

Петрологическая модель формирования кислых вулканитов печеркинской свиты (северо-западная часть Салаирского кряжа)*

Н. И. Ветрова, Е. В. Ветров, Е. Ф. Летникова

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН,
Российская Федерация, 630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3

Для цитирования: Ветрова, Н. И., Ветров, Е. В., Летникова, Е. Ф. (2022). Петрологическая модель формирования кислых вулканитов печеркинской свиты (северо-западная часть Салаирского кряжа). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 67 (4), 591–613. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.403>

Изучены геохимические и изотопные (Nd, Sr) характеристики кислых вулканогенных образований печеркинской свиты северо-западной части Салаирского кряжа. С этими породами тесно связаны промышленно значимые месторождения и проявления золото- и серебросодержащей колчеданно-полиметаллической формации с потенциально золотоносными корами выветривания по ним. Исследование вещественного состава неизмененных вулканитов печеркинской свиты необходимо для реконструкции условий их формирования, способствующей оценке минерагенического потенциала этой свиты и условий при аккумуляции рудного вещества. Кислые вулканиты печеркинской свиты представляют собой крайний член базальт-андезит-плагиоориолитовой серии, обладают высоконатриевым типом щелочности при низком содержании калия, являются известковыми, характеризуются ультракислым составом, низкой железистостью, обладают низкими концентрациями редкоземельных элементов (РЗЭ), обогащены Pb и U, обеднены Ta и Nb, имеют высокие значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+6.36) и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.706977). Спектры распределения РЗЭ демонстрируют низкую степень фракционирования с проявленной отрицательной «европиевой аномалией». Геохимический состав вулканитов печеркинской свиты указывает на то, что первичные магмы были образованы путем частичного плавления пород нижней континентальной коры при давлении ~ 8 кбар в равновесии с $\text{Hbl} + \text{Pl} \pm \text{Crx} \pm \text{Orx}$ реститом и температуре ~ 750–790° С. Изотопно-геохимические характеристики, свидетельствующие об участии в источнике истощенной мантии, вероятно, унаследованы от ювенильной коры, породы которой могли быть сформированы в результате дифференциации мантийных магм. Геологические и геохимические признаки кислых вулканитов печеркинской свиты характерны для магматических пород, сформированных в условиях океанических дуг.

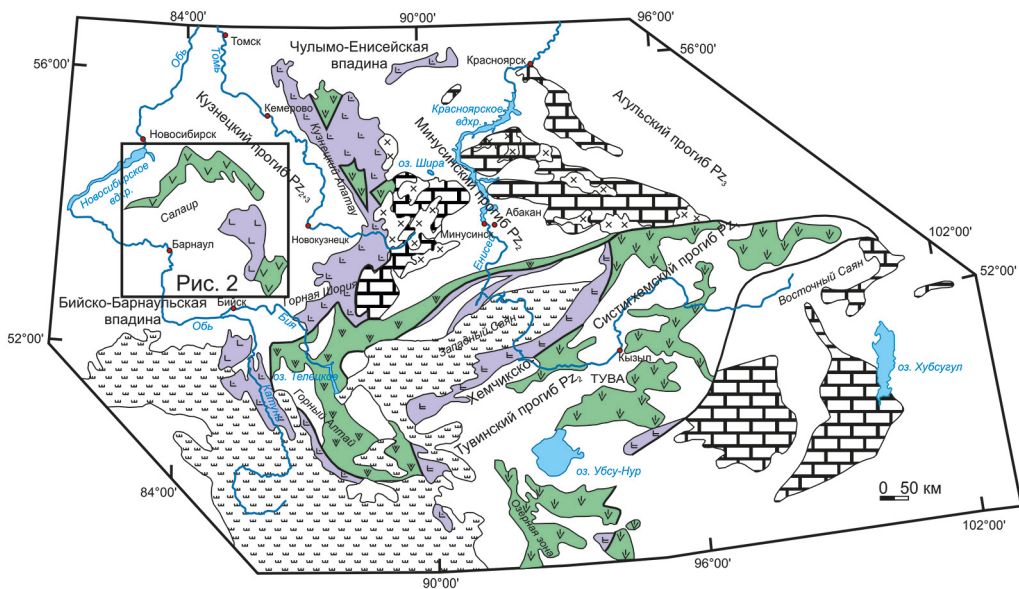
Ключевые слова: геохимия, петрогенезис, кислый вулканизм, кембрий, Салаир, печеркинская свита, тектоническая модель.

1. Введение

В пределах Алтае-Саянской складчатой области (АССО), от Салаира и Горного Алтая на западе до Тувы и Восточного Саяна на востоке, широко распространены кембрийские магматические и вулканические комплексы (рис. 1). Считается, что они составляют единую палеоостроводужную систему на юго-западной окраине

* Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-00022.

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2023



Условные обозначения:

Магматические пояса с окраинно-морскими и океаническими ассоциациями:

- Алтай-Салаирский;
- Алтай-Кузнецкий;
- Тувино-Западно-Саянский.

Магматические пояса с островодужными ассоциациями:

- Салаирский;
- Алатауский;
- Алтай-Северо-Саянский;
- Тувинский.

Венд-кембрийские палеобассейны:

- турбидитный;
- терригенно-карбонатный;
- раннепалеозойские гранитоидные батолиты.

Рис. 1. Положение венд-кембрийских магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области по: (Бабин и др., 2003)

Сибирского континента, заложение которой сопровождалось интенсивным вулканизмом и накоплением мощных вулканогенно-осадочных толщ (Зоненшайн и др., 1990; Бабин и Шокальский, 2017). Породы вулканических палеоструктур сохранились в виде протяженных линейных структур (вулканических поясов).

В данной работе рассмотрены породы кембрийской печеркинской свиты Салаирского вулканического пояса, расположенного в северо-западной части АССО. Геологические структуры Салаирского кряжа определяют границы Салаирской (или Бердско-Ельцовской) золото-медно-полиметаллической минерагенической зоны (рис. 2) в составе Алтай-Салаирской каледонской субпровинции (Легенда Алтае-Саянской серии..., 2006) и представляют промышленный интерес.

Вулканогенная печеркинская свита является источником рудного вещества и благоприятной средой для локализации золотосодержащей полиметаллической

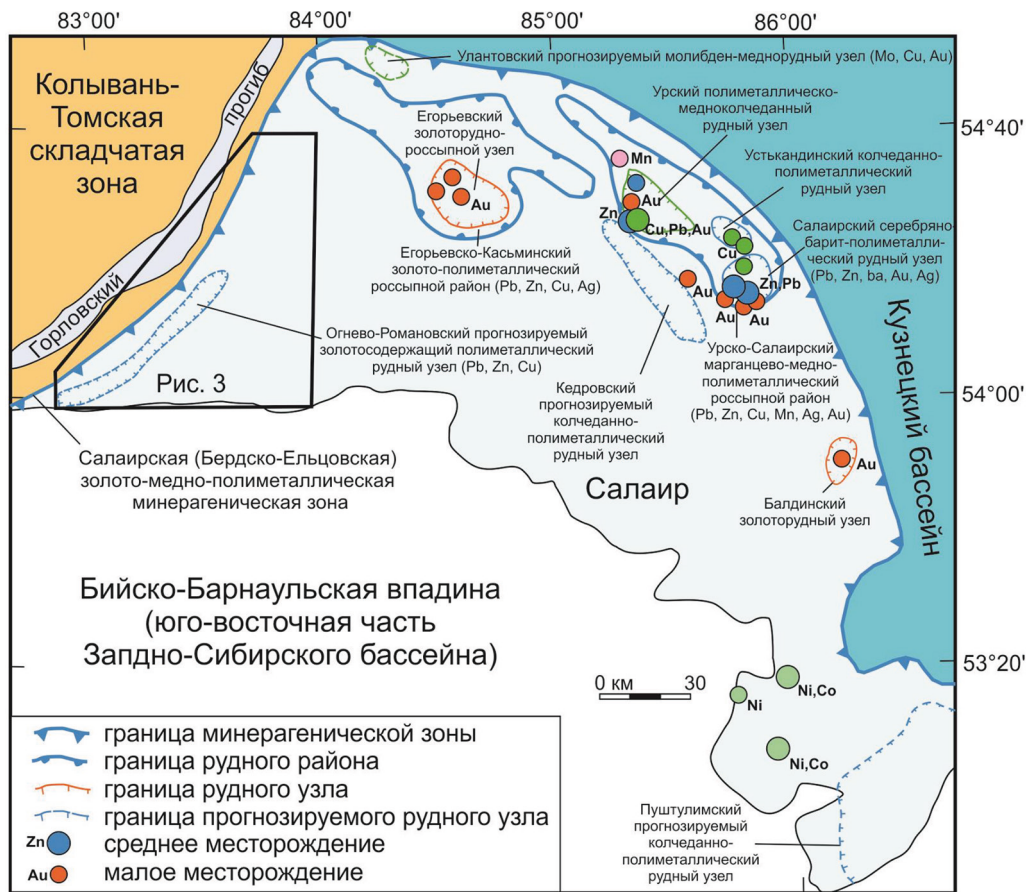
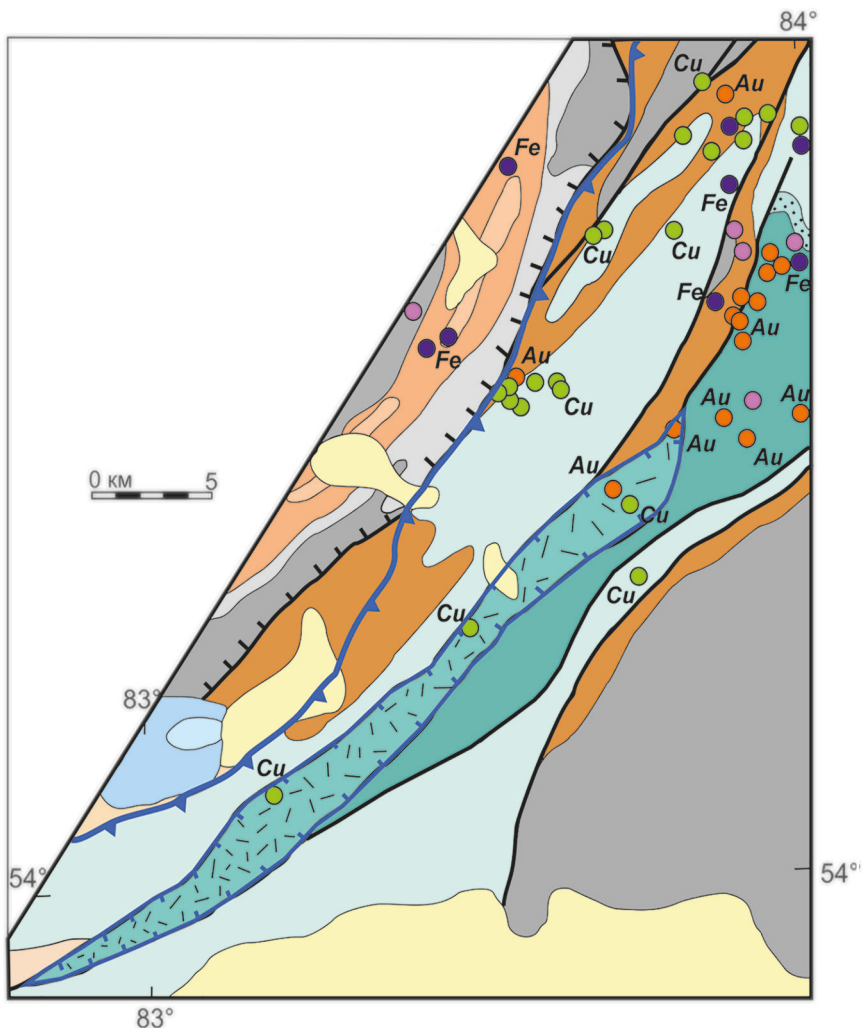


Рис. 2. Металлогенический потенциал Салаирской (Бердско-Ельцовской) золото-медно-полиметаллической минерагенической зоны (PZ₁) по: (Легенда Алтае-Саянской серии..., 2006)

минерализации, а также потенциально золотоносных кор выветривания, развитых по сульфидизированным вулканогенно-осадочным породам. Вулканогенные и осадочные породы свиты интенсивно дислоцированы, что увеличивает проникающую способность для гидротермальных растворов и способствует широкому развитию метасоматоза и формированию руд.

Геохимические и изотопно-геохимические исследования неизменных вулканитов печеркинской свиты позволяют реконструировать условия их формирования и тектоническую природу, что будет способствовать оценке минерагенического потенциала пород этой свиты и условий при аккумуляции рудного вещества.

В связи с этим в данной работе мы представляем детальную характеристику геохимического и изотопного (Sm-Nd, Rb-Sr) составов рудовмещающих кислых вулканитов печеркинской свиты северо-западной части Салаирского кряжа (рис. 3), что позволяет установить петрогенезис этих вулканитов, источник магм и тектонические условия их формирования.



Условные обозначения:

- | | |
|---|--|
| — раннекембрийская кинтерепская свита; | — раннеюрская тарбаганская серия; |
| — раннекембрийская печеркинская свита; | — ранне-среднеюрская глушинская свита; |
| — раннекембрийская суенгинская свита; | — кайнозойские отложения; |
| — кембро-ордовикская зелено-фиолетовая серия; | — граница минерагенической зоны; |
| — среднедевонские хмелевская и соболевская свиты; | — граница рудного узла; |
| — девон-карбоновая инская серия; | — рудные проявления; |
| — ниже-среднекарбоновая ельцовская свита; | — надвиг; |
| — карбон-пермская балахонская серия; | — тектонические границы; |
| — среднепермская кузнецкая подсерия; | — стратиграфические границы |

Рис. 3. Геолого-металлогеническая схема северо-восточной части Салаира составлена по: (Государственная геологическая карта..., 2015)

2. Геологическое положение печеркинской свиты в структуре северо-западной части Салаирского кряжа

Формирование пород печеркинской свиты связано с заложением и эволюцией палеоостроводужных структур Алтае-Саянской складчатой области в раннем палеозое. Считается, что Салаирский вулканический пояс представляет собой палеоструктуру, схожую с современными океаническими островодужными структурами, для которых характерны дифференцированные вулканические ассоциации, как правило с преобладанием плагиориолитоидов (Бабин и Шокальский, 2017). Здесь выделяют зоны активного спрединга окраинных морей, срединно-океанические хребты, структуры океанических поднятий и островов.

В северо-западной части Салаирского кряжа породы печеркинской свиты слагают северо-западное крыло Романовской (Кинтерепской) антиклинали, в ядре которой обнажаются нижнекембрийские отложения кинтерепской свиты (Государственная геологическая карта..., 2015). Печеркинская свита залегает в виде полосы северо-восточного простирания шириной до 11 км и протяженностью 75 км (рис. 3). В юго-восточном крыле антиклинали и на ее северном замыкании отложения замещаются карбонатными и терригенными фациями кинтерепской и суенгинской свит. Печеркинская свита представлена главным образом пирокластическими образованиями: широко распространены вулканогенно-осадочные породы, реже встречаются терригенные породы — кварцевые гравелиты, песчаники, хлорит-серицитовые сланцы, черные кремнистые и глинистые сланцы. Покровная фация сложена кислыми (дациты, риодациты, риолиты) разностями с подчиненным количеством вулканогенно-осадочных пород (туфов, туффигов). Субвулканические образования представлены штоками и дайковыми телами риодацитовых и дацитовых порфиров, диабазов, диабазовых порфиров, микродиоритов. Образования печеркинской свиты в различной степени метаморфизованы (до фации зеленых сланцев) и претерпели гидротермальные изменения. Породы характеризуются наличием многочисленных зон хлоритизации, серицитизации и сульфидизации, формирование которых связывается с вулканогенно-гидротермальной деятельностью. Возраст печеркинской свиты принят по палеонтологическим данным — вулканиты печеркинской свиты по латерали сменяются рифогенными известняками кинтерепской свиты, вмещающими фауну археоциат первой половины раннего кембрия, и карбонатно-терригенными фациями суенгинской свиты с фауной археоциат санаштыкгольского и облучевского горизонтов (Государственная геологическая карта..., 2015). Раннекембрийский возраст карбонатных отложений кинтерепской свиты подтвержден нами хемотратиграфическими (Sr, C, O) исследованиями (Ветрова и др., 2022).

3. Петрографические особенности кислых вулканитов печеркинской свиты

Среди изученных разновидностей кислых вулканитов печеркинской свиты выделяются плагиодациты (и их туфы), плагиориодациты, плагиориолиты (и их туфы), туффиты.

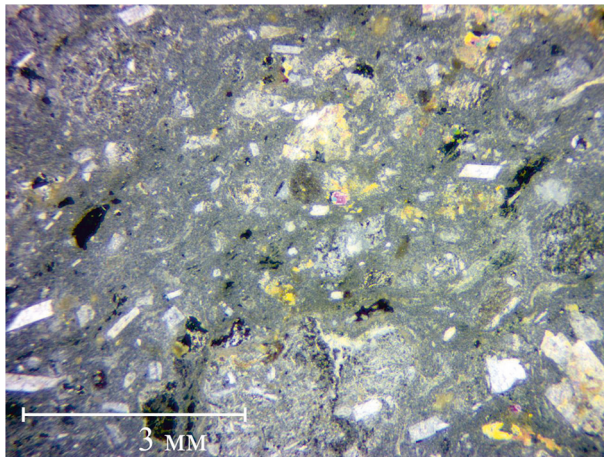


Рис. 4. Фото шлифа кристаллолитокластического туфа плагиориолитов в скрещенных николях

Плагиодациты и туфы плагиодацитов изменены, имеют гранобластовую структуру, первичная структура — порфировая (или кристаллолитокластическая), текстура — линзовидная, сланцеватая, полосчатая. В порфировых выделениях (или кристаллокластах) (25–30 %) в равном количестве присутствуют кварц и альбит с чешуями серицита и включениями карбонатного минерала. В основной массе — вторичный агрегат альбита, кварца, хлорита (5–10 %), гнездообразные и линзообразные скопления агрегатов карбоната или эпидота, в небольшом количестве (1 %) присутствует рудный минерал (изометричные, реже удлинённые зерна).

Плагиориодациты интенсивно рассланцованы, характеризуются гломеропорфировой, сериальнопорфировой структурой, структура основной массы — фельзитовая, гранобластовая, текстура — линзовидная, сланцеватая. В порфировых выделениях (до 35 % от общего объема породы) — кварц и альбит размером до 3 мм. Основная масса — тонкозернистая, гранобластовая, состоит из кварца, альбита, пластинок хлорита (10 %), эпидота (2 %), карбонатного минерала (1 %), небольшого количества серицита и мусковита (1–2 %), немного (около 1 %) изометричного рудного минерала и лейкоксена.

Плагиориолиты имеют сериальнопорфировую структуру, структура основной массы — фельзитовая, гранобластовая, текстура — линзовидная, полосчатая. В порфировых выделениях, представляющих 10–30 % от общего объема породы, — альбит и кварц размером до 2 мм. Основная масса — тонкозернистая, гранобластовая, состоит из кварца, альбита, пластинок хлорита (3 %), развитого, вероятно, по биотиту, небольшого количества (1 %) эпидота, примеси изометричного рудного минерала и циркона (доли %). По плагиоклазу в разной степени развит серицит.

Туфы плагиориолитов характеризуются кристаллолитокластической структурой (рис. 4), сланцеватой, линзовидной текстурой. Обломки кристаллов представлены в равном соотношении альбитом и кварцем, которые составляют до 30 % от общего объема породы. Встречаются как зерна с собственными ограничениями, так и обломки кристаллов и оплавленные зерна вулканического происхождения. Возможно, часть зерен, линз (около 10 %), выполненных агрегатом

серицита, принадлежала кристаллам полевых шпатов. В основной массе — лепидогранобластовый агрегат, существенно состоящий из тонкого кварца с примесью (около 10 %) серицита. Чешуи серицита ориентированы по сланцеватости. В небольшом количестве (менее 1 %) присутствуют мелкие кубические зерна пирита, замещенного лимонитом.

Туффыты выделяются крупнопсаммитово-мелкопсефитовой структурой. В туфогенном материале кристаллы кварца оплавлены, не окатаны. В тонкозернистой лепидогранобластовой массе кварц часто с зазубренными ограничениями и в значительно меньшем количестве присутствуют скопления серицита. Чужеродный материал представлен неокатанными мелкопсефитовыми и псаммитовыми обломками аргиллитов (20 %). Аргиллиты полностью замещены агрегатом серицита с примесью черного органогенного материала. Текстура — сланцеватая, линзовидная.

4. Особенности геохимического состава кислых вулканитов печеркинской свиты

Для выявления особенностей геохимического состава кислых вулканитов печеркинской свиты определено содержание петрогенных элементов, редкоземельных элементов (РЗЭ) и микроэлементов для плагиодацитов, туфов плагиодацитов, плагиориодацитов, плагиориолитов и туфов плагиориолитов. Определение петрогенных элементов выполнено с помощью рентгенофлуоресцентного (РФА) спектрометра ARL Optim'X в аналитической лаборатории Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС) (г. Новосибирск) в соответствии с методикой НСАМ439-РС для измерения интенсивности РФА элементов в сравнении со стандартными образцами. Анализ РЗЭ и микроэлементов проведен с использованием масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) ELAN-DRC-6100 в аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Для этого порошкообразные образцы были предварительно растворены в кислоте (метаборат или тетраборат лития). Для плавки использовалась автоматизированная установка Classe Fluxer-Bis Labortechnik GmbH с золотоплатиновыми тиглями. Относительная погрешность анализов ICP-MS в большинстве случаев была не более 5 % для проанализированных микроэлементов и РЗЭ. Наиболее представительные результаты геохимических исследований приведены в табл. 1.

Исследованные вулканиты печеркинской свиты характеризуются высоким содержанием SiO_2 (64.8–84.2 %) с учетом измененных пород, обладают крайне высоконатриевым типом щелочности (Na_2O до 7.3 %) при низком содержании калия (K_2O составляет 0.1–2.2 %), относятся к известковой серии (рис. 5, а, б). В целом проанализированные породы не выдержаны по петрохимическому составу, обладают широкими вариациями титана (TiO_2 — 0.14–0.58 %), глинозема (Al_2O_3 — 6.0–16.5 %), железа (Fe_2O_3 общ — 0.7–8.0 %), магния (MgO — 0.14–2.97 %), кальция (CaO — 0.1–3.6 %), фосфора (P_2O_5 — 0.01–0.09 %). Железистость ($\text{Fe}_2\text{O}_{3t} / (\text{Fe}_2\text{O}_{3t} + \text{MgO})$) варьирует от 0.58 до 0.91, однако по преобладанию фигуративных точек (рис. 5, г) кислые вулканиты печеркинской свиты следует классифицировать как магнезиальные. Очевидно, что такие широкие вариации петрохимического состава печеркинских пород не являются первичной магматической особенностью, а являются результатом интенсивных вторичных изменений

Таблица 1. Представительное содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в кислых вулканитах печеркинской свиты

Проба	441-3	441-2	791-4	931-1	931	931-2	441-1	930-1	800	930
	Туф плагиоциитов			Риодацит			Плагиориолит		Риолит	Плагиориолит
Порода	Туф плагиоциитов			Туф дацитов						
SiO ₂	65.20	66.80	67.58	68.99	70.90	71.85	73.47	75.05	76.70	77.67
TiO ₂	0.32	0.31	0.32	0.30	0.31	0.30	0.33	0.32	0.17	0.19
Al ₂ O ₃	12.00	12.10	14.60	12.97	12.80	12.82	12.15	12.67	8.90	10.77
Fe ₂ O ₃	3.00	3.00	-	-	1.49	-	-	-	2.46	-
FeO	3.20	3.53	-	-	2.80	-	-	-	3.00	-
Fe ₂ O ₃ t	5.90	6.23	7.15	6.02	4.14	6.27	4.77	4.92	5.21	3.17
MnO	0.13	0.10	0.07	0.09	0.07	0.10	0.05	0.07	0.14	0.04
MgO	2.70	2.69	2.33	2.46	2.97	2.26	2.78	0.95	2.48	0.76
CaO	4.28	3.35	0.72	2.23	0.29	1.79	0.20	0.50	0.24	0.47
Na ₂ O	4.83	4.26	2.14	3.56	5.80	2.14	4.41	6.07	2.62	4.88
K ₂ O	0.22	0.26	0.42	0.22	0.09	0.33	0.05	0.05	0.53	0.05
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	0.05	0.08	0.06	0.07	0.06	0.03	0.03
п.п.п.*	3.79	3.34	4.79	2.85	1.85	2.62	1.67	0.78	2.16	0.75
сумма	99.70	99.60	100.17	99.74	99.80	100.55	99.95	101.43	99.80	98.77
Ag	0.044	0.021	-	-	0.016	-	-	-	0.21	-
Sc	14.5	14.4	-	-	12.3	-	-	-	8.58	-
V	73.5	70.6	-	-	34	-	-	-	11.5	-
Cr	251	155	-	-	84.5	-	-	-	168	-
Co	11.7	13	-	-	7.18	-	-	-	5.9	-
Ni	20.4	17.7	-	-	3.26	-	-	-	7.5	-
Cu	6.55	6.99	-	-	4.86	-	-	-	22.8	-
Zn	46.7	42.7	-	-	39.3	-	-	-	61	-
Ga	11.9	12.4	-	-	10.7	-	-	-	8.85	-
Ge	0.82	0.95	-	-	0.49	-	-	-	0.83	-
Rb	2.55	2.56	-	-	2	-	-	-	2.29	-
Sr	108	113	-	-	33.3	-	-	-	29.6	-

Y	18.2	17.5	-	-	-	14.4	-	-	-	20.5	-
Zr	59.3	59.4	-	-	-	54.1	-	-	-	70.6	-
Nb	4.27	4.41	-	-	-	3.24	-	-	-	1.92	-
Mo	0.8	0.6	-	-	-	0.6	-	-	-	0.63	-
Sn	0.74	0.68	-	-	-	0.53	-	-	-	0.46	-
Sb	0.58	0.81	-	-	-	1.44	-	-	-	0.98	-
Cs	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-	0.21	-
Ba	45.8	48.3	-	-	-	23.5	-	-	-	78.8	-
La	7.61	7.4	-	-	-	2.83	-	-	-	8.17	-
Ce	15.5	15.4	-	-	-	6.25	-	-	-	16.6	-
Pr	2.06	2.08	-	-	-	0.88	-	-	-	2.51	-
Nd	8.59	8.39	-	-	-	3.89	-	-	-	11.2	-
Sm	2.18	2.3	-	-	-	1.12	-	-	-	2.9	-
Eu	0.58	0.55	-	-	-	0.29	-	-	-	0.45	-
Gd	2.46	2.55	-	-	-	1.42	-	-	-	2.9	-
Tb	0.39	0.41	-	-	-	0.28	-	-	-	0.47	-
Dy	2.73	2.62	-	-	-	2.13	-	-	-	3.3	-
Ho	0.65	0.6	-	-	-	0.51	-	-	-	0.73	-
Er	1.93	1.9	-	-	-	1.78	-	-	-	2.36	-
Tm	0.3	0.31	-	-	-	0.24	-	-	-	0.32	-
Yb	2.23	2.15	-	-	-	1.93	-	-	-	2.36	-
Lu	0.39	0.33	-	-	-	0.32	-	-	-	0.36	-
Hf	1.91	1.87	-	-	-	1.71	-	-	-	2.23	-
Ta	0.26	0.27	-	-	-	0.24	-	-	-	0.14	-
W	1.66	1.51	-	-	-	1.34	-	-	-	1.4	-
Pb	5.67	6.39	-	-	-	2.95	-	-	-	3.84	-
Th	1.7	1.64	-	-	-	1.45	-	-	-	1.76	-
U	0.79	0.88	-	-	-	0.77	-	-	-	0.69	-

Проба	801-1	842-2	930-2	791-5	792-5	842	791-6	841-5	791-1
Порода	Риолит измененный		Плагиориолит	Туф риолитов	Туф риолитов измененный	Риолит измененный	Туф риолитов измененный	Туф кислого состава измененный	Туф риолитов измененный
SiO ₂	78.04	78.04	78.35	78.52	78.85	78.87	79.78	83.80	84.20
TiO ₂	0.20	0.30	0.20	0.30	0.17	0.24	0.17	0.17	0.17
Al ₂ O ₃	9.54	13.59	10.28	12.46	10.16	12.86	9.48	10.30	9.15
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.05	1.04
FeO	-	-	-	-	-	-	-	0.67	0.80
Fe ₂ O _{3t}	5.15	2.17	3.30	2.86	3.72	1.86	4.31	0.72	1.74
MnO	0.04	0.02	0.06	0.05	0.04	0.10	0.04	0.01	0.02
MgO	2.35	0.14	0.95	0.13	1.49	0.14	1.80	0.22	0.21
CaO	0.19	0.10	0.52	0.21	0.60	0.41	0.32	0.07	0.21
Na ₂ O	0.68	0.66	4.46	2.50	2.07	0.66	1.85	0.59	1.63
K ₂ O	0.42	2.22	0.05	0.30	0.26	2.07	0.18	2.40	0.62
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
п.п.п.*	3.56	2.39	1.06	3.30	2.54	2.65	2.41	1.49	1.62
сумма	100.20	99.57	99.27	100.63	99.91	99.88	100.36	99.80	99.80
Ag	-	-	-	-	-	-	-	1.05	0.099
Sc	-	-	-	-	-	-	-	6.26	6.63
V	-	-	-	-	-	-	-	17.7	17.4
Cr	-	-	-	-	-	-	-	253	219
Co	-	-	-	-	-	-	-	1	7.48
Ni	-	-	-	-	-	-	-	8.87	8.1
Cu	-	-	-	-	-	-	-	11.5	12.3
Zn	-	-	-	-	-	-	-	6.18	21.8
Ga	-	-	-	-	-	-	-	6.43	8.34
Ge	-	-	-	-	-	-	-	1.29	1.25
Rb	-	-	-	-	-	-	-	25	6.43

Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	69.7	115
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15.9	14.3
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	89.7	94.8
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.33	3.19
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.63	0.69
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.67	0.57
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.04	0.62
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.05	0.82
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3530	577
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.25	6.59
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12.9	19.2
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.24	1.98
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.2	8.49
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.49	2.21
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.61	0.42
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.65	2.31
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.31	0.36
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.4	2.31
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.56	0.59
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.07	1.81
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.32	0.3
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.44	2.2
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37	0.4
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.83	3.09
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.27	0.23
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.39	1.43
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	36.2	2.43
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.26	2.36
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.1	1.48

* П.п.п. — потеря при прокаливании.

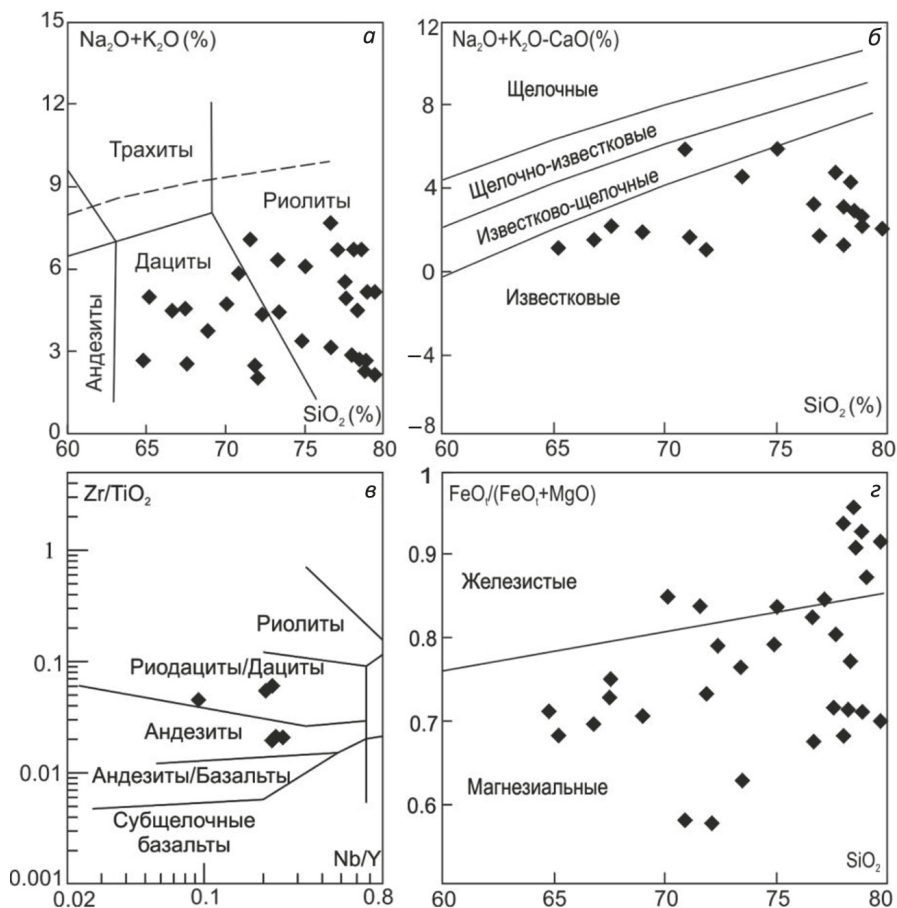


Рис. 5. Классификационная TAS-диаграмма ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) — SiO_2 (а), классификационные диаграммы Фроста (б, г) по: (Frost et al., 2001) (б — индекс «MALI», г — железистость), классификационная диаграмма Zr/TiO_2 — Nb/Y (в) по: (Winchester and Floyd, 1977)

(таких, как метаморфизм, натриевый метасоматоз), которые, скорее всего, произошли на постмагматической стадии (рис. 6).

Редкоземельный состав и содержание микроэлементов определены для наименее измененных пород печеркинской свиты. На классификационной TAS-диаграмме печеркинские вулканы попадают в поле дацитов и риолитов (рис. 5, а), тогда как диаграмма Zr / TiO_2 — Nb / Y для некоторых туфов определяет андезитовый состав (рис. 5, в). Результаты показали, что для них характерно низкое содержание Ta (0.14–0.27 г/т), Nb (1.92–4.41 г/т), Y (14.3–20.5 г/т), Yb (1.93–2.44 г/т), Hf (1.71–3.09 г/т), Zr (54.1–94.8 г/т), Ba (23.5–78.8 г/т) и низкие до умеренных концентрации Sr (30–115 г/т). Содержание легких РЗЭ превышает в 10–30 раз хондритовое при практически пологом распределении тяжелых РЗЭ на уровне 10 хондритовых норм (рис. 7, а). Спектры распределения РЗЭ показывают низкую степень фракционирования (La/Yb_N — 2.04–4.80) со слабо выраженной отрицательной «европиевой аномалией» (Eu/Eu^* — 0.47–0.87). На мультиэлементной диаграмме составы

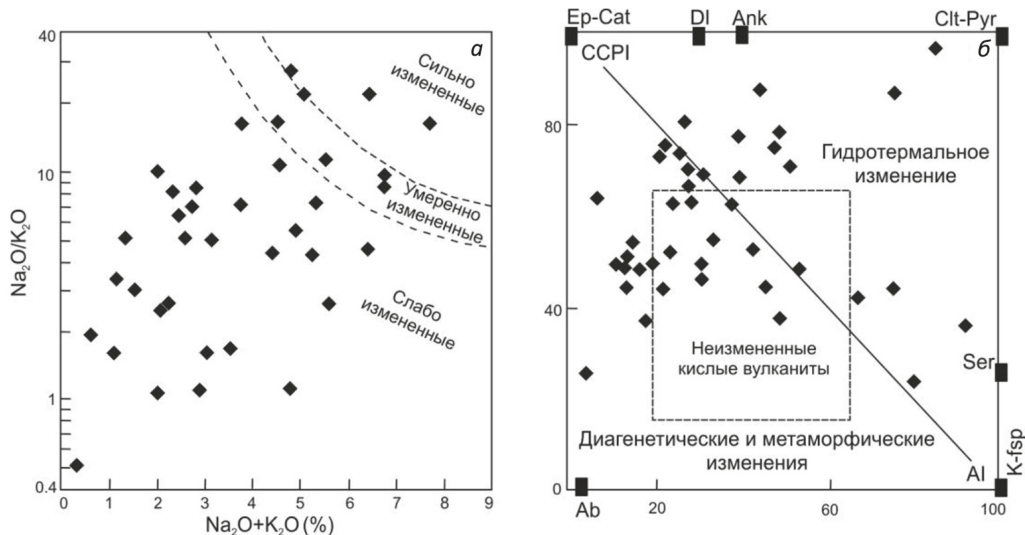


Рис. 6. Диаграммы для оценки степени измененности магматических пород: а — диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$; б — диаграмма $\text{CCPI} - \text{Al}$ ($\text{CCPI} = 100(\text{MgO} + \text{FeO}_t) / (\text{Mg} + \text{FeO}_t + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; $\text{Al} = 100(\text{K}_2\text{O} + \text{MgO}) / (\text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$) по: (Large et al., 2001)

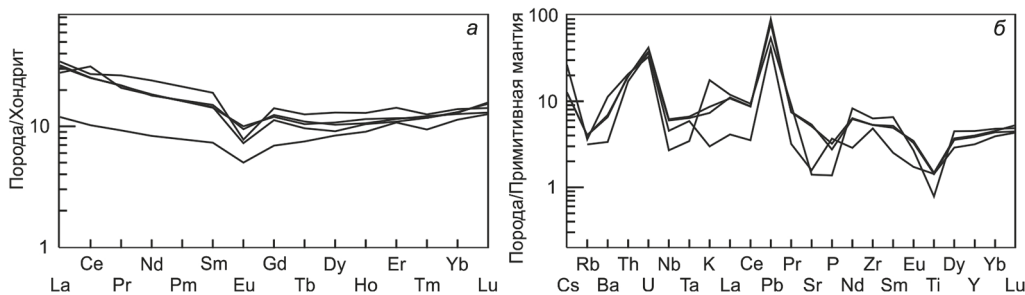


Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов и мультиэлементные спектры печеркинских кислых вулканытов. Нормирование по: (Sun and McDonough, 1989)

кислых вулканытов печеркинской свиты образуют спектры распределения с хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Rb, Ta, Nb, Sr, P, Ti и максимумы по Pb и U (рис. 7, б). По ряду отношений геохимических элементов $(\text{Yb} + \text{Ta} / \text{Rb}, \text{Y} + \text{Nb} / \text{Rb}$ и $\text{Rb} / 30\text{-Hf-Ta}$) печеркинские вулканыты характеризуются составом островодужных пород (рис. 8).

Для пробы 931 (плаггиоридацит) дополнительно проведены изотопно-геохимические (Sm-Nd и Rb-Sr) исследования по валу. Измерения изотопного состава выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) с использованием масс-спектрометра Triton T1, стандартов VNIIM-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70801 \pm 20$) и JNd-1 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121003 \pm 104$). Данные исследования показали высокие значения первичных изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0.512293 и 0.706977 соответственно (табл. 2 и 3). Значение ϵNd , рассчитанное относительно модельного хондритового резервуара с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.0816$ (Faure, 1986), со-

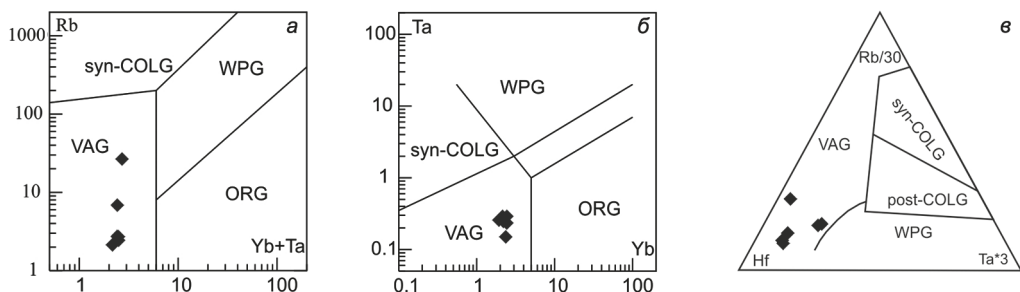


Рис. 8. Тектонические дискриминационные диаграммы для печеркинских кислых вулканитов: а — Rb–(Yb + Ta); б — Ta–Yb (Pearce et al., 1984); в — Rb/30–Hf–Ta*3 (Harris, 1986)

ставляет +6.36. Двухстадийный модельный возраст T_{Nd} корового материала оценивается как 0.64 млрд лет (поздний рифей), согласно двухстадийной модели (Liew and Hofmann, 1988) и параметров $^{143}Nd / ^{144}Nd_{DM} = 0.513079$, $^{147}Sm / ^{144}Nd_{DM} = 0.21194$, $^{143}Nd / ^{144}Nd_{CHUR} = 0.512638$, $^{147}Sm / ^{144}Nd_{CHUR} = 0.1967$ и $^{147}Sm / ^{144}Nd_{CC} = 0.13235$ (De Paolo et al., 1991).

Таблица 2. Результаты изотопно-геохимических Sm–Nd исследований пробы плагиоридацита печеркинской свиты (проба 931)

Sm (г/т)	Nd (г/т)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T (DM_2)$, млрд лет
1.143	4.261	0.16220	0.00011	0.512846	0.000007	0.512293	+6.36	0.64

Таблица 3. Результаты изотопно-геохимических Rb–Sr исследований пробы плагиоридацита печеркинской свиты (проба 931)

Rb (г/т)	Sr (г/т)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$
0.648	36.09	0.0519	0.707362	0.000012	0.706979

5. Петрогенезис и источник магм для кислых вулканитов печеркинской свиты

Наложённые процессы метаморфизма и натриевого метасоматоза могли привести к подвижности некоторых элементов, в частности Na, K, Cs и Rb. В свою очередь, высокочargedные элементы, такие как Ti, Zr, Nb, Y и редкоземельные элементы, считаются относительно неподвижными во время процессов изменения. Однако большинство образцов демонстрируют в целом согласованные модели неподвижных и подвижных элементов на диаграммах, нормированных на примитивную мантию и хондрит (см. рис. 7). Это говорит о том, что микроэлементы не были в большой степени мобильны и что большинство их изменений могло быть связано с магматическими процессами. Поэтому в своей интерпретации геохимических данных в контексте петрогенезиса и тектонической обстановки мы главным образом опираемся на содержания РЗЭ и микроэлементов.

Изученные вулканиты печеркинской свиты представляют собой преимущественно магнезиальные (с подчиненным количеством железистых), низкокальциевые породы с высокими концентрациями кремнезема. По своим геохимическим особенностям, согласно международной классификации, печеркинские кислые вулканиты относятся к породам I типа. Формирование вулканитов этого типа может быть связано с частичным плавлением коровых метамагматических источников или фракционной кристаллизацией магмы от мантийного источника. Обычно породы, сформированные путем дифференциации более мафических расплавов, показывают более низкое отношение Th / Ta (≈ 2) по сравнению с нижней корой ($Th / Ta \approx 7.9$) и верхней корой ($Th / Ta \approx 6.9$) (Rudnick and Gao, 2003). Кислые вулканиты печеркинской свиты характеризуются средним значением отношения $Th / Ta \approx 8.3$ и показывают слабо фракционированные спектры РЗЭ, что противоречит модели их образования через механизм фракционной кристаллизации. Кроме того, при дифференциации более мафических расплавов вероятно наличие большого объема вулканитов среднего и основного состава. В северо-западной части Салаирского кряжа в составе печеркинской свиты таких сопоставимых объемов основных и средних пород зафиксировано не было. Проанализированные печеркинские вулканиты характеризуются высоким содержанием кремнезема и не обнаруживают корреляции содержания породообразующих элементов с ростом SiO_2 (рис. 9), что указывает на незначительную роль фракционной кристаллизации силикатных минералов. Также, принимая во внимание высокие концентрации SiO_2 , низкое содержание Ni (в среднем 11 г/т), Cr (в среднем 188 г/т) и Mg (в среднем 25), маловероятно, что они напрямую связаны с мантией, поскольку для мантийных магм характерны значительно более высокие показатели ($Mg - 73-81$, $Cr > 1000$ г/т, $Ni > 400$ г/т) (Wilson, 1989). Несмотря на то что мы исключаем вклад мантийного вещества в процессе формирования кислых вулканитов печеркинской свиты, нельзя полностью исключить вклад мантии в качестве источника дополнительного тепла.

Наиболее вероятным механизмом формирования кислых вулканитов печеркинской свиты предполагается частичное плавление коровых метамагматических источников. Доминирующая роль процесса частичного плавления во время эволюции магмы для печеркинских пород подтверждается наклонными линейными трендами на диаграммах $La / Yb - La$ (рис. 10, а) и $Zr / Nb - Zr$ (рис. 10, б). Вулканиты характеризуются повышенным содержанием U и Pb, обеднены Nb, Ta, P и Ti, имеют низкие отношения Ti / Zr (в среднем 22) и Ti / Y (в среднем 88), что свойственно для коровых пород ($Ti / Zr < 30$, $Ti / Y < 200$) (Wedepohl, 1995). Диаграмма $(Nb / Yb)_{PM} - (Th / Yb)_{PM}$ (рис. 11) демонстрирует схожесть составов кислых вулканитов печеркинской свиты со средним составом нижней континентальной коры. Эти геохимические особенности изученных пород указывают на то, что они были сформированы путем частичного плавления пород нижней континентальной коры без существенного вклада контаминации веществом верхней континентальной коры.

В свою очередь, изотопно-геохимические данные указывают на корово-мантийный источник магнообразования. Первичное отношение $^{87}Sr / ^{86}Sr$ в плагиоориодацитах печеркинской свиты составляет 0.706977 (при принятом возрасте 520 млн лет и измеренных современных содержаниях изотопов Rb и Sr), а изотопно-геохимические Sm-Nd исследования показали $\epsilon Nd = +6.36$, что свидетель-

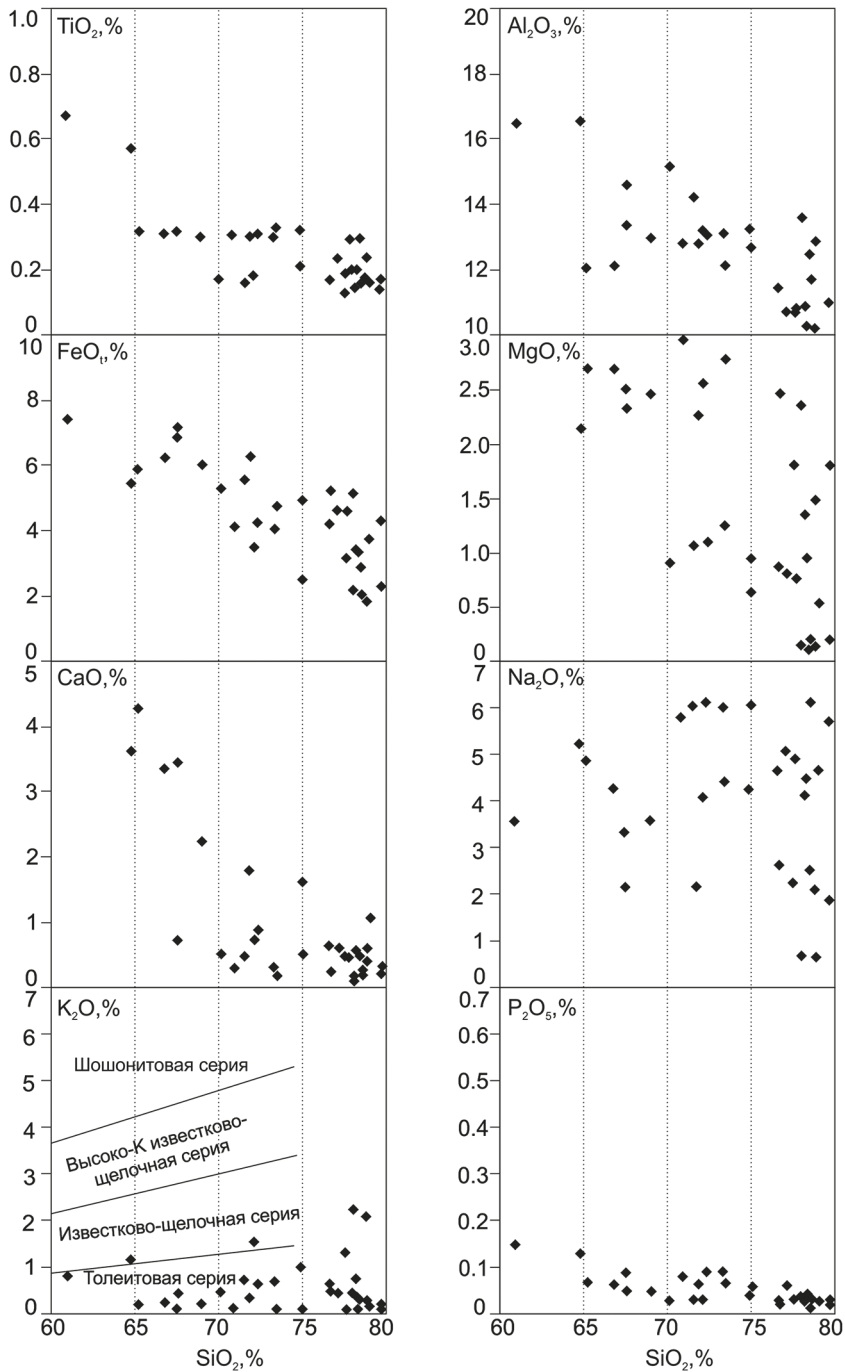


Рис. 9. Бинарные диаграммы SiO_2 и основных петрогенных элементов

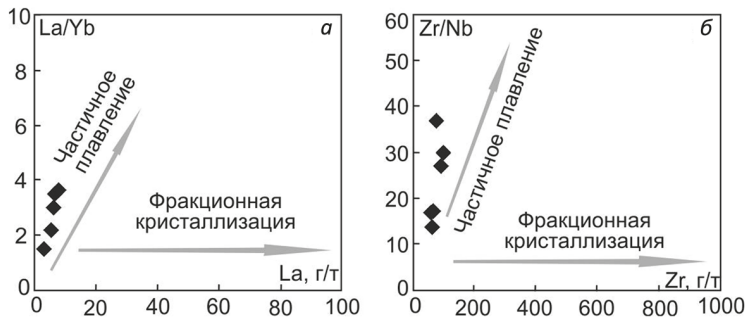


Рис. 10. Бинарные диаграммы, показывающие доминирующую роль процесса частичного плавления во время эволюции магмы для печеркинских кислых вулканитов: а — La/Yb — La; б — Zr/Nb — Zr

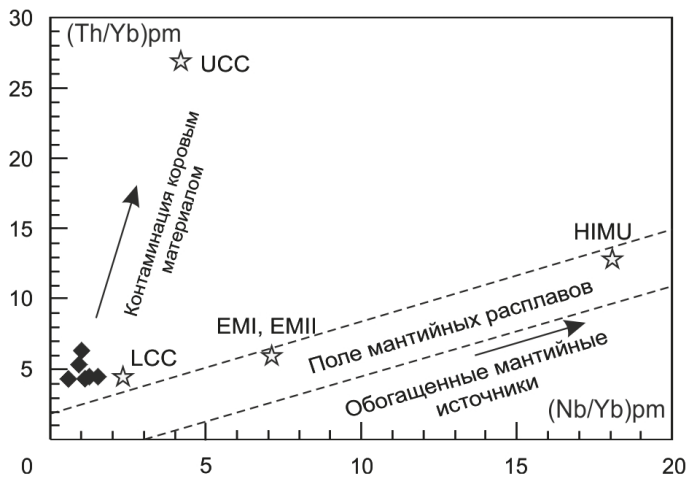


Рис. 11. Диаграмма $(Th/Yb)_{pm}$ — $(Nb/Yb)_{pm}$ для печеркинских кислых вулканитов: UCC — верхняя континентальная кора; LCC — нижняя континентальная кора (Taylor and McLennan, 1985); обогащенная мантия (EMI, EMII) и HIMU (высокое значение $\mu = {}^{238}U/{}^{204}U$) (Condie, 2001)

ствует об участии в источнике истощенной мантии. Эти изотопные характеристики могли быть унаследованы от протолита. Возможно, метаматматические породы нижней коры, являющиеся источником для печеркинских вулканитов, могли быть образованы в результате дифференциации мантийных магм. Таким образом, наиболее вероятным механизмом формирования кислых вулканитов печеркинской свиты представляется частичное плавление пород нижней континентальной коры.

6. Тектонические условия формирования кислых вулканитов печеркинской свиты

Считается, что кислые вулканиты печеркинской свиты были сформированы в островодужных условиях (Бабин и Шокальский, 2017). Данные геологических,

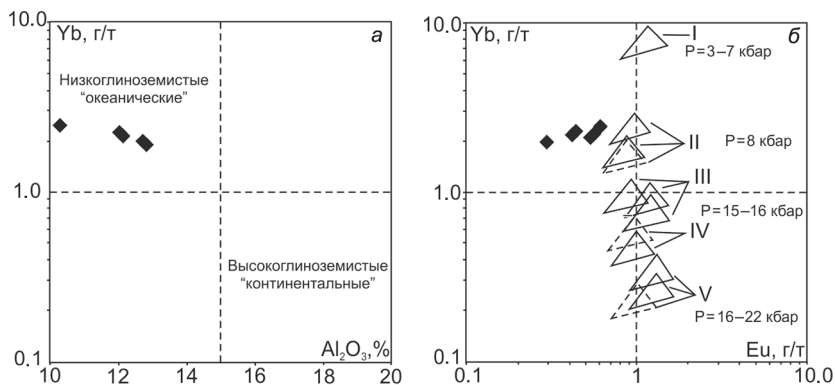


Рис. 12. Диаграммы Al_2O_3 -Yb (а) и Eu-Yb (б) (Turkina, 2000). Треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидрационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников TH1, TH2 и MORB в равновесии с пятью типами реститов: I — Pl + Cpx + Орх; II — Hbl + Pl ± Cpx ± Орх; III-IV — Hbl + Cpx + Pl + Grt; V — Cpx + Grt ± Hbl; Pl — плагиоклаз; Cpx — клинопироксен; Орх — ортопироксен; Hbl — амфибол; Grt — гранат

геохимических и изотопно-геохимических исследований пород печеркинской свиты позволяют уточнить тектонические условия их формирования.

Кислые вулканиты печеркинской свиты являются низкокалийевыми (относятся к толеитовой серии), известковыми, характеризуются низкой железистостью, обусловленной повышенной активностью H_2O , обнаруживают отчетливую Ta-Nb аномалию на мультиэлементных спектрах, унаследованную от источников субдукционного происхождения. Все эти вышеперечисленные геохимические признаки характерны для магматических пород, сформированных в надсубдукционных условиях. Кроме того, по ряду отношений геохимических элементов ($\text{Yb} + \text{Ta} / \text{Rb}$, $\text{Y} + \text{Nb} / \text{Rb}$, и $\text{Rb} / 30\text{-Hf-Ta-3}$), как показано на тектонических дискриминационных диаграммах (см. рис. 8), печеркинские породы располагаются в поле островодужных образований. Кислые вулканиты океанических островных дуг характеризуются высокими положительными ϵNd и низкими отношениями $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, что отражает ювенильный характер источников расплавов.

Печеркинские вулканиты обеднены РЗЭ, главным образом тяжелыми РЗЭ. Степень обеднения тяжелыми РЗЭ, Y величины $(\text{La} / \text{Yb})_{\text{N}}$ определяется присутствием роговой обманки в рестите, что, в свою очередь, зависит от давления (Watkins et al., 2007). Как показывают диаграммы отношений Al_2O_3 , Yb и Eu (рис. 12), вулканиты печеркинской свиты относятся к низкоглиноземистым океаническим разновидностям, формирование которых связано с частичным плавлением при давлении ~ 8 кбар в равновесии с Hbl + Pl ± Cpx ± Орх реститом (Turkina, 2000). Согласно уравнению Watson and Harrison (1983), содержание Zr позволяет оценить температуры насыщения циркона, т. е. температуры первичной магмы. Для кислых вулканитов печеркинской свиты с низкими концентрациями Zr от 54 до 71 г/т температура первичной магмы оценивается в диапазоне 750–790° C, что характерно для островодужных обстановок (ниже 800° C).

7. Заключение

В данном исследовании рассмотрен вещественный состав рудовмещающих кислых вулканитов печеркинской свиты северо-западной части Салаирского кряжа, это позволило обсудить их петрогенезис и источник магм, уточнить тектонические условия их формирования.

Кислые вулканиты печеркинской свиты представляют собой крайний член базальт-андезит-плагиориолитовой дифференцированной серии. Они характеризуются высоким содержанием кремнезема, являются низкокалиевыми, известковыми, характеризуются низкой железистостью, обладают низкими концентрациями РЗЭ, обнаруживают отчетливую Ta-Nb аномалию на мультиэлементных спектрах. Особенности геохимического и изотопного составов указывают на то, что магмы для печеркинских вулканитов были образованы путем частичного плавления пород нижней континентальной коры при давлении ~ 8 кбар (в равновесии с Hbl + Pl \pm Crx \pm Орх реститом) и температуре ~ 750 – 790° С. Породы характеризуются высокими значениями первичного отношения $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (0.706977) и высоким значением ϵNd (+6.36), что указывает на вклад мантийного компонента в источнике магмообразования. Мантийные изотопные характеристики печеркинских вулканитов могли быть унаследованы от ювенильной коры, сформированной в результате дифференциации мантийных магм. Совокупность геологических, геохимических и изотопно-геохимических данных свидетельствует о том, что вулканиты печеркинской свиты были сформированы в условиях океанической дуги (рис. 13).

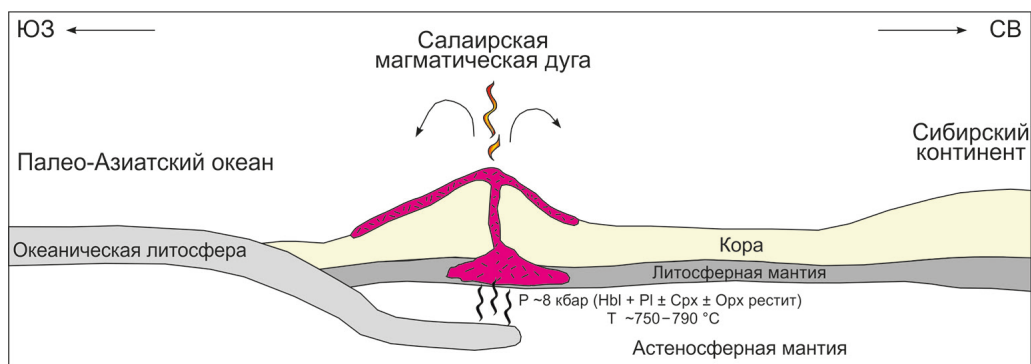


Рис. 13. Тектоническая модель формирования кислых вулканитов печеркинской свиты

Благодарности

Авторы признательны двум анонимным рецензентам за ценные комментарии, которые способствовали улучшению статьи.

Литература

- Бабин, Г. А., Владимиров, А. Г., Руднев, С. Н. (2003). Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области. *Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: матер. Всерос. совещ.* Новосибирск: Изд-во СО РАН, 24–26.
- Бабин, Г. А., Шокальский, С. П. (2017). Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 5, 19–37.
- Ветрова, Н. И., Ветров, Е. В., Летникова, Е. Ф., Солошенко, Н. Г. (2022). Возраст кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира: данные хемотратиграфии и U-Pb датирования циркона. *Геодинамика и тектонофизика*, 13 (2). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0597>
- Государственная геологическая карта Российской Федерации* (2015). Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44; Новосибирск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ.
- Зоненшайн, Л. П., Кузьмин, М. И., Натапов, Л. М. (1990). *Тектоника литосферных плит территории СССР*. М.: Недра.
- Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000* / Бабин, Г. А., Зейферт, Л. Л., Щигрев, А. Ф. и др. (2006). 3-е изд. Новокузнецк.
- Condie, K. C. (2001). *Mantle plumes and their record in Earth history*. Oxford: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511810589>
- De Paolo, D. J., Linn, A. M. and Schubert, G. (1991). The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *J. Geophys. Res.*, 96, B 2, 2071–2088.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. New York: John Wiley and Sons.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42, 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M. P. Cowards, A. C. Ries, eds. *Collisions tectonics*. *Geological Society* (London, Special Publ.), 19, 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Large, R. R., Gemmel, J. B., Paulick, H. and Huston, D. L. (2001). The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 96 (5), 957–971. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.5.957>
- Liew, T. C. and Hofmann, A. W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 129–138.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003). 3-01 — Composition of the Continental Crust. In: H. D. Holland, K. K. Turekian, eds. *Treatise on Geochemistry*, vol. 3, 1–64. Oxford, Elsevier-Pergamon. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Sun, S.-s. and McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society* (London, Special Publ.), 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publ.
- Turkina, O. M. (2000) Model geochemical types of tonalite-trondhjemite melts and their natural equivalents. *Geochemistry Int.*, 7, 704–717.
- Watkins, J. M., Clemens, J. D. and Treloar, P. J. (2007). Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 154, 91–110. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0181-0>

- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Wedepohl, K.-H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 59, 1217–1232. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. London, Unwyn Hyman. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977). Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)

Статья поступила в редакцию 3 декабря 2021 г.
Статья рекомендована к печати 15 октября 2022 г.

Контактная информация:

Ветрова Наталья Игоревна — pisareva@igm.nsc.ru
Ветров Евгений Валерьевич — vetrov@igm.nsc.ru
Летникова Елена Феликсовна — efletnik@igm.nsc.ru

Petrological model for formation of felsic volcanic rocks of the Pecherkinskaya Formation (northwestern part of the Salair Ridge)*

N. I. Vetrova, E. V. Vetrov, E. F. Letnikova

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences,
3, Koptyuga pr., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

For citation: Vetrova, N. I., Vetrov, E. V., Letnikova, E. F. (2022). Petrological model for formation of felsic volcanic rocks of the Pecherkinskaya Formation (northwestern part of the Salair Ridge). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 67 (4), 591–613. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.403> (In Russian)

The geochemical and isotopic (Nd, Sr) characteristics of felsic volcanic rocks of the Pecherkinskaya Formation in the northwestern part of the Salair Ridge were studied. These rocks are closely associated with industrially significant deposits and manifestations of gold- and silver-bearing pyrite-polymetallic formations with potentially gold-bearing weathering crusts on them. The study of the material composition of unaltered volcanic rocks of the Pecherkinskaya Formation is necessary for the reconstruction of the conditions of their formation, which contributes to estimation of the minerogenic potential of this formation and the conditions during the accumulation of ore matter. Felsic volcanic rocks of the Pecherkinskaya Formation are an extreme member of the basalt-plagioryolite series, have an extremely high-sodium type of alkalinity with a low potassium content, are calcareous and characterized by high silica contents, low iron content, have low REE concentrations, are enriched in Pb and U and depleted in Ta and Nb, are characterized by high values of $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+6.36) and primary ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.706977). The REE distribution spectra show a low degree of fractionation with a pronounced negative “europium anomaly”. The geochemical composition of the Pecherkinskaya Formation volcanic rocks indicates that primary magmas were formed by partial melting of rocks of the lower continental crust at a pressure of ~8 kbar in equilibrium with $\text{Hbl} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Opx}$ restite and a temperature of ~750–790 °C. The isotope-geochemical characteristics indicating the participation of depleted mantle in the source are probably

* The study was supported by the Russian Science Foundation, project no. 21-77-00022.

inherited from the juvenile crust, the rocks of which could have been formed as a result of differentiation of mantle magmas. Geological and geochemical features of felsic volcanic rocks of the Pecherkinskaya Formation are characteristic of igneous rocks formed under conditions of oceanic arcs.

Keywords: geochemistry, petrogenesis, felsic volcanism, Cambrian, Salair, Pecherkinskaya Formation, tectonic model.

References

- Babin, G. A. and Shokalsky, S. P. (2017). The main features of the geological structure of the Altai-Sayan folded region (tectonic zoning, stratigraphy, magmatism, history of geological development). *Geology and mineral resources of Siberia*, 6, 19–37. (In Russian)
- Babin, G. A., Vladimirov, A. G. and Rudnev S. N. (2003). Vendian-Cambrian volcanic belts of the Altai-Sayan folded region. In: *Modern problems of formational analysis, petrology and ore content of igneous formations: Mater. Vseros. Meeting*. Novosibirsk: Publ. House of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. Geo branch, 24–26. (In Russian)
- Condie, K. C. (2001). *Mantle plumes and their record in Earth history*. Oxford: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511810589>
- De Paolo, D. J., Linn A. M. and Schubert G. (1991). The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *J. Geophys. Res.*, 96, B 2, 2071–2088.
- Faure, G., (1986). *Principles of Isotope Geology*. New York: John Wiley and Sons.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42, 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M. P. Cowards and A. C. Ries, eds. *Collisions tectonics. Geological Society* (London, Special Publ.), 19, 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Large, R. R., Gemmel, J. B., Paulick, H. and Huston, D. L. (2001). The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 96 (5), 957–971. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.5.957>
- Legend of the Altai-Sayan series of sheets of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000* / Babin, G. A., Zeifert, L. L., Shchigrev, A. F. et al. (2006). 3rd ed. Novokuznetsk. (In Russian)
- Liew, T. C. and Hofmann, A. W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 129–138.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003). 3-01 — Composition of the Continental Crust. In: H. D. Holland, K. K. Turekian, eds. *Treatise on Geochemistry*, vol. 3, 1–64. Oxford: Elsevier-Pergamon. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- State geological map of the Russian Federation* (2015). Scale 1:1,000,000 (third generation). Altai-Sayan series. Sheet N-44; Novosibirsk. Explanatory note. St Petersburg: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Sun, S.-s. and McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society* (London, Special Publ.), 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Turkina, O. M. (2000). Model geochemical types of tonalite-trondhjemite melts and their natural equivalents. *Geochemistry Int.*, 7, 704–717.
- Vetrova, N. I., Vetrov, E. V., Letnikova, E. F. and Soloshenko, N. G. (2022). Age of the Kinterep Formation of Northwestern Salair: chemostratigraphic and U-Pb zircon dating data. *Geodynamics and tectonophysics*, 13 (2s). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0597> (In Russian)

- Watkins, J. M., Clemens, J. D. and Treloar, P. J. (2007). Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 154, 91–110. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0181-0>
- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Wedepohl, K.-H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1217–1232. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. London, Unwyn Hyman. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977). Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zonenshain, L. P., Kuzmin, M. I. and Natapov, L. M. (1990). *Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR*. Moscow: Nedra Publ. (In Russian)

Received: December 3, 2021

Accepted: October 15, 2022

Authors' information:

Natalia I. Vetrova — pisareva@igm.nsc.ru

Evgeny V. Vetrov — vetrov@igm.nsc.ru

Elena F. Letnikova — efletnik@igm.nsc.ru