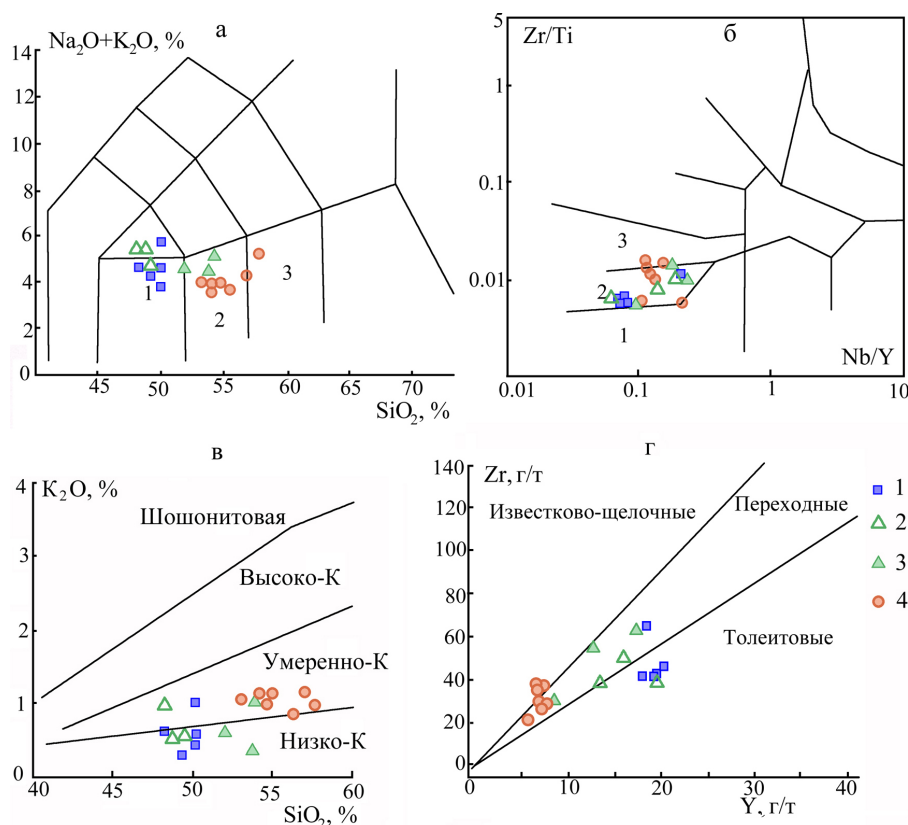


Рис. 2. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (a) (Middlemost, 1994), $\text{Zr}/\text{Ti}-\text{Nb}/\text{Y}$ (б) (Winchester, Floyd, 1977), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (в) (Peccherillo, Taylor, 1976) и $\text{Zr}-\text{Y}$ (г) (MacLean, Barrett, 1993) для эффузивных и интрузивных пород: 1 – долериты; 2 – базальты; 3 – андезибазальты; 4 – габбро-диориты и диориты; а: 1 – габбро, 2 – габбро-диориты, 3 – диориты; б: 1 – субщелочные базальты, 2 – базальты и андезиты, 3 – андезиты.

Спектры распределения РЗЭ в долеритах и базальтах слабо дифференцированы. Значения La_N/Yb_N составляют 0.93–2.16 (рис. 5а, б).

Степень дифференциации между легкими и тяжелыми лантаноидами несколько увеличивается в андезибазальтах ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.74\text{--}4.91$). Дифференциация внутри тяжелых лантаноидов в вулканогенных породах не выражена ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0.96\text{--}1.25$). Значения Sm/Yb составляют 0.94–1.57. Для эффузивных пород характерны небольшие отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.82\text{--}0.98$). Аномалии Eu рассчитывались по формуле: $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / \sqrt{(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)}$.

Габбро-диориты и диориты характеризуются более высокой степенью обогащения ЛРЗЭ (рис. 5в). Значения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ составляют 3.9–4.49. Дифференциация внутри ТРЗЭ отсутствует ($(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.0\text{--}1.25$). Значения отношений Sm/Yb находятся в пределах 1.48–1.96. Аномалии Eu на графиках РЗЭ не выражены ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.94\text{--}1.05$).

На диаграммах SiO_2 –микроэлементы La, Nb, Zr и Y образуют единые тренды (рис. 6). При этом с ростом SiO_2 содержания La увеличиваются, а концентрации Nb, Zr и Y уменьшаются. Содержания Cr, Ni не зависят от кремнекислотности.

Обсуждение результатов

Геохимические данные позволяют говорить о наб-субдукционной природе эффузивных и интрузивных пород рудопроявления. Спектры распределения в них редких элементов близки между собой и демонстрируют

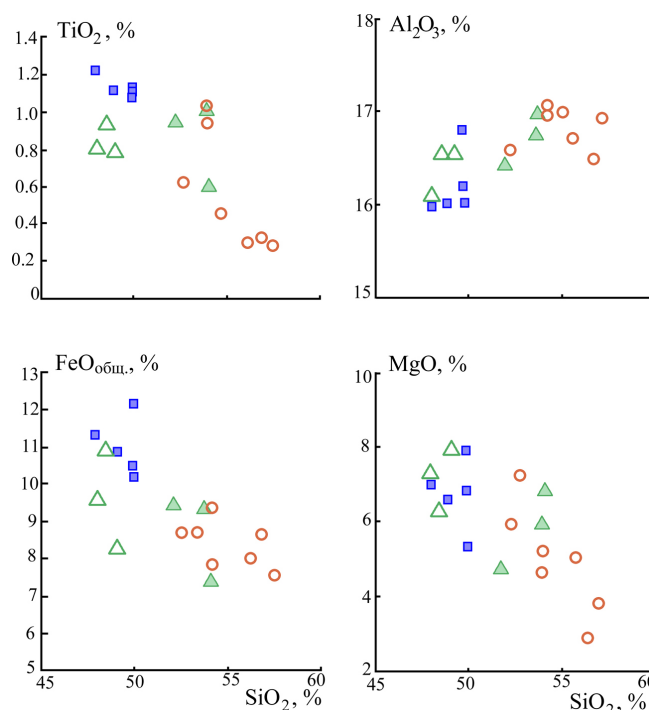


Рис. 3. Диаграммы Харкера для эффузивных и интрузивных пород. Условные обозначения см. на рис. 2.

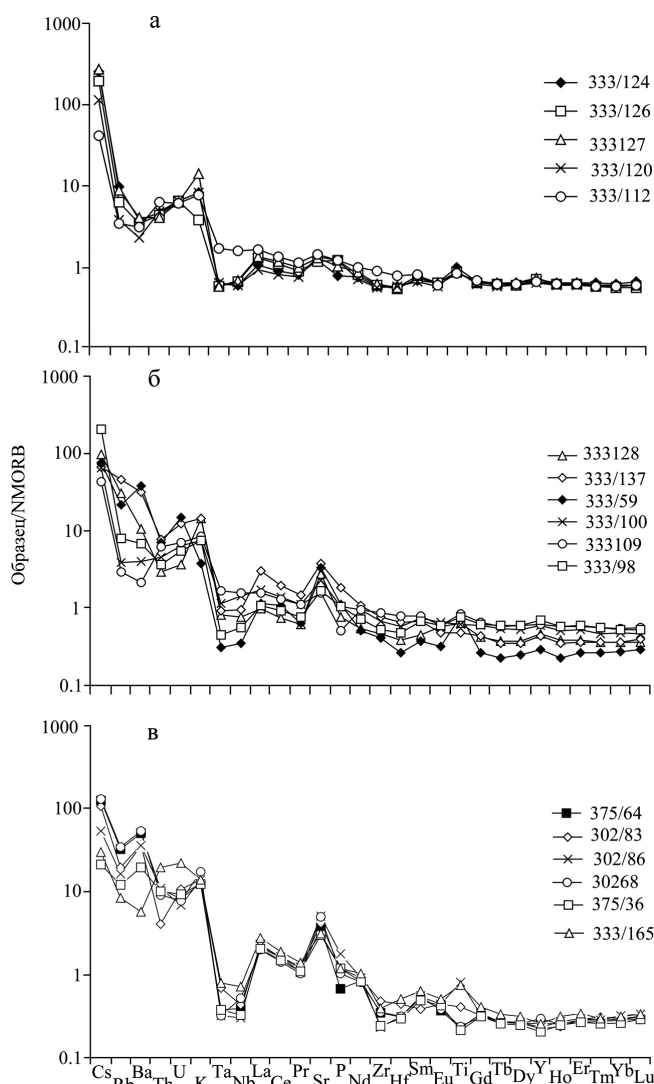


Рис. 4. Тренды распределения редких элементов в долеритах (а), базальтах и андезибазальтах (б) и интрузивных породах (в).

на спайдерграммах обогащение крупноионными элементами (K, Rb, Cs, Ba), U, Th и Pb относительно высокозарядных и редкоземельных элементов, а также наличие отрицательных аномалий Ta, Nb, Zr и положительные аномалии Sr, что характерно для островодужных магматитов (рис. 4). В то же время на трендах эффузивных пород проявлены не свойственные для островодужных образований положительные аномалии Ti. На спектрах интрузивных пород эти аномалии носят знакопеременный характер.

Состав магматических расплавов, формирующихся в надсубдукционных обстановках, зависит от ряда факторов, основными из которых являются тип мантийного источника, степень частичного плавления, процессы кристаллизационной дифференциации и контаминации расплава коровым материалом и метасоматоз мантийного клина флюидами и/или расплавами, отделившимися от слэба (Школьник и др., 2009; Castillo et al., 1999; и др.).

Возможные мантийные источники и степень частичного плавления

Для оценки состава мантийного источника используются отношения некогерентных элементов, консервативных во флюидной фазе. Весьма информативными

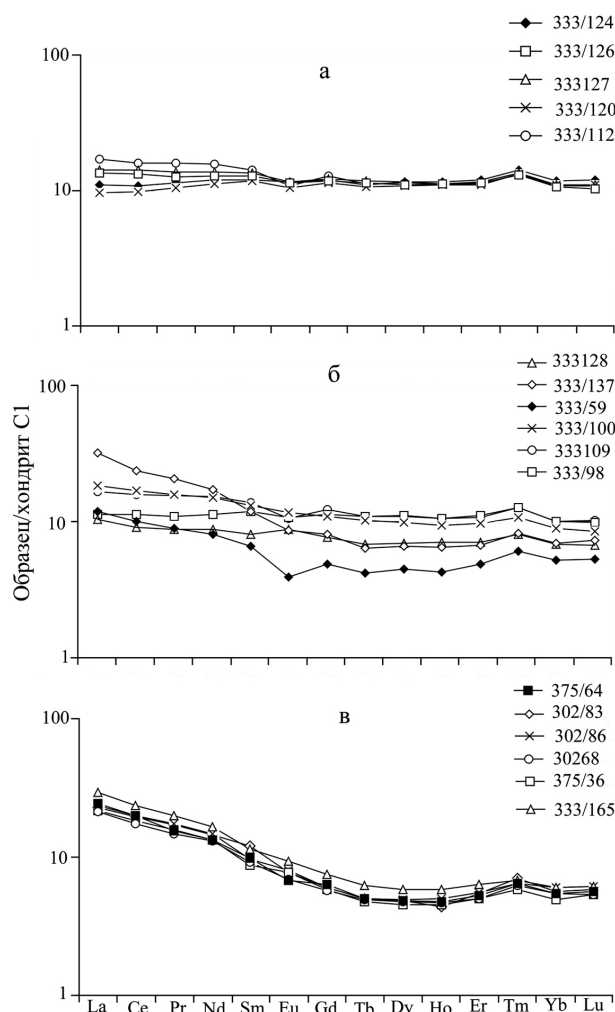


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов в долеритах (а), базальтах и андезибазальтах (б) и интрузивных породах (в).

для выделения плюмового и неплюмового мантийных источников являются соотношения Nb/Y и Zr/Y (Condie, 2005). На диаграмме Nb/Y–Zr/Y практически все точки эффузивных и интрузивных пород Кутуевского рудопоявления, за исключением одной пробы базальта (№ 333/100), располагаются ниже линии ΔNb ($\Delta \text{Nb} = \log(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92 \log(\text{Zr}/\text{Y})$), разделяющей поля плюмовых и неплюмовых мантийных источников (рис. 7а). При этом основные эффузивы концентрируются в поле N-MORB, тогда как андезибазальты, габбро-диориты и диориты тяготеют к полю островодужных вулканитов.

Позиция точек пород на диаграмме Sm/Yb–La/Sm (рис. 7б) показывает, что источник расплавов для эффузивных и интрузивных пород рудопоявления мог иметь состав шпинелевого перидотита. Отсутствие дифференциации внутри TPЗЭ ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0.96 - 1.25$) и невысокие значения $\text{La}_N/\text{Yb}_N (\leq 4.91)$ также свидетельствуют о том, что гранат не играл существенной роли в источнике. В целом эффузивные и интрузивные породы характеризуются достаточно низкими степенями частичного плавления. Для эффузивных пород этот показатель составляет 0.3–10%, а для интрузивных пород 0.1–1%.

Степень обогащения мантийного источника до его контаминации субдукционной или коровой компонентой

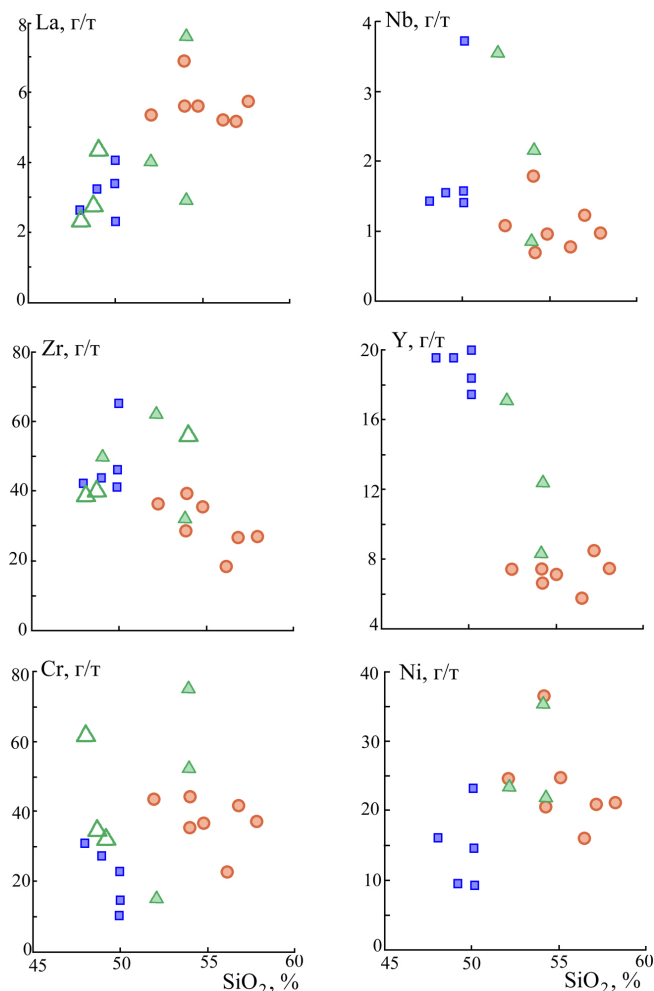


Рис. 6. Диаграммы SiO_2 – микроэлементы для эффузивных и интрузивных пород. Условные обозначения см. на рис. 2.

позволяют охарактеризовать отношения некогерентных элементов, немобильных во флюидной фазе и имеющих высокий валовый коэффициент распределения (> 1) минеральные фазы-флюид: Nb/Yb, Ta/Yb и другие (Di Vincenzo, Rochi, 1999; Pearce, 2008; и др.). Вариации значений Nb/Yb в большинстве проб долеритов и в одном образце базальтов (№ 333/98) (0.74–0.9) близки к значениям этого коэффициента в N–MORB (~ 0.8) (McDonough, Sun, 1995). В остальных пробах вулканогенных и интрузивных пород величина Nb/Yb (0.93–2.33) превышает средние значения этого показателя в N–MORB, что свидетельствует об относительной обогащенности мантийного источника. По всей вероятности, на начальных стадиях магмообразования доминировал источник близкий по составу к деплетированной мантии, а в дальнейшем плавлению подвергался более обогащенный мантийный субстрат. Повышенные, по сравнению с мантийными источниками, значения Th/Yb в породах рудопроявления отражают вклад в их формирование субдукционной и/или коровой компоненты (рис. 7в).

Фракционная кристаллизация и коровая контаминация

Единые тренды распределения петрогенных и ряда некогерентных элементов могут служить косвенным признаком существенной роли кристаллизационной

дифференциации в происхождении магматических пород рудопроявления (рис. 3, 6). Обоеднение пород TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{общ}}$, MgO, Nb и Zr и обогащение La можно объяснить фракционированием клинопироксена. Изменение наклона тренда Al_2O_3 – SiO_2 в области андезибазальтовых составов, скорее всего, связано с появлением во фракционирующем минеральном парагенезисе плагиоклаза.

В то же время особенности распределения таких когерентных элементов, как Cr и Ni, не согласуются с моделью кристаллизационной дифференциации (рис. 6). Следует также отметить довольно широкий разброс точек составов пород на диаграммах. Все это дает основание полагать, что кристаллизационная дифференциация осложнялась наложением других процессов, скорее всего, ассимиляцией магматическими расплавами вещества коры при их подъеме к поверхности. Очевидно, что энергетические затраты магматической системы на плавление и ассимиляцию вмещающих пород должны приводить к кристаллизации расплавов. По данным многих исследователей, процессы кристаллизационной дифференциации и ассимиляции связаны в природе в единый AFC процесс (Willson, 1991). При AFC процессах распределение точек составов пород носит гиперболический характер на диаграммах с парными отношениями четырех компонентов и линейный на диаграммах с парными отношениями трех компонентов. Распределение точек составов эффузивных и интрузивных пород Кутуевского рудопроявления на диаграммах $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{SiO}_2$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{SiO}_2$ – $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ свидетельствует об участии процессов смещения расплавов (источников) при магмообразовании (рис. 8). Как видно на рис 8 а, при формировании эффузивных пород преобладала фракционная кристаллизация, тогда как в генерации габбро-диоритов и диоритов заметную роль играли процессы ассимиляции вещества коры. По всей вероятности, с эффектом контаминации связаны повышенные значения La/Nb (4.1–6.8) в интрузивных породах.

Роль субдукционного компонента

Для определения вклада флюидов и расплавов в метасоматоз мантийного субстрата обычно используются отношения некогерентных элементов, имеющих разную подвижность во флюидной фазе. П.Р. Кастилло с соавторами (1999) для этих целей предложено использовать парные отношения Ba/La и La/Yb. Ba является элементом весьма мобильным в водном флюиде; La – к слабо мобильным, а Yb – к наиболее инертным (при отсутствии в рестите граната). На рис. 7г фигуративные точки эффузивных и интрузивных пород рудопроявления располагаются параллельно линии смещения MORB – флюид/осадок, что свидетельствует о существенном вкладе в магмогенезис интрузивных пород элементов, мобильных во флюидной фазе (Castillo et al., 1999). Повышенные содержания Cu в габбро-диоритах и диоритах, достигающие 109.21 г/т, скорее всего, связаны с метасоматозом перидотитов флюидами, которые экстрагировали этот металл из субдуцирующей океанической плиты. По оценкам В.М. Уайта и Е.М. Кляйна (2014), концентрации Cu в базальтах океанической коры существенно выше (~ 80 г/т), чем в мантии (~ 20 г/т).

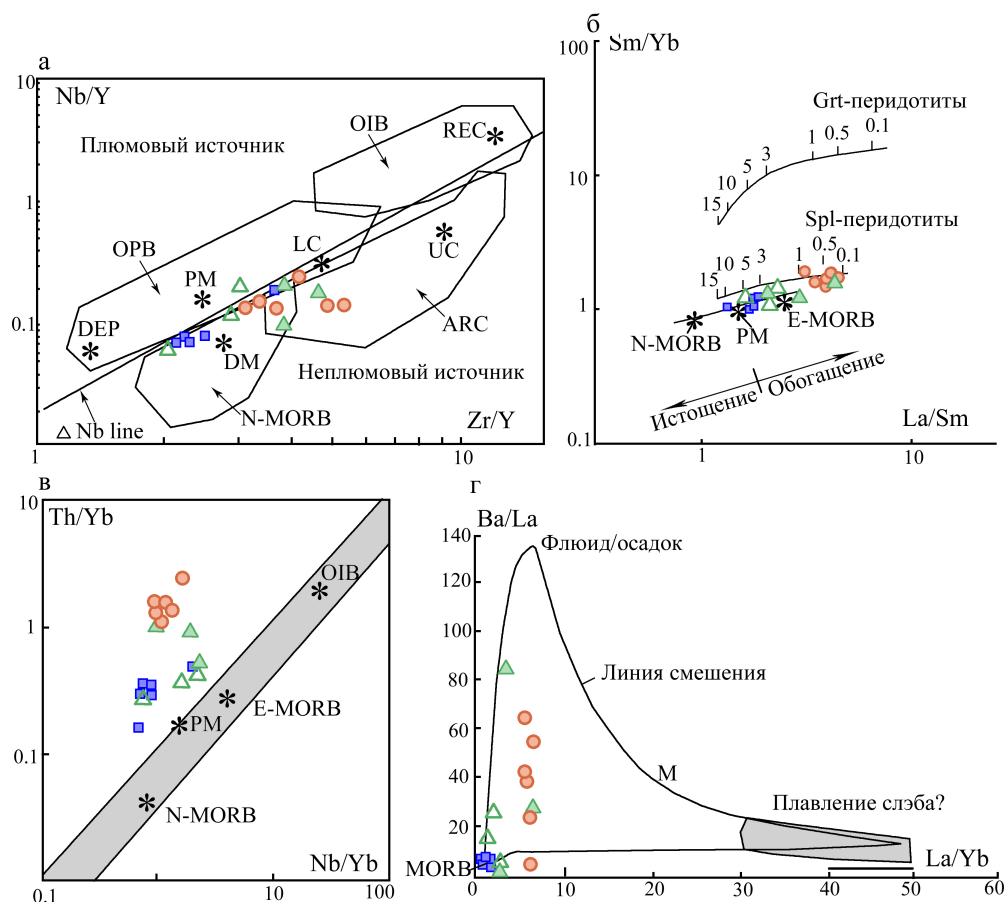


Рис. 7. Диаграммы Nb/Y–Zr/Y (a) (Condie, 2005), Sm/Yb–La/Sm (б) (Школьник и др., 2009), Th/Yb–Nb/Yb (в) (Pearce, 2008) и Ba/La–La/Yb (г) (Castillo et al., 1999) для эффузивных и интрузивных пород. Условные обозначения см. на рис. 2.

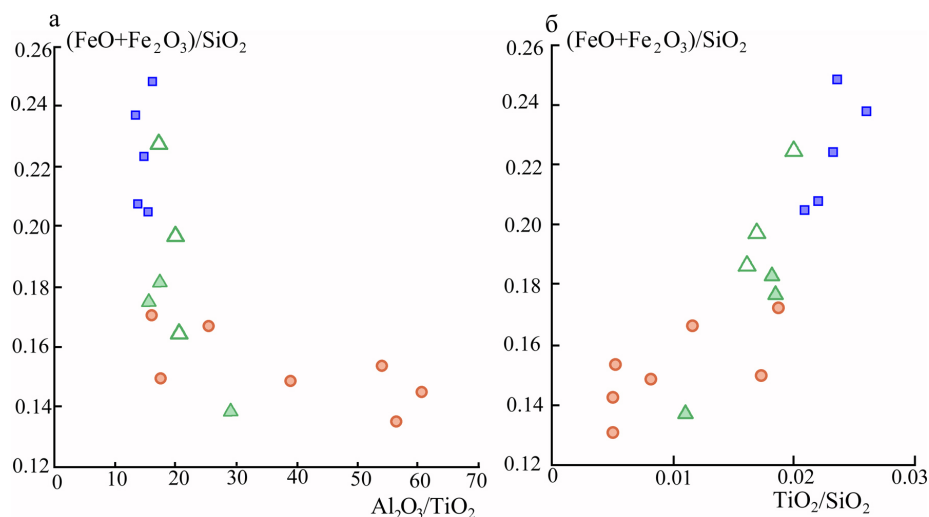


Рис. 8. Составы эффузивных и интрузивных пород Кутуевского рудопрооявления на диаграммах $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (a) и $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ (б). Условные обозначения см. на рис. 2.

Геодинамические условия образования

В зоне ГУР на северном окончании Магнитогорской мегазоны развиты вулканогенные породы поляковской свиты (O_2), верхнеэмского комплекса и ирендыкской свиты (D_2) (Маслов, Артюшкова, 2010). Поляковская свита представлена базальтами, которые, по данным многих исследователей, образовались на океанической стадии развития южноуральского орогена (Серавкин и др., 1992; Пучков, 2010; и др.). Формирование вулканических ассоциаций позднеэмского и среднедевонского возраста,

как отмечалось выше, связано с субдукционными процессами. По химическому составу магматические породы Кутуевского рудопрооявления близки к верхнеэмским вулканитам. Это наглядно иллюстрирует диаграммы Al_2O_3 – TiO_2 и Zr/Nb – Nb/Th (рис. 9). Породы верхнеэмского комплекса имеют слабо дифференцированный базальт-андезитобазальтовый иногда андезитовый состав, характеризуются нормальной щелочностью и принадлежат к толеитовой и переходной толеитовой–известково-щелочной петрохимической сериям (Знаменский и др., 2019).

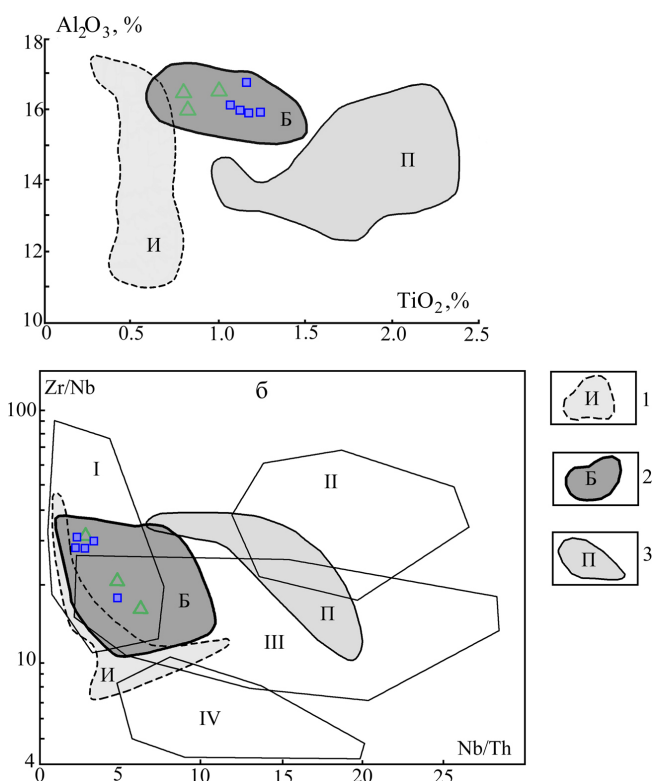


Рис. 9. Диаграммы Al_2O_3 – TiO_2 (а) и Zr/Nb – Nb/Th (б) (Condie, 2005) для основных пород: 1–3 – поля составов базальтов поляковской свиты (O_2) (1), верхнеэзмских комплексов (2) и ирендыкской свиты (D_2) (3) зоны ГУР (Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005; Nimis et al., 2010; Знаменский, Мичурин, 2013; Знаменский и др., 2019). На диаграмме б, поля составов базальтов: I – островных дуг, II – COX, III – океанических плато, IV – океанических островов. Остальные обозначения см. на рис. 2.

Близость химических составов дает основание предполагать аналогичный позднеэзмский возраст эффузивов и интрузивных пород Кутуевского рудопрооявления.

В южных районах Магнитогорской мегазоны вулканогенные толщи позднеэзмского возраста имеют дифференцированный базальт-риолитовый состав и представлены баймак-бурибаевской свитой, которая содержит многочисленные колчеданные месторождения. Согласно палеовулканологическим реконструкциям (Серавкин и др., 1992), баймак-бурибаевские вулканы слагают в пределах Магнитогорской палеоостроводужной системы фронтальную дугу.

О геодинамической обстановке формирования магматических пород рудопрооявления позволяют судить данные, приведенные на диаграмме $(\text{La/Sm})_N$ – TiO_2 (рис. 10), на которой точки основных эффузивов рудопрооявления попадают в поле базальтов задуговых бассейнов и N-MORB. При этом они не входят за пределы поля позднеэзмских вулканитов зоны ГУР. Фигуративные точки вулканитов баймак-бурибаевской свиты южных районов Магнитогорской мегазоны располагаются в поле базальтов Тонго-Кермадекской и Марианской островных дуг. С учетом вышеизложенного можно предполагать, что магматические породы Кутуевского рудопрооявления образовались в задуговом бассейне позднеэзмской фронтальной островной дуги.

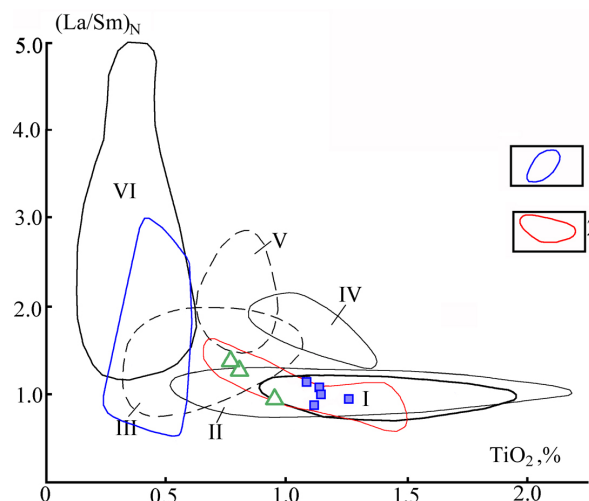


Рис. 10. Диаграмма La_N/Sm_N – TiO_2 (б) (Khanna, 2013) для основных пород: 1–2 – поля составов базальтов баймак-бурибаевской свиты южных районов Магнитогорской мегазоны (1) и верхнеэзмских комплексов зоны ГУР. Поля составов базальтов современных геодинамических обстановок: COX (I), моря Лау (II), Тонго-Кермадекской (III) и Марианской (IV) островных дуг, Марианского желоба (V) и фанерозойских бонинитов (VI). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Заключение

Порфировая минерализация Кутуевского рудопрооявления ассоциирует с вулcano-интрузивным комплексом, объединяющим долериты, базальты, андезибазальты, их туфы, интрузии габбро-диоритов и диоритов. Все петрохимические типы пород имеют нормальную щелочность. Долериты принадлежат в основном к толеитовой, а базальты, андезибазальты и интрузивные породы – к переходной толеитовой–известково-щелочной сериям. Наиболее вероятным мантийным источником магм для них являлись шпинелевые перидотиты, предварительно метасоматизированные водными флюидами, возникшими при дегидратации пород слэба. На начальных стадиях магмогенерации доминировал источник близкий по составу к деплетированной мантии, а в дальнейшем плавлению подвергался более обогащенный мантийный субстрат. В образовании эффузивных и интрузивных пород существенную роль играла фракционная кристаллизация. На состав габбро-диоритов и диоритов оказывали влияние также процессы коровой контаминации. Предполагается, что магматические породы рудопрооявления образовались в задуговом бассейне фронтальной островной дуги, для которой предполагается позднеэзмский возраст.

Финансирование/Благодарности

Исследования выполнены в рамках Программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН (FMRS-2025-0014).

Автор признателен рецензентам за внимательное ознакомление с рукописью и конструктивные замечания.

Литература

Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А., Мигачев И.Ф., Минина О.В., Авилова О.В., Красносельских А.А., Старостин И.А., Черемисин А.А. (2018). Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала. *Отечественная геология*, 4, с. 3–17.

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

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. (2017). Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала. *Литосфера*, 17(5), с. 113–126. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126

Знаменский С.Е., Артемьев Д.А., Анкушева Н.Н. (2022). Редкоземельные элементы в кальците Au-Cu-порфировой минерализации Кутуевского рудопоявления (Южный Урал) по данным LA-ICP-MS. *Геохимия*, 67(9), с. 830–841. DOI: 10.31857/S0016752522090102

Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2019). Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэвмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Вестник Пермского университета. Геология*, 18(1), с. 1–16. DOI: 10.17072/psu.geol.18.1.1

Знаменский С.Е., Мичурин С.В. (2013). Условия образования золото-сульфидного месторождения Миндяк (Южный Урал): структурные и изотопно-геохимические аспекты. *Литосфера*, 4, с. 121–135.

Знаменский С.Е., Холоднов В.В. (2018). Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал). *Литосфера*, 4, с. 607–620. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-607-620

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005). Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской мегазоны в геодинамическом аспекте. *Литосфера*, 4, с. 22–41.

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

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

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

Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. (2009). Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая позиция метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион). *Геология и геофизика*, 50(9), с. 1013–1024.

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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), pp. 33–51.

Condie K.C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 83, pp. 33–44. DOI: 10.1016/j.lithos.2003.11.001

Di Vincenzo G., Rocchi S. (1999). Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova intrusive complex, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, pp. 15–35. https://doi.org/10.1007/s004100050579

Khanna T.C. (2013). Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India. *Current Science*, 104(5), pp. 632–640.

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhtv 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). *Doklady Earth Sciences*, 495(1), pp. 1317–1321.

MacLean, W.H., Barrett, T.J. (1993). Lithochemical techniques using immobile elements. *J. Geochem. Explor.* 48, pp. 109–133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4

McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, pp. 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost E.A.K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37, 2pp. 15–224. https://doi:10.1016/0012-8252(94)90029-9

Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010). Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Mineralogy and petrology*, 100, pp. 201–214. DOI: 10.1007/s00710-010-0134-6

Pearce J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, pp. 14–48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016

Peccerillo A., Taylor S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), pp. 63–81.

Richards J. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margin. *Ore Geol. Rev.*, 40(1), pp. 1–26. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2011.05.006

Richards J. (2022). Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? *Geosphere*, 18(1), pp. 130–155. https://doi.org/10.1130/GES02086.1

Sillitoe R.H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Econ. Geology*, 105, pp. 3–41. DOI: 10.2113/GSECONGEO.105.1.3

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Ye., Brown D. (2002). Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, 132, pp. 101–134.

White W.M., Klein E.M. (2014). Composition of the Oceanic Crust. *Treatise on Geochemistry*, Ch. 4.13, pp. 457–496. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6

Willson M. (1991). Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 466 p.

Winchester J.A., Floyd P.A. (1986). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, pp. 459–469. DOI: 10.1016/0012-821x(76)90207-7

Сведения об авторе

Сергей Евгеньевич Знаменский – доктор геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, д. 16/2

e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Статья поступила в редакцию 03.06.2024;

Принята к публикации 11.11.2024;

Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Geochemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks of the Kutuevsky Au-Cu Porphyry Ore Occurrence (Southern Urals)

S.E. Znamensky

Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Abstract. The petrological and geochemical features of effusive and intrusive rocks of the Kutuevsky Au-Cu porphyry ore occurrence located in the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals were studied. The composition of the rocks was determined by chemical analysis, mass spectrometry with inductively coupled plasma on an ELAN 9000 quadrupole mass spectrometer, and also partially by atomic emission spectrometry with inductively coupled plasma on an ICPE-9000 spectrometer. It has been established that the Au-Cu porphyry mineralization of the ore occurrence is associated with an volcano-intrusive complex, combining dolerites, basalts, basaltic andesites, their tuffs, gabbro-diorite and diorite intrusions. All petrochemical rock types have normal alkalinity. Dolerites belong mainly to the tholeiitic series, and basalts, basaltic andesites and intrusive rocks belong to the transitional tholeiitic-calc-alkaline series. The most likely mantle source of magmas for them was spinel peridotites, previously metasomatized by aqueous fluids that arose during the dehydration of slab rocks. At the initial stages of magma formation, a source similar in composition to the depleted mantle dominated, and later a more enriched mantle substrate was subjected to melting. Fractional crystallization played a significant role in the magma generation of effusive and intrusive rocks. The composition of gabbro-diorites and diorites was also influenced by processes of crustal contamination. It is assumed that the igneous rocks of the ore occurrence were formed in the back-arc basin of the frontal island arc of Late Emsian age.

Keywords: Southern Urals, Au-Cu porphyry mineralization, spinel peridotites, crustal contamination, back-arc basin

Recommended citation: Znamensky S.E. (2025). Geochemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks of the Kutuevsky Au-Cu Porphyry Ore Occurrence (Southern Urals). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 194–207. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.6>

Acknowledgements

The studies were carried out within the framework of the State Order Program of the IG UFRS RAS (FMRS-2025-0014).

The author is grateful to the reviewers for their careful reading of the manuscript and constructive comments.

References

Andreev A.V., Girfanov M.M., Kulikov D.A., Migachev I.F., Minina O.V., Avilova O.V., Krasnoselskikh A.A., Starostin I.A., Cheremisin A.A. (2018). Ore areas with porphyry copper mineralization – a promising mineral resource base for copper in the Southern Urals. *Otechestvennaya geologiya*, 4, pp. 3–17. (In Russ.)

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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), pp. 33–51.

Condie K.C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 83, pp. 33–44. DOI: 10.1016/j.lithos.2003.11.001

Di Vincenzo G., Rocchi S. (1999). Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova intrusive complex, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, pp. 15–35. <https://doi.org/10.1007/s004100050579>

Grabezhev A.I., Belgorodsky E.A. (1992). Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits. Ekaterinburg: Nauka, Ural. department, 199 p. (In Russ.)

Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Ronkin Y.L., Azovskova O.B. (2017). Systematization of U-Pb zircon ages of granitoids from the copper porphyry deposits on the Urals. *Litosfera*, 17(5), pp. 113–126. (In Russ.)

Khanna T.C. (2013). Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India. *Current Science*, 104(5), pp. 632–640.

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). *Doklady Earth Sciences*, 495(1), pp. 1317–1321.

Krivtsov A.I. (1983). Geological basis for forecasting and searching for porphyry copper deposits. Moscow: Nedra, 256 p. (In Russ.)

MacLean, W.H., Barrett, T.J. (1993). Lithochemical techniques using immobile elements. *J. Geochem. Explor.* 48, pp. 109–133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4

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

McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, pp. 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

Middlemost E.A.K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37, 2pp. 15–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)

Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010). Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Mineralogy and petrology*, 100, pp. 201–214. DOI: 10.1007/s00710-010-0134-6

Pearce J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, pp. 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>

Peccerillo A., Taylor S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), pp. 63–81.

Puchkov V.N. (2010). Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa: DesignPoligraphService, 280 p. (In Russ.)

Richards J. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margin. *Ore Geol. Rev.*, 40(1), pp. 1–26. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2011.05.006

Richards J. (2022). Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? *Geosphere*, 18(1), pp. 130–155. <https://doi.org/10.1130/GES02086.1>

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

Shkolnik S.I., Reznitsky L.Z., Belichenko V.G., Barash I.G. (2009). Geochemistry, issues of petrogenesis and geodynamic position of metavolcanics of the Tunka terrane (Baikal-Khuvsgul region). *Russian Geology and Geophysics*, 50(9), pp. 1013–1024. (In Russ.)

Sillitoe R.H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Econ. Geology*, 105, pp. 3–41. DOI: 10.2113/GSECONGEO.105.1.3

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Ye., Brown D. (2002). Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, 132, pp. 101–134.

White W.M., Klein E.M. (2014). Composition of the Oceanic Crust. *Treatise on Geochemistry*, Ch. 4.13, pp. 457–496. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6>

Willson M. (1991). Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 466 p.

Winchester J.A., Floyd P.A. (1986). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, pp. 459–469. DOI: 10.1016/0012-821x(76)90207-7

Znamensky S.E., Artemyev D.A., Ankusheva N.N. (2022). REE in the Calcite of Au-Cu Porphyry Mineralization at the Kutuevsky Occurrence, South Urals: LA-ICP-MS Data. *Geoschemistry International*, 60(9), pp. 830–840. DOI: 10.1134/S0016702922090105

Znamensky S.E., Kholodnov V.V. (2018). Petrological-geochemical features of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevskoe gold-porphyry deposit (the Southern Urals). *Litosfera*, 18(4), pp. 607–620. (In Russ.)

Znamensky S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. (2019). Facies composition, geochemical features and geodynamic settings of the formation of the Late Emsian island-arc complexes of the Main Ural Fault zone in the Southern Urals. *Geology Bulletin of Perm University*, 18(1), pp. 1–16. (In Russ.)

Znamensky S.E., Michurin S.V. (2013). Conditions for the formation of the Mindyak gold-sulfide deposit (Southern Urals): structural and isotope-geochemical aspects. *Litosfera*, 4, pp. 121–135. (In Russ.)

*Manuscript received 3 June 2024;
Accepted 11 November 2024; Published 30 March 2025*

About the Author

Sergey E. Znamensky – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy),
Chief Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal
Research Centre of the Russian Academy of Sciences
16/2 K. Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation
e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

© 2025 S.E. Znamensky. This article is published in open access under
the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY)
License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)