

УДК 552.313.8

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ ПОРОДЫ МАРСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНА ПОЗДНЕГО РИФЕЯ, БИРЮСИНСКИЙ ВЫСТУП, ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2024 г. А. Э. Изох^{1,*}, Е. Ф. Летникова¹, И. А. Избродин¹,
А. В. Иванов¹, С. И. Школьник^{1,2}, А. Г. Дорошкевич¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: izokh@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 04.07.2023 г.

После доработки 05.09.2023 г.

Принята к публикации 09.10.2023 г.

Исследования были сосредоточены в междуречье Мара–Каменка–Уват Бирюсинского выступа фундамента Сибирской платформы, где более полувека назад при поисковых работах на марганец был выделен Марский палеовулкан. Однако специфические вулканогенно-осадочные породы рассматривались в составе карагасской серии позднего рифея. Проведенные нами минералогические и петрографические исследования позволили установить широкое распространение высококалийевой пирокластике, игнимбритов, трахибазальтов, свидетельствующее о субаэральном взрывном характере вулканизма Марского вулкана. Возраст высококалийевого вулканизма определен на основе U–Th–Pb датирования циркона как 640 млн лет. Lu–Hf изотопная систематика циркона указывает на связь этого вулканизма с магмами мантийного генезиса. Состав и время образования изученных пород не позволяют соотносить их, как это считалось ранее, с осадочными позднерифейскими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками карагасской серии и долеритами нерсинского интрузивного комплекса. Специфические минералого-петрографические особенности изученных пород позволяют использовать их как региональный стратиграфический репер.

Ключевые слова: высококалийевая пирокластика, зиминский щелочной интрузивный комплекс, поздний рифей, Присяянье

DOI: 10.31857/S0869592X24040031, EDN: CMIQAN

ВВЕДЕНИЕ

В Бирюсинском Присяянье на юге Сибирской платформы широко распространены магматические комплексы щелочных пород и карбонатитов позднего рифея, относимые к зиминскому интрузивному комплексу: Белозиминский (643 ± 4 млн лет и 645 ± 6 млн лет; Ярмолюк и др., 2005 и Doroshkevich et al., 2016 соответственно), Жидойский (632 ± 2 млн лет; Ярмолюк и др., 2005), Большетагнинский (644 ± 9 млн лет; Савельева и др., 2022) массивы (рис. 1). На широкое проявление в позднем рифее щелочного вулканизма, в том числе и высококалийевого (лампроитового), на этой территории указывал в своих работах К.Н. Егоров с соавторами (2010). Неопротерозойский рифтогенный магматизм на юге и юго-западе Сибирского кратона связывают с распадом суперконтинента Родиния в позднем докембрии в интервале 700–600 млн лет (Ярмолюк и др., 2005). При этом отклика этого тектономагматического события

в позднедокембрийских осадочных последовательностях юга Сибирской платформы до настоящего момента не было установлено. Считалось, что в неопротерозое накопление осадочных пород Бирюсинского Присяянья происходило в обстановках мелководного шельфа в достаточно короткий интервал времени (Метелкин, 2012). При этом повсеместно в позднедокембрийских разрезах, представленных в основном породами карагасской серии, установлено широкое присутствие долеритов нерсинского комплекса с возрастными 787–718 млн лет (Гладкочуб и др., 2012; Романова и др., 2012), что ограничивает верхнюю границу осадконакопления этой серии.

Традиционно источниками поступления обломочного материала в осадочные бассейны Сибирской платформы считаются породы ее раннедокембрийского фундамента, а также магматические и вулканические образования, связанные с различными этапами ее тектономагматической активизации. В результате их разрушения происходило накопление осадков, где, как правило, обломки кварца

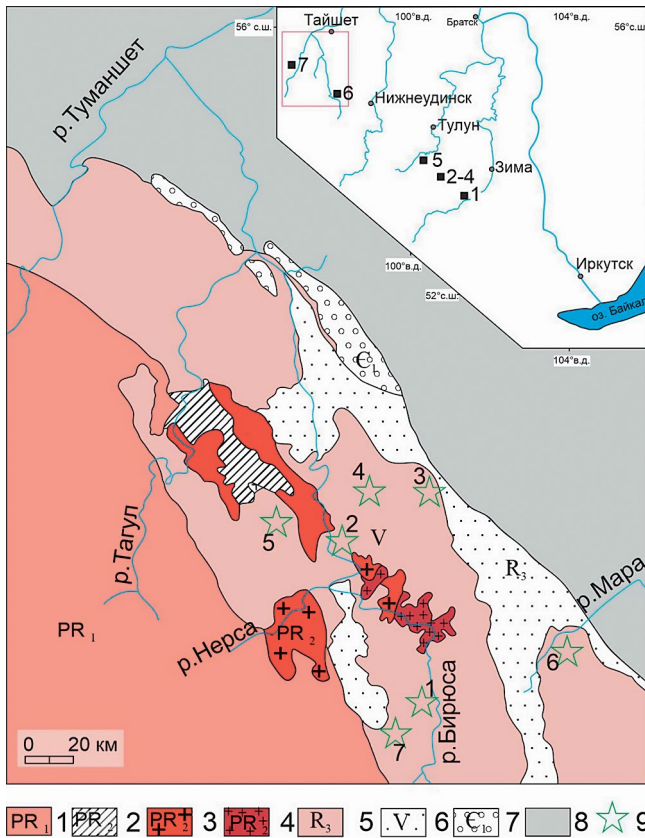


Рис. 1. Схема геологического строения Бирюсинского Присяянья по (Геологическая..., 2012).

1 – бирюсинская серия, PR₁; 2 – сублукская серия, PR₂; 3 – саянский интрузивный комплекс, PR₂; 4 – бирюсинский интрузивный комплекс, PR₂; 5 – карагасская серия, R₃; 6 – оселковская серия, V; 7 – усть-тагульская свита, E₁; 8 – палеозойские породы Сибирской платформы; 9 – палеовулканы Бирюсинского Присяянья (1 – Бирюсинский-1, 2 – Бирюсинский-2, 3 – Изанский, 4 – Слюдянский, 5 – Тайшетский, 6 – Марский, 7 – Кременьшетский). На врезке показан район проведения исследований. Черные квадраты – выходы позднекембрийских щелочных и высококалийевых пород юго-западной части Сибирской платформы: 1 – лампроиты; 2–4 – щелочные породы Белозиминского, Жидойского, Большетагнинского массивов соответственно; 5, 6 – ультракалийевые трахиты; 7 – слюдяные пикриты (Егоров и др., 2010).

значительно преобладали над другими. При этом в осадочных последовательностях позднего докембрия в южной части платформы встречаются обломочные породы, где среди обломков доминирует калиевый полевой шпат при подчиненном количестве кварца и плагиоклаза. Они характеризуются высокими содержаниями K₂O (5–14 мас.%) и низкими Na₂O (табл. 1). Высококалийевые породы ни в одном из изученных нами коренных обнажений не находятся в контакте с осадочными породами карагасской серии, а представляют собой отдельные, часто протяженные, обособленные фрагменты красноцветных

последовательностей. В них наблюдается переслаивание обломочных пород от мелко- до грубозернистых, с текстурами от массивных до слоистых. Повсеместно встречаются конглобрекции гравелитовой размерности, в которых при петрографических исследованиях определены измененные обломки вулканических пород. Высококалийевые породы резко отличаются по петрографическому, минеральному и геохимическому составу от кварцевых и кварц-двуполевошпатовых терригенных отложений карагасской серии, пород возможных источников сноса метаморфических пород фундамента Бирюсинской глыбы (сублукская свита) и гранитов саянского комплекса, но имеют общие геохимические характеристики с щелочными магматическими породами позднерифейского зиминского комплекса (Летникова и др., 2021). Эта их особенность оставалась до сих пор без должного внимания.

Цель настоящей статьи – показать, что формирование высококалийевых пород междуречья Мара–Каменка–Уват происходило в результате импульса эксплозивного вулканизма, синхронного с щелочным магматизмом зиминского комплекса (640 млн лет), и их отнесение к карагасской серии не правомерно.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Химические характеристики высококалийевых пород (петрогенные, редкие и редкоземельные элементы) получены методами РФА и ICP-MS в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) СО РАН, Новосибирск.

Выделение циркона для U–Th–Pb датирования проводилось в ЦКП МИИ СО РАН по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Отбор монофракции циркона для изотопного анализа осуществлялся вручную под бинокулярным микроскопом. Внутреннее строение зерен циркона было изучено на сканирующем микроскопе JEOL JSM 6510LV (ЦКП МИИ СО РАН) в режиме катодолуминесценции. Определение U–Th–Pb возраста зерен циркона проводилось методом LA-ICP-MS в ГЕОХИ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре Element XR (Thermo Finnigan) с системой лазерной абляции UP-213 с диаметром кратера 30–40 мкм. Для калибровки и контроля измерений в работе использованы стандарты цирконов GJ и 91500. Подробное описание методики представлено в работе (Костицын, Аносова, 2013). Полученные данные обрабатывали с помощью программы Glitter (van Achterbergh et al., 1999). Для цирконов древнее 1000 млн лет за возраст их кристаллизации в исходной породе принималось значение, рассчитанное по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, а для более молодых цирконов – по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Таблица 1. Содержания породообразующих оксидов (мас.%), малых и редкоземельных элементов (мкг/г) в высококальциевых породах, докембрийских кристаллических сланцах и гранитоидах Бирюсинского Присяянья

Компонент	Номер образца					
	M41/07	C38/07	A-542-81	A-543-81	K13/14	1097
SiO ₂	53.97	75.38	51.97	61.71	67.37	71.97
TiO ₂	0.58	0.43	0.61	0.73	0.76	0.24
Al ₂ O ₃	10.35	11.65	14	16.24	14.7	14.15
Fe ₂ O ₃ *	1.82	1.09	5.58	4.94	6.3	2.81
MnO	0.08	0.01	0.07	0.12	1.94	0.01
MgO	5.18	0.15	3.04	0.18	0.33	0.69
CaO	7.88	0.46	4.72	0.07	0.95	0.26
Na ₂ O	0.02	0.07	0.15	0.11	4.66	3.22
K ₂ O	8.24	9.54	12.01	14.11	0.09	4.83
P ₂ O ₅	0.1	0.33	0.21	0.05	0.1	0.08
H ₂ O-	0.04	0.09	–	–	0.03	0.25
Ппп	0.09	0.24	–	–	2.36	1.41
CO ₂	11.69	0.06	–	–	–	<0.06
Сумма	100.04	99.5	92.36	98.26	99.59	99.92
Rb	87.92	118.56	146.84	168.01	–	290
Sr	43.29	29.11	19.33	18.47	–	60
Y	12.94	20.94	26.22	28.99	–	17
Zr	241.6	295.14	–	–	–	150
Nb	10.5	7.32	–	–	–	24
Ba	306	517.60	355.66	515.70	–	300
La	24.57	30.06	43.53	49.81	–	59.15
Ce	53.97	65.48	83.59	93.23	–	134.28
Pr	5.475	7.29	10.02	11.47	–	15.26
Nd	20.69	26.82	34.54	37.50	–	49.48
Sm	3.63	4.90	6.06	6.63	–	8.6
Eu	0.72	0.97	1.20	1.31	–	0.51
Gd	2.27	4.01	5.64	5.77	–	6.1
Tb	0.37	0.56	0.83	0.91	–	0.7
Dy	2.14	3.38	4.85	5.17	–	4.12
Ho	0.47	0.71	0.91	1.02	–	0.72
Er	1.24	1.99	2.64	2.87	–	2.03
Tm	0.18	0.31	0.40	0.43	–	0.29
Yb	1.28	2.09	2.50	2.67	–	2.09
Lu	0.22	0.30	0.34	0.37	–	0.29
Th	5.24	9.07	–	–	–	41.41
U	1.78	1.50	2.72	3.24	–	5.15

Примечание. Пробы M41/07, C38/07, A-542-81, A-543-81 – высококальциевые породы, проба K13/14 – кристаллические сланцы сублукской свиты протерозоя, проба 01097 – двуслюдяной гранит Бирюсинского массива (Донская и др., 2014).

Все нижеприведенные исследования проводились в ЦКП МИИ СО РАН. Спектры комбинационного рассеяния минералов получены на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR800, оснащенном 1024-пиксельным CCD-детектором с 1800 г/мм решеткой, совмещенном с микроскопом Olympus (объективы 50× и 100× LMPLFLN), и с использованием твердотельного лазера

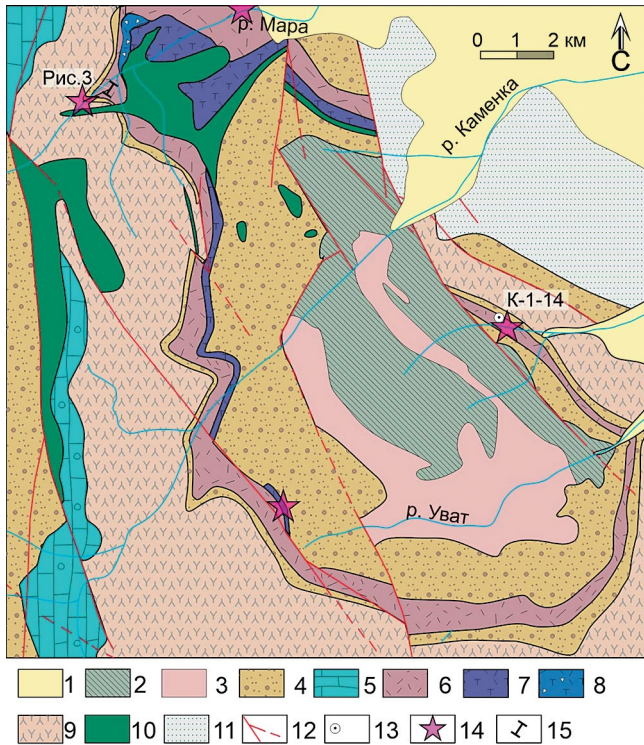


Рис. 2. Схема геологического строения Марского вулканического поля (по Бессолицын и др., 1969), с упрощением и дополнением.

1 – четвертичные отложения; 2, 3 – вулканогенно-осадочные толщи довендского фундамента: 2 – осадочно-метаморфические отложения (нерасчлененные); 3 – вулканиды кислого состава; 4, 5 – карагасская серия: 4 – конгломератово-песчанниковые (континентальные) отложения, 5 – карбонатные отложения; 6 – вулканогенные отложения Марского палеовулкана (нерасчлененные); 7 – щелочные игнимбристы; 8 – брекчии оседания кальдерные (?); 9 – карбонатно-терригенно-туфогенные отложения; 10 – габбро-диабазы, габбро нерсинского комплекса; 11 – осадочные отложения оселковой серии; 12 – разрывные нарушения; 13 – место отбора и номер пробы для U–Pb изотопно-геохронологических исследований; 14 – место отбора проб для минералого-петрографических и геохимических исследований; 15 – местоположение сводного разреза (рис. 3).

с длиной волны 532 нм. Калибровка рамановского смещения проводилась относительно стандарта пика кремния, при $520.5 \pm 1 \text{ см}^{-1}$.

Исследования текстурно-структурных характеристик пород и состава минералов проводились на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan MIRA 3 LMU с ускоряющим напряжением 15 кВ и током 1.5 нА, с помощью энергодисперсионной рентгеновской приставки INCA Energy 450 X-Max 80 Oxford Instruments, совмещенной с СЭМ, и программы микроанализа Oxford Instruments INCA 5.05. Химический состав апатита определен на микронзонде Camebax-micro, при 20–25 нА и 20 кВ, время анализа для каждого элемента 10 с.



Рис. 3. Сводный разрез вулканогенно-осадочных отложений междуречья Мара–Каменка (по Бессолицын и др., 1969).

Для анализа подбирались зерна размером более 10 мкм (размер пучка зонда 2 мкм). Для калибровки в качестве стандартов использовались синтетический хлорапатит и природный фторапатит.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наши исследования были сосредоточены в междуречье Мара–Каменка–Уват (рис. 1, 2), где более полувека назад при поисковых работах на марганец был выделен Марский палеовулкан, располагающийся на Уватском поднятии (Бессолицын и др., 1969). Авторы этого тематического отчета считали, что туфобрекчии бассейна р. Мара относятся к остаткам кальдерных образований бимодально-рифтогенного вулканизма. На существование вулканической постройки в этом районе, по их мнению, указывали находки псефитовых туфов в бассейне р. Каменка и наличие слоев игнимбристов щелочных порфиров. О близости вулканического очага свидетельствовали включения лапилли щелочных порфиров и признаки фумарольной деятельности (гематитизация, карбонатизация). По аналогии с Марским палеовулканом, по находкам вулканических брекчий в нижней части второй

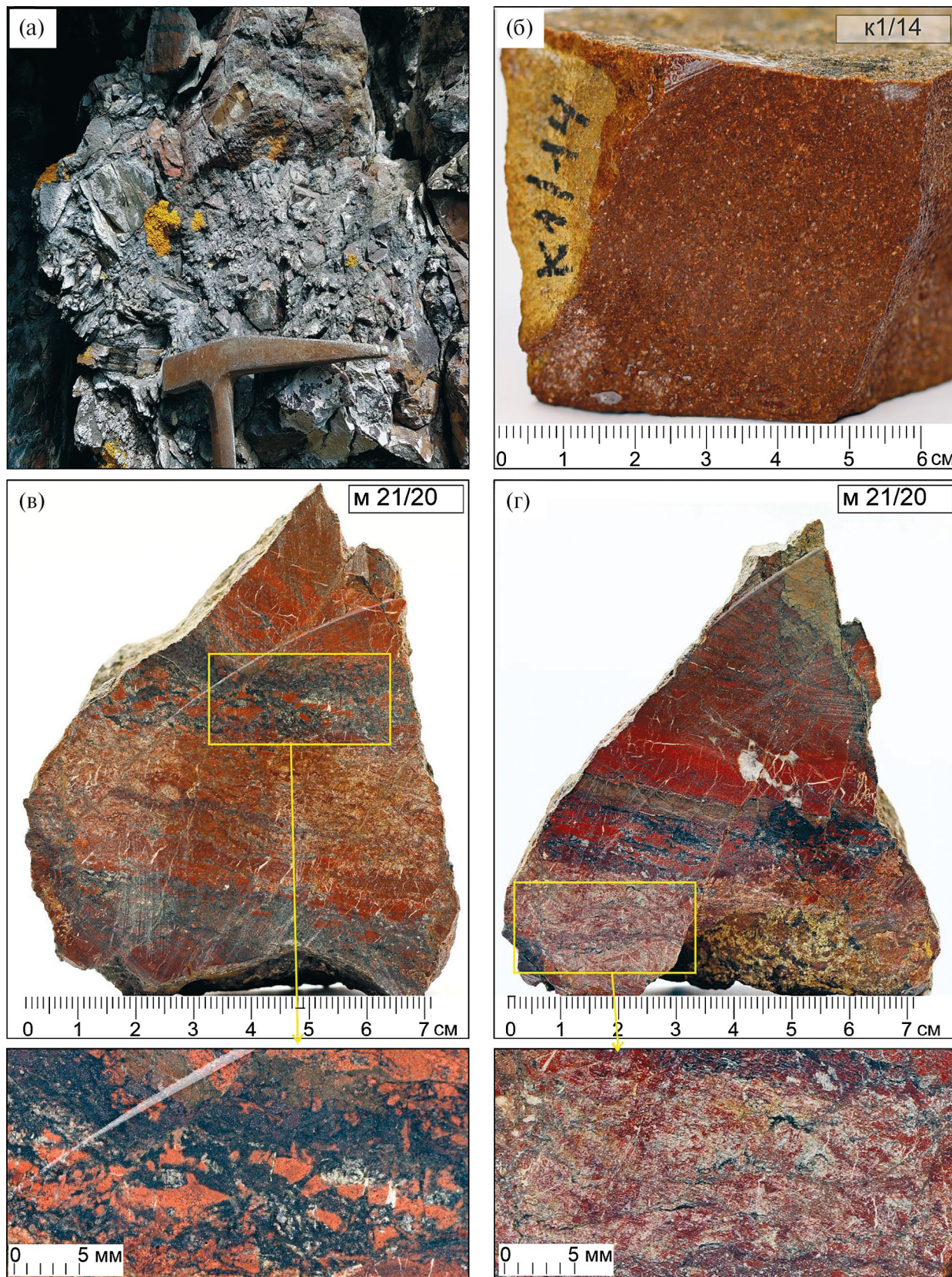


Рис. 4. Фотографии образцов Марского палеовулкана.

(а) – обнажение туфобрекчий; (б) – обр. К1/14-20: туфопесчаник, в котором проводилось U–Pb датирование по циркону; (в, г) – обр. М21/20: переслаивание лиловых туфов и игнимбритов. Фото авторов.

пачки шангульезской свиты были выделены Кремьшетский, Бирюсинский-1, Бирюсинский-2, Изанский, Слюдянский и Тайшетский палеовулканы (рис. 1). Эти вулканы извергали базальтовые, трахитовые и кислые высококалийевые лавы и туфы с высокой степенью эксплозивности (Бессолицын и др., 1969). Однако в дальнейшем эти геолого-съёмочные и поисковые материалы не получили должного развития и вулканогенно-осадочные отложения были забыты и включены в осадочную карагасскую серию, а проявленные здесь трахидолериты и трахибазальты были отнесены к интрузивному нерсинскому комплексу.

В междуречье Мара–Каменка–Уват вулканогенно-осадочные породы подстилаются мощной толщей кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, полимиктовых конгломератов, относимых к карагасской серии. Мощность

вулканогенно-осадочной толщи 100–125 м. Сводный разрез вулканогенно-осадочных отложений междуречья Мара–Каменка–Уват в северной части Марского палеовулкана показан на рис. 3.

Нами было проведено полевое изучение вулканогенно-осадочных пород эталонного разреза Марского палеовулканического поля (рис. 2, 3). Главное внимание было уделено обоснованию вулканогенной природы этих пород и их составу. В изученном разрезе действительно присутствуют игнимбриты (рис. 4), туфобрекчии, туфы и туффиты, которые переслаиваются с песчаниками и алевролитами (рис. 5а, 5в). Для высококалийевых пород (содержание K_2O достигает 5–14 мас.%) характерны лилово-вишневые и красноватые оттенки, что обусловлено присутствием калиевого полевого шпата и гематита. Отмечаются туфобрекчии (рис. 4а), туфопесчаники (рис. 4б) и туфоалевролиты (рис. 4в) со слабо

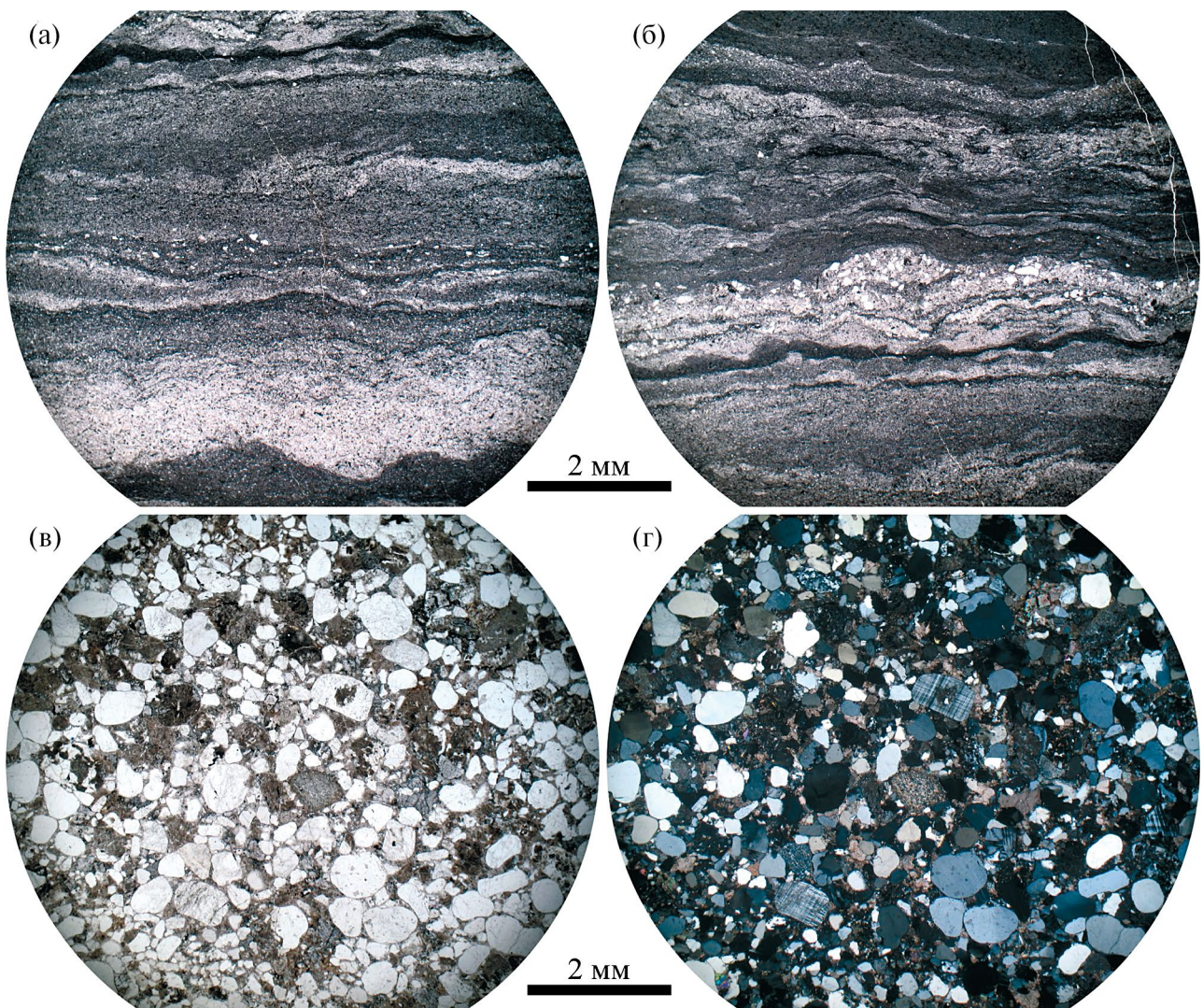


Рис. 5. (а, б) Тонкое переслаивание витрокристаллокластических туфов, туфоалевролитов и песчаников с туфовым материалом (обр. МР15-21), николи параллельны; (в, г) песчаник с примесью вулканогенного материала (обр. МР16-21): (в) – николи параллельны, (г) – николи скрещены. Фото шлифов.

проявленной слоистостью. В последних отсутствуют литокласты, кристаллокласты представлены только калиевым полевым шпатом с повышенным содержанием бария. В других прослоях проявлена тонкая слоистость, обусловленная чередованием туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов. При этом в тонкозернистых туффитах отмечаются трещины усыхания, что свидетельствует о наземном характере извержений. Для прослоев туфов характерна грубая сортировка материала и присутствие небольших литокластов базальтов и риолитов. Кристаллокласты представлены лейстами калиевого полевого шпата. В некоторых образцах отмечается чередование слоистых и пористых туфов с карбонатным цементом. Часто в разрезе отмечается тонкое переслаивание витрокристаллокластических туфов и песчаников с примесью туфового материала. В туфовых прослоях кристаллокласты представлены калиевым полевым шпатом (ортоклазом) и остроугольным или

неокатанным кварцем, тогда как в песчаниках кварц окатанный. Плагийоклаз в вулканогенных породах отсутствует. Полевые шпаты в песчаниках представлены микроклином и кислым плагийоклазом, из акцессорных минералов присутствует турмалин. Подобные минералы характерны для пород фундамента Бирюсинской глыбы (сублукская свита) и гранитов саянского комплекса, подстилающих вулканогенно-осадочную пачку.

Туфобрекчии встречаются в разрезе ограниченно, что согласуется с данными отчета (Бессолицын и др., 1969). В грубослоистом несортированном витрокристаллокластическом туфе присутствуют остроугольные обломки вулканических пород (рис. 6), туфов и туфопесчаников различной зернистости. Среди вулканических обломков отмечаются трахиты, фельзиты. Встречаются также фрагменты риолитовых лавобрекчий с обломками кварцевого трахита. Размер обломков от 0.5 до 5 мм.

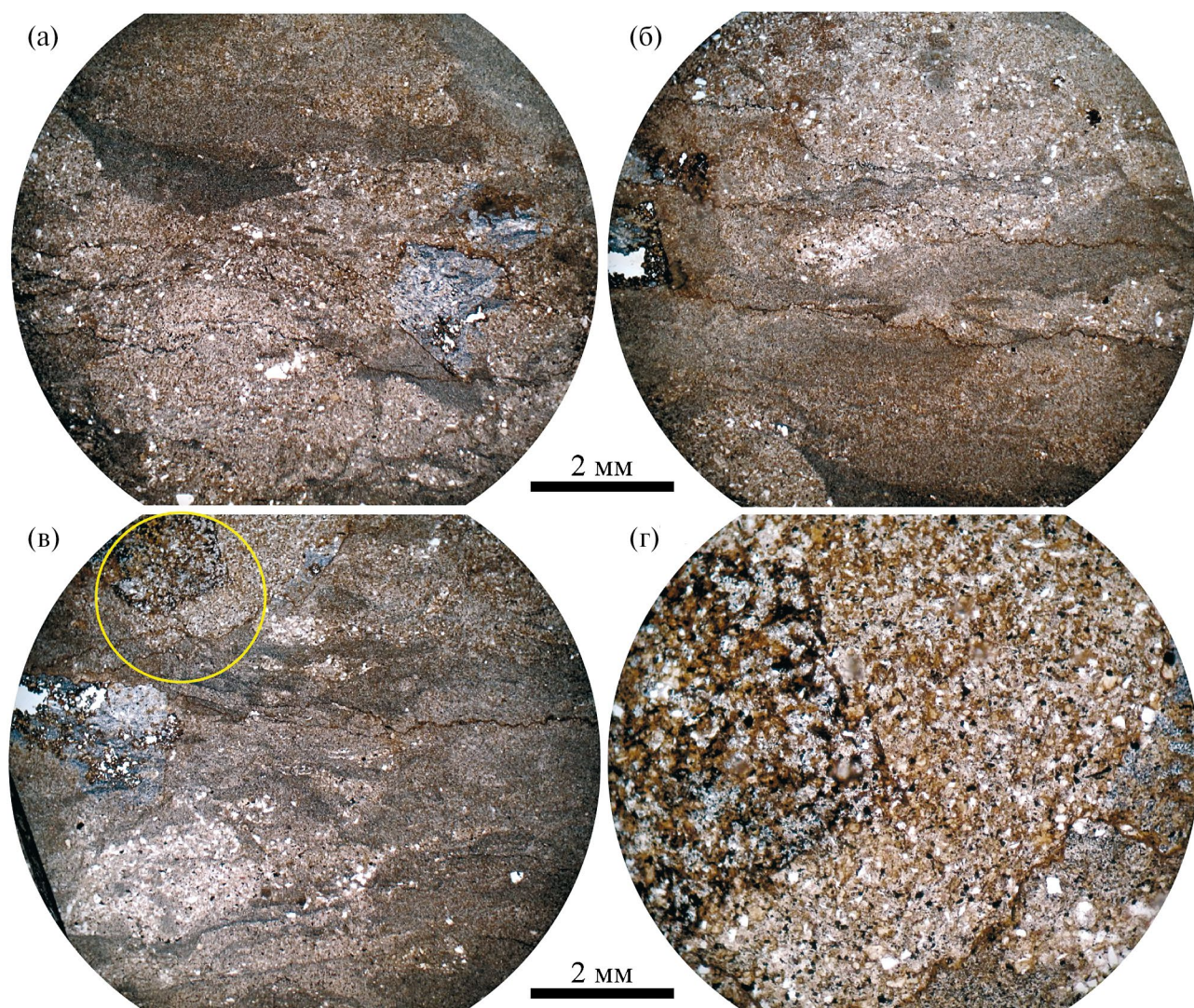


Рис. 6. Туфобрекчия с фрагментами высококальциевых трахириолитов, лавобрекчий, туфов и туфопесчаников (обр. М1-20). Николи параллельны. Фото шлифов.

Таблица 2. Химический состав минералов (мас.%) из вулканокластических пород Марского вулкана

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{total}	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	V ₂ O ₃	Сумма
КПШ-I										
M5-20	65.34	—	18.42	—	—	—	16.55	—	—	100.31
M8-20	65.19	—	18.37	—	—	—	16.36	—	—	99.91
M23-20	64.67	—	18.48	0.22	—	—	16.55	—	—	99.92
M2-20	64.8	—	18.35	0.6	—	—	16.42	—	—	100.17
M11-20	64.99	—	18.42	0.26	—	—	16.5	—	—	100.18
КПШ-II										
M35-20	64.61	—	18.48	—	—	0.51	15.84	0.28	—	99.72
M23-20	64.82	—	18.59	—	—	0.46	16.01	0.33	—	100.22
M23-20	64.89	—	18.57	—	—	0.63	15.52	0.78	—	100.39
M23-20	65.31	—	19.06	—	—	0.2	16.25	1.14	—	101.97
M34-20	63.26	—	18.95	—	—	0.49	15.35	1.33	—	99.37
Анализ										
M1-20	0.22	97.16	0.6	1.11	—	—	1.67	—	—	100.76
M8-20	0.32	99.72	0.47	0.30	—	—	—	—	—	100.81
M11-20	0.56	98.28	0.85	0.71	—	—	0.36	—	—	100.76
M15-20	0.45	99.13	0.28	0.93	—	—	0.16	—	—	100.95
M23-20	—	99.08	0.68	0.83	—	—	—	—	—	100.59
Магнетит										
M5-20	0.66	0.43	0.36	92.12	0.63	—	0.95	—	0.25	95.40
M11-20	—	0.52	0.89	91.60	0.70	—	0.22	—	0.25	94.18
M30-20	0.36	0.52	0.68	89.84	0.30	—	0.22	—	0.37	92.29
M35-20	0.32	0.35	0.98	92.08	—	—	0.24	—	0.26	94.23
M34-20	0.43	0.27	1.32	90.26	0.45	—	0.84	—	—	93.57
Титаномагнетит										
M1-20	0.98	10.41	1.02	81.95	—	—	0.31	—	0.27	94.94
M1-20	1.99	11.51	0.87	78.49	—	—	0.58	—	0.27	93.71
M1-20	0.48	23.32	0.81	69.29	—	—	0.16	—	—	94.06
Ильменит										
M1-20	2.12	34.20	0.92	62.33	—	—	0.24	—	0.28	100.09
M1-20	0.51	24.82	0.86	73.73	—	—	0.23	—	0.00	100.14
M1-20	0.34	32.94	0.68	63.00	—	—	0.15	—	0.00	97.10
M1-20	0.56	37.08	0.20	62.38	—	—	—	—	0.00	100.22
M29-20	0.34	46.07	0.00	52.45	0.48	—	0.23	—	0.00	99.58

Примечание. Прочерк — содержание элемента ниже предела чувствительности.

Мелкозернистый матрикс породы сложен однородным кварц-калиевополевошпатовым агрегатом, в котором присутствуют анатаз, циркон, монацит, ксенотим и фторapatит. Наблюдаются сростки циркона и ксенотима. Кварц отмечается в виде

как мелких остроугольных неориентированных обломков (кристаллокласты), так и окатанных зерен. Также отмечаются кристаллокласты калиевого полевого шпата. Характерна сильная гематитизация. В значительном количестве встречается хлорит,

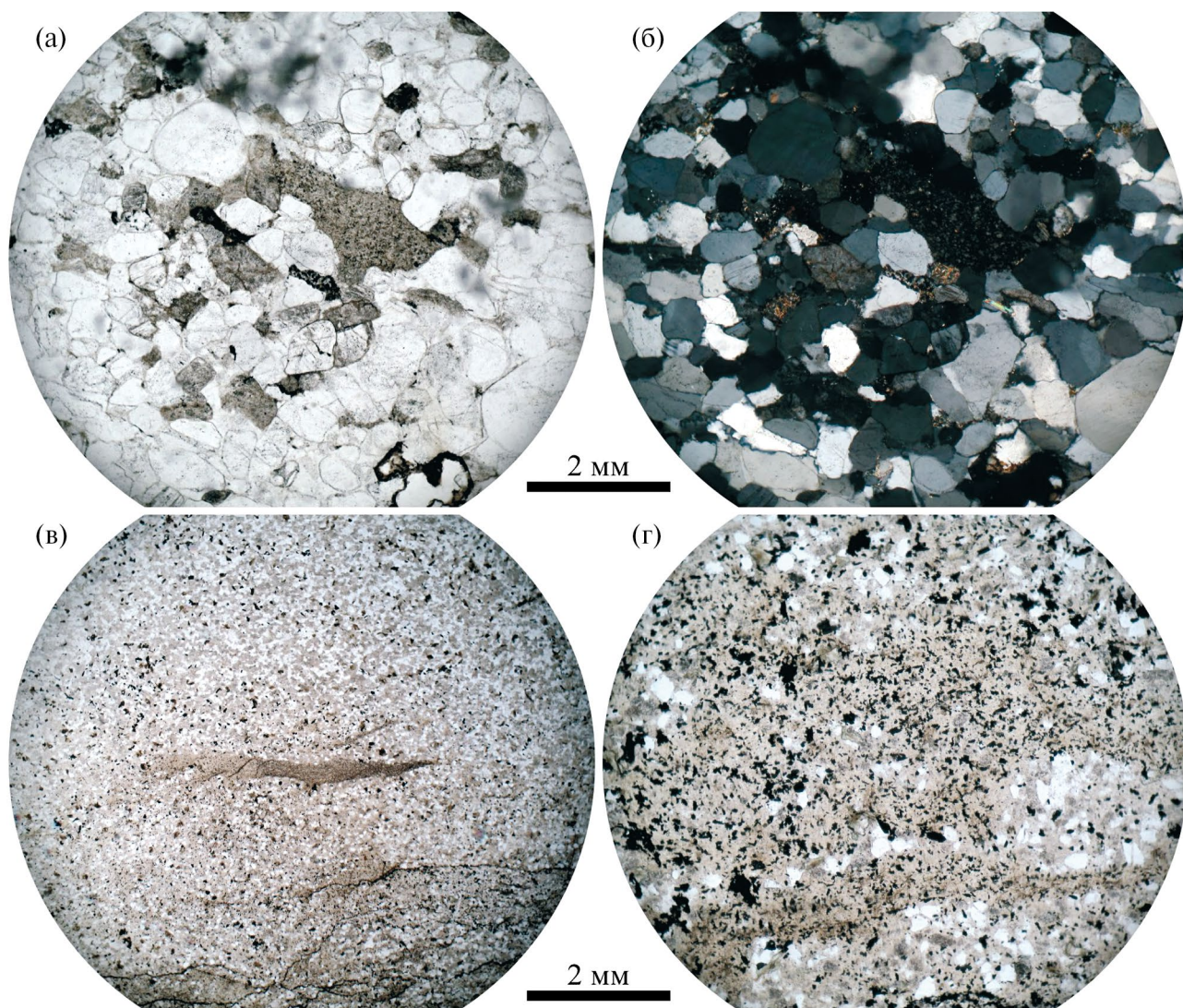


Рис. 7. (а, б) Литовитрокристаллокластический туфопесчаник с неокатанными литокластами трахитов (обр. М10-20): (б) – николи скрещены; (в, г) литовитрокристаллокластический туфопесчаник с фьямме трахитов и лапилли вулканического стекла (обр. М11-20): (г) – увеличение 10, николи параллельны. Фото шлифов.

который развивался по биотиту. В трахите в калиевом полевоом шпате из матрикса, в отличие от минерала вкрапленников, отсутствует примесь бария (табл. 2). Валовый состав матрикса по анализу площади на СЭМ соответствует кварцевому трахиту. Характерно полное отсутствие плагиоклаза как во вкрапленниках, так и в матриксе. Встречаются кристаллокласты клинопироксена (титанавгита) и титаномагнетита со структурами распада (ильменит и ульвошпинель), что указывает на присутствие базитов в составе вулканической постройки. В более крупнозернистых участках преобладают окатанные зерна кварца и присутствует микроклин, что не характерно для туфовых прослоев.

Наиболее широко в разрезе представлены литовитрокристаллокластические туфопесчаники

с литокластами и фьямме трахитов (рис. 7). Присутствие фьямме позволяет рассматривать эти породы как игнимбриты, которые были подробно описаны в этом районе ранее (рис. 3) (Бессолицын и др., 1969). В туфопесчаниках наблюдается грубая слоистость, при этом отсутствуют признаки градиционной слоистости и ориентировка зерен кварца и калиевого полевого шпата. В обр. М10/20 отмечаются неокатанные литокласты закаленных трахитов (рис. 7а, 7б), тогда как в обр. М11/20 встречаются фьямме трахитового состава, которые ориентированы согласно слоистости (рис. 7в, 7г). Также в этом интервале широко проявлены стекловатые фрагменты неправильной формы, без резких контактов с обломочным материалом.

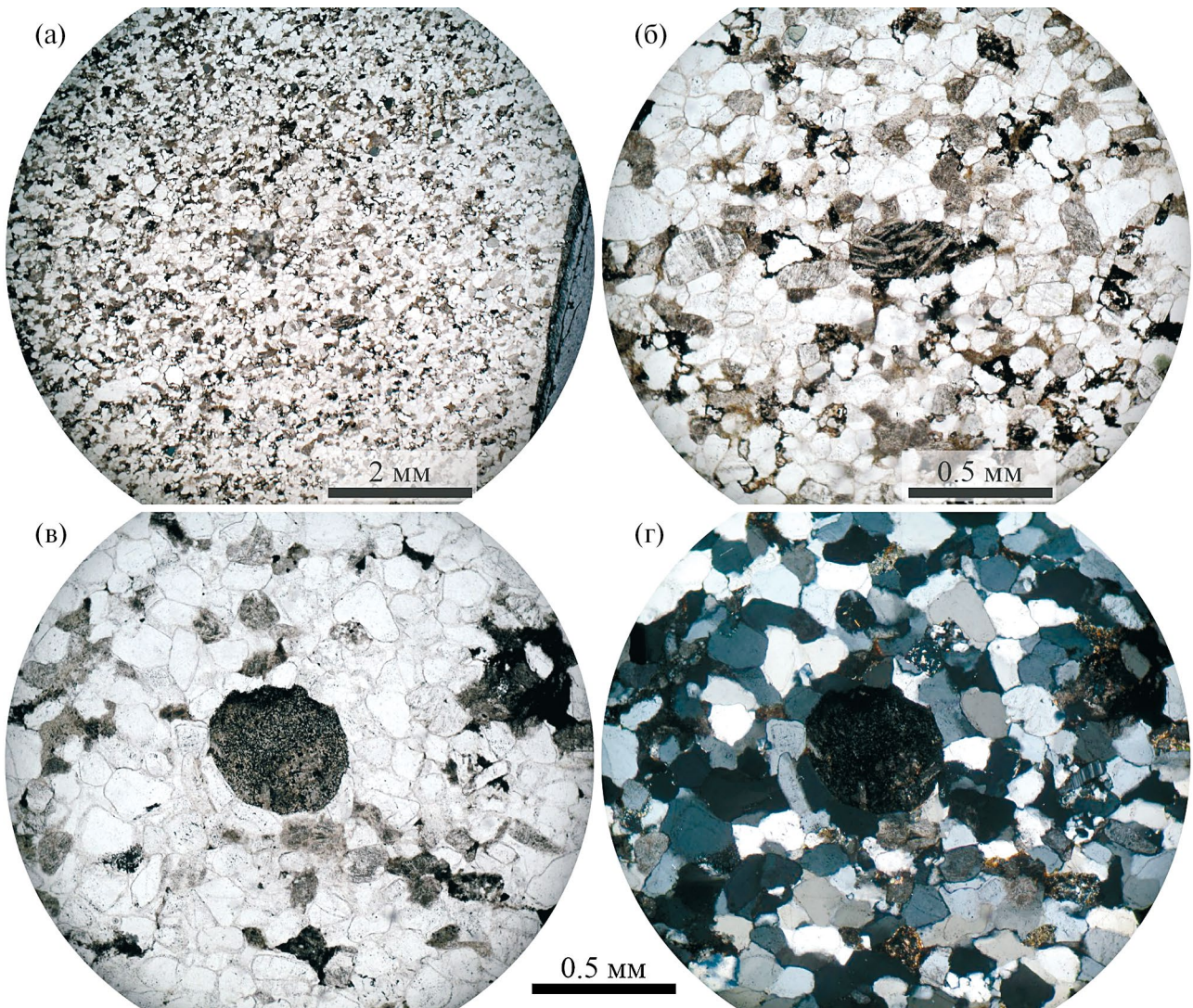


Рис. 8. (а, б) Массивный розовый литовитрокристаллокластический туфопесчаник с неокатанными литокластами трахитов (обр. М7-20); (в, г) розовый литовитрокристаллокластический туфопесчаник с окатанными литокластами трахитов (обр. М8-20). (а) – увеличение 2,5, (б, г) – увеличение 10; (в) – николи параллельны, (г) – николи скрещены. Фото шлифов.

Аксессуарные минералы представлены тем же набором, что и в туфобрекчии: фторапатит, монацит, анатаз, циркон, которые располагаются исключительно в калиевополевошпатовом матриксе, что позволяет связывать их с высококалийным вулканизмом. В некоторых зернах апатита наблюдается обогащение стронцием их центральной части. Встречаются зональные кристаллы циркона, при этом наблюдается обрастание внешних зон монацитом. Отмечаются сростки монацита с фторапатитом, магнетитом и гематитом.

В разрезе встречаются слоистые туфопесчаники с фрагментами трахитов, кристаллокластами кварца и калиевого полевого шпата и окатанными зернами кварца, микроклина. Литокласты представлены неокатанными фрагментами калиевых трахитов (рис. 8).

Вкрапленники сложены лейстами калиевого полевого шпата с повышенным содержанием бария. Также отмечаются неокатанные фрагменты измененного стекла. В обломочном материале преобладает кварц. Присутствует нерешетчатый калиевый полевой шпат (ортоклаз) и решетчатый микроклин. Из аксессуарных минералов отмечаются фторапатит, анатаз, циркон, монацит, а также турмалин, который не характерен для вулканогенного материала. Широко развит мусковит, который также не характерен для вулканогенных пород. Присутствие микроклина, мусковита и турмалина свидетельствует о размыве пород фундамента вулканической постройки.

Среди туфопесчаников встречаются отдельные маломощные прослои тонкозернистых туфов, сложенные остроугольными кристаллокластами

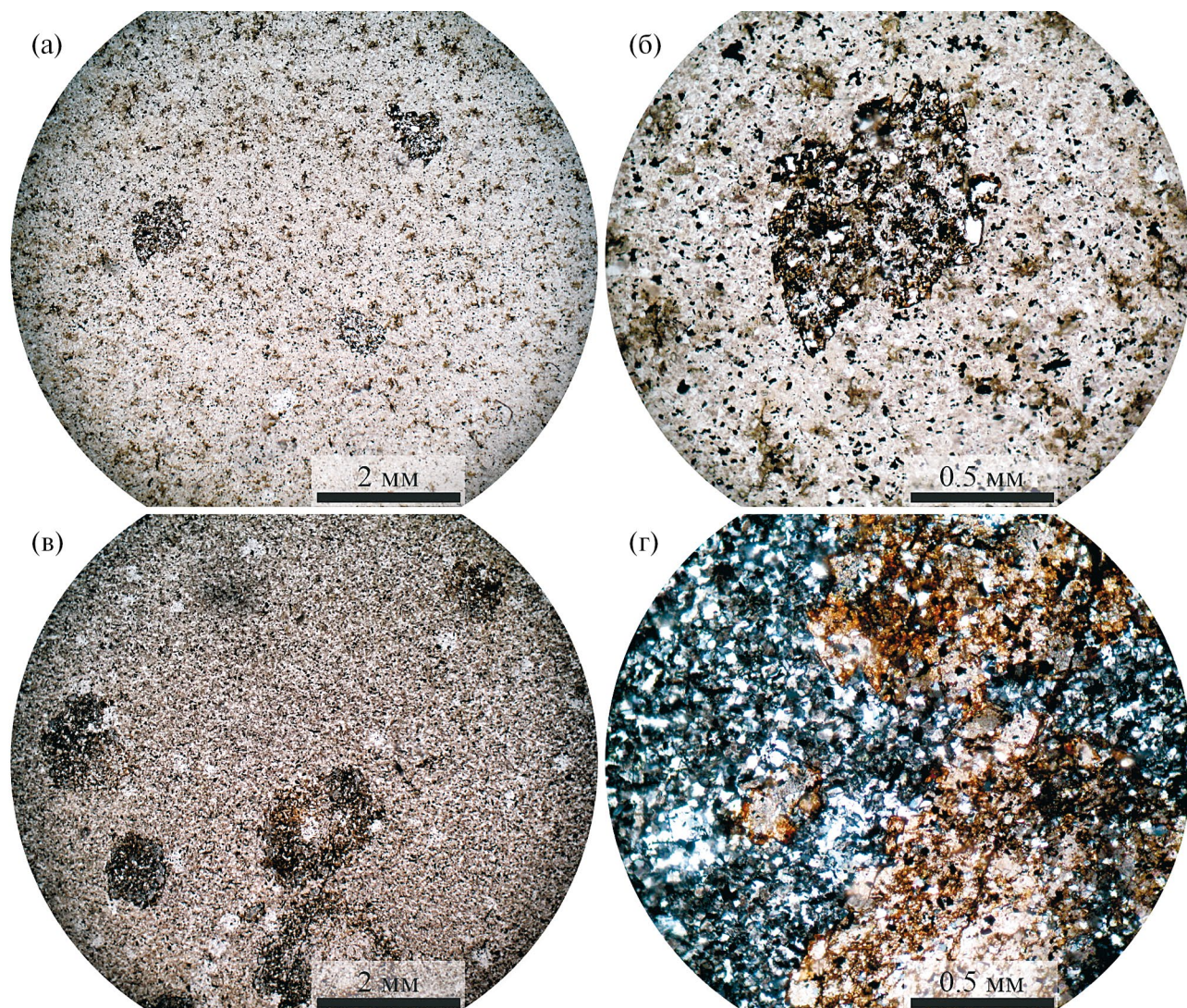


Рис. 9. Тонкозернистый витрокристаллокластический туф с доломитовыми обособлениями. (а, б) – обр. М4-20, (в, г) – обр. М5-20; (а, в) – увеличение 2.5, (б, г) – увеличение 10. Фото шлифов.

кварца и калиевого полевого шпата в тонкозернистом матриксе. Широко проявлен хлоритизированный биотит. В этих прослоях отсутствует градиционная слоистость, сортировка и ориентировка кристаллокластов.

В разрезе встречаются высококалиевые породы, в калиевополевошпатовой матрице которых отмечаются ромбические кристаллы доломита с высоким анкеритовым миналом (рис. 9). Подобные обособления зонального доломита выявлены нами в сиенитах в скважине Б-3 Большетагнинского массива, а также в так называемых “песчаниках карагасской толщи” (Изох и др., 2020). В некоторых образцах доломит и сидерит образуют округлые выделения. Ранее подобные образования рассматривались как признак гидротермальной деятельности Марского палеовулкана (Бессолицын и др., 1969).

В разрезе была описана секущая вулканогенно-осадочную толщу дайка долерита (рис. 3) (Бессолицын и др., 1969). Авторы отчета проявление базитового магматизма связывали с высококалиевым трахит-риолитовым вулканизмом, однако в дальнейшем эти дайки были отнесены к нерсинскому комплексу, который имеет более древний возраст (780–720 млн лет). Нами была изучена указанная в отчете дайка. Она представлена хорошо раскристаллизованными трахидолеритами с долеритовой структурой. Клинопироксен в долеритах представлен титанавгитом. Основной зональный плагиоклаз сильно сосюритизирован. Широко проявлен титаномагнетит со структурами распада и апатит. Отмечаются отдельные зерна раннего хромита. В интерстициях наблюдается кварц-калишпатовая графика, что свидетельствует о повышенной калиевой щелочности этих долеритов.

Таблица 3. Представительные химические составы апатита и доломита (мас.%) из вулканокластических пород Марского вулкана

Компонент	Номер образца									
	M5-20	M5-20	M23-20	M30-20	M35-20	M5-20	M5-20	M12-20	M23-20	M23-20
SiO ₂	0.21	0.24	0.11	0.05	0.11	0.24	0.28	0.24	—	—
FeO	0.6	0.43	0.21	0.12	0.09	1.93	2.08	0.50	2.97	1.78
MnO	0.02	0.02	0.16	0.04	0.09	0.25	0.18	0.15	0.76	0.32
CaO	56.01	55.03	56.55	55.49	56.62	29.52	29.36	30.8	29.61	29.89
MgO	—	—	—	—	—	20.33	20.31	21.56	19.15	20.13
SrO	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0.08	0.26	0.08	0.02	0.08	—	—	—	—	—
Ce ₂ O ₃	0.4	0.33	0.15	0.06	0.05	—	—	—	—	—
La ₂ O ₃	0.25	0.18	0.03	0.03	0.02	—	—	—	—	—
Nd ₂ O ₃	0.09	0.1	0.09	—	0.06	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	40.75	40.22	39.91	41.75	41.47	—	—	—	—	—
SO ₃	0.1	0.33	0.03	0.01	0.07	—	—	—	—	—
F	4.01	4.06	4.17	4.76	3.87	—	—	—	—	—
O=F	1.69	1.71	1.76	2.00	1.63	—	—	—	—	—
Сумма	99.39	98.18	98.64	99.4	100.03	52.27	52.21	53.25	52.49	52.12

Наличие титанавгита и калиевого полевого шпата позволяет классифицировать эти породы как калиевые трахидолериты, что отличает их от типичных толеитовых долеритов нерсинского комплекса. Следует отметить, что дайки трахидолеритов секут вулканокластические породы, в то же время в туфовом материале присутствуют обломки клинопироксена и титаномagnetита со структурами распада, что указывает в том числе на более раннее проявление базитового магматизма.

Таким образом, присутствие в исследованном разрезе туфобрекчий с фрагментами лав трахитов, высококалийевых риолитов и базальтов, наличие фьямме высококалийевых риолитов, тонкозернистых витрокристаллокластических туфов однозначно свидетельствует о правомерности их отнесения к фрагментам крупной вулканической постройки — Марского палеовулкана (Бессолицын и др., 1969). Присутствие туфобрекчий и признаков гидротермальной деятельности (карбонатные стяжения в туфах) указывает на близость вулканической постройки.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Изучение минерального состава вулканитов Марского вулкана показало, что основная масса пород сложена калиевым полевым шпатом и кварцем, также присутствует вулканическое стекло.

Среди второстепенных и аксессуарных минералов: мусковит, хлорит, рутил, магнетит, ильменит, циркон, апатит, доломит и гидроксиды железа. Вариации химического состава минералов приведены в табл. 2, 3.

На основании морфологии кристаллов, текстуры и минеральных ассоциаций в породе были идентифицированы два различных типа калиевого полевого шпата (рис. 10).

КПШ-I образует срастания с кварцем в основной (интерстициальной) массе и не содержит примесей натрия и бария. Кварц встречается в виде относительно крупных (0.5 мм) зерен редко округлой, чаще вытянутой формы. КПШ-II присутствует в виде вкрапленников — субидиоморфных, иногда таблитчатых кристаллов (рис. 10а). Он характеризуется варьирующими содержаниями бария (0.3–1.7 мас.% BaO) и натрия (до 0.5 мас.% Na₂O). Магнетит распространен повсеместно (рис. 10). Он четко разделяется на две генерации: без структур распада (Mag-I) и массивный со структурами распада ильменита (Mag-II) и ульвошпинели (рис. 10б). В магнетите (Mag-I) содержится переменное количество титана (1.0–5.7 мас.% TiO₂) и в пределах 1 мас.% Al₂O₃, V₂O₃, MnO. Вторая генерация магнетита относится к титаномagnetиту с содержанием TiO₂ 10–22 мас.%. Повсеместно распространены мелкие кристаллы оксида титана субидиоморфные призматические, иногда кавернозные (рис. 10а, 10д). Для диагностики кристаллической структуры TiO₂ из вулканитов была применена рамановская

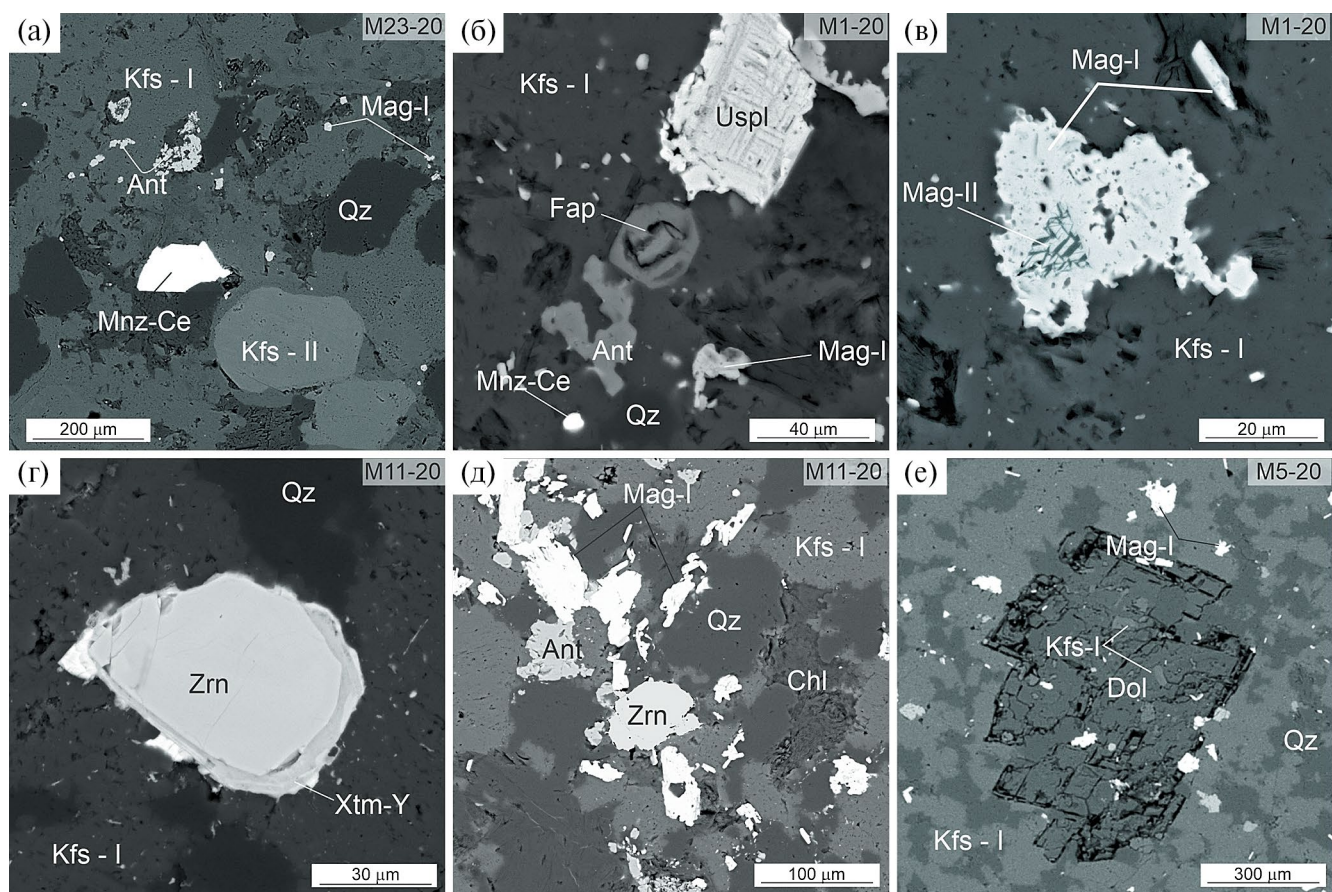


Рис. 10. Особенности структуры и взаимоотношений минералов в породах Марского палеовулкана (BSE-фото). Символы минералов (по Wagr, 2021): Ant – анатаз, Fap – фторапатит, Chl – хлорит, Dol – доломит, Kfs-I – калиевый полевой шпат основной массы, Kfs-II – калиевый полевой шпат вкрапленников, Mag-I – магнетит, Mag-II – магнетит со структурами распада ильменита, Mnz-Ce – монацит, Qz – кварц, Uspl – ульвошпинель, Xtm-Y – ксенотим, Zrn – циркон.

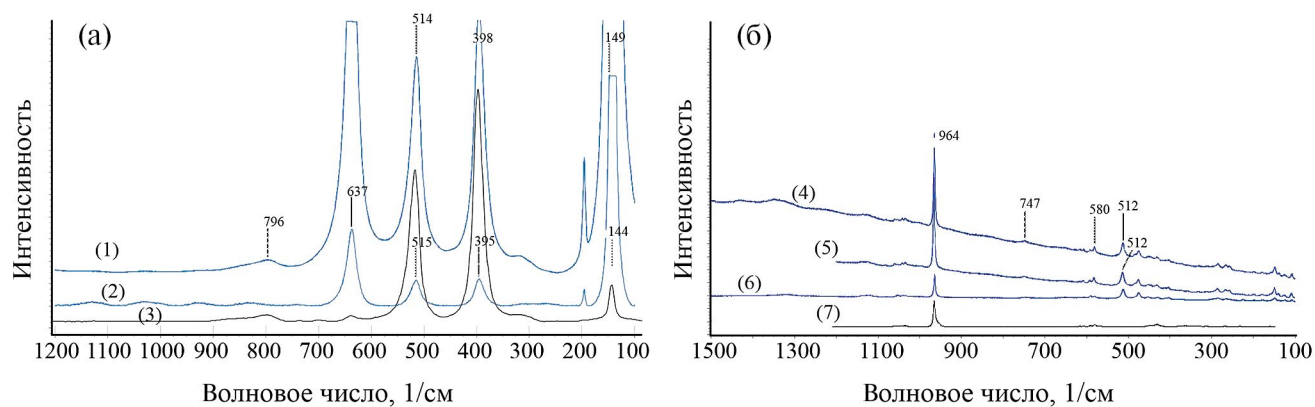


Рис. 11. (а, б) Представительные КР-спектры анатаза (спектры 1, 2) и фторапатита (спектры 4–6) из пород Марского палеовулкана. КР-спектры анатаза (3) и фторапатита (7) взяты из базы данных RRUFF (<http://rruff.info>).

спектроскопия. Минерал был идентифицирован как анатаз по полосам комбинационного рассеяния при 144, 400, 515 см^{-1} (положения пиков). При этом диагностируется дополнительный пик на 637 см^{-1} . На рис. 11а видно, что спектры исследуемых образцов

анатаза (1, 2) из вулканитов показывают хорошую сходимость с таковым (3) из базы данных RRUFF (<http://rruff.info>).

Серия анализов методом СЭМ (табл. 2) позволила установить, что за редким исключением

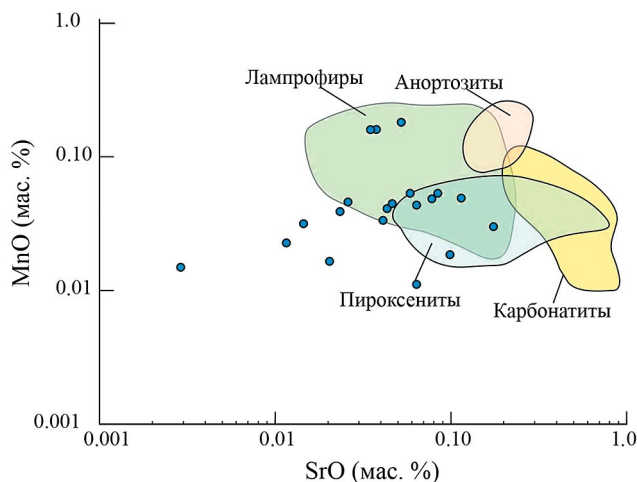


Рис. 12. Соотношение SrO (мас.%) и MnO (мас.%) в апатитах магматических пород (использованы материалы из GEOROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>)).

содержание Nb₂O₅ в анатазе ниже пределов обнаружения (в четырех случаях колеблется в пределах 0.3–0.5 мас.% и в одном составляет 1.02 мас.%). Минерал постоянно содержит примесь Al₂O₃ (0.28–1.19 мас.%) и FeO (0.3–1.92 мас.%).

Апатит относится к фторапатиту (до 5 мас.% F). Рамановский спектр минерала характеризуется четко выраженным пиком на 964 см⁻¹, что согласуется со многими измерениями фторапатита (например, пик 7 на рис. 11б), и двумя дополнительными пиками на 512 и 580 см⁻¹. Апатит имеет низкие содержания Na₂O (<0.20 мас.%) и SO₃ (<0.10 мас.%), небольшое количество MnO (<0.10 мас.%) и переменное содержание FeO (0.1 до 0.7 мас.%), включает примесь SrO и Cl до 0.6 мас.%. На графике зависимости концентраций SrO от MnO (рис. 12) большинство составов апатита попадают в поле лампрофиров. Суммарное содержание РЗЭ обычно колеблется от 0.1 до 1.7 мас.%. В его составе небольшая часть анионов [PO₄] замещена на [SiO₄], вплоть до содержаний SiO₂ 3.06 мас.%. В части анализов наблюдается дефицит суммы. Поскольку значительных вариаций других элементов, таких как Ca или Sr, не было обнаружено, это предполагает замену CO₃⁻² на PO₄⁻³. Однако четких выраженных CO₂ пиков в КР-спектрах обнаружено не было (рис. 11). Помимо апатита, для вулканитов типичен монацит-(Се). Он образует редкую вкрапленность в калиевом полевоом шпате как основной массы, так и вкрапленников (КПШ-II). Размер зерен колеблется от 10 до 70 мкм.

Морфология циркона в вулканитах различна. Преобладают зерна неправильной формы со сложным внутренним строением вплоть до метамиктного, значительно реже отмечаются кристаллы

идiomорфной формы с однородным внутренним строением. Все зерна циркона содержат повышенные концентрации гафния (0.9–1.7 мас.% HfO₂). Иногда циркон присутствует в тесной ассоциации с ксенотимом и анатазом, при этом ксенотим образует каймы по циркону (рис. 10г). В некоторых случаях отмечается повышенное количество Y, обусловленное, вероятнее всего, наличием микровключений ксенотима.

Установлено, что карбонаты в породах развиты неравномерно. Они представлены железистым доломитом (0.2–3.3 мас.% FeO) и встречаются в виде как отдельных агрегатных скоплений, так и хорошо сформированных кристаллов (рис. 10е), а также выполняют интерстиции между зернами КПШ-I и кварца. В них наблюдаются включения магнетита, калиевого полевого шпата, рутила и кварца (рис. 10е).

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

На основе U–Th–Pb датирования циркона из вулканомиктовых высококалийевых пород в районе р. Уват (54°50′48″ с.ш., 98°44′31″ в.д.) оценен их возраст (табл. 4). Было изучено 95 зерен циркона, из них 5 имели дискордантность выше 5% и были исключены из дальнейшего рассмотрения. Наиболее древние зерна циркона имеют архейский и палеопротерозойский возраст (рис. 13а). Небольшая популяция представлена зернами циркона с неопротерозойским возрастом (около 720 млн лет). Возраст основной популяции циркона (более 40 зерен) оценен в интервале 630–650 млн лет, средневзвешенное значение возраста по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U составляет 640 млн лет (рис. 13б). Зерна этой популяции имеют осцилляторную зональность (рис. 13а).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полевые, минералого-петрографические, изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические исследования высококалийевых пород между речья Мара–Каменка–Уват позволили показать, что их формирование происходило в результате импульса эксплозивного вулканизма, синхронного с щелочным магматизмом зиминского комплекса (640 млн лет), и их отнесение к карагасской серии не правомерно. В этом районе установлено присутствие игнимбритов кислого состава, туфобрекчий, туфов и туффитов, которые переслаиваются с туфопесчаниками и туфоалевролитами. Вулканоогенно-осадочные породы обладают высокими содержаниями K₂O (5–14 мас.%) и низкими Na₂O. Характерной особенностью этих пород является вишнево-лиловая, красноватая и розовая окраска, что обусловлено широким развитием в них наложенной гематитизации и высокими содержаниями

Таблица 4. U–Th–Pb изотопные данные для циркона из высококальциевой пирокластике Марского вулканического поля (проба К1/14)

1	2	3	4				5				8	9	10	11	12	13	14	15	16	
			±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U										±1σ
№ п/п	Номер образца, точка	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	возраст, млн лет	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	D, %
1	K-1-14-01	0.0648	0.0012	1.0175	0.0197	0.1139	0.0015	0.64	767	77	713	20	695	17	20	695	17	695	17	-2.4
2	K-1-14-02	0.1046	0.0014	4.2784	0.0651	0.2966	0.0038	0.67	1708	50	1689	24	1675	39	24	1675	39	1675	39	-1.9
3	K-1-14-03	0.0600	0.0008	0.8608	0.0124	0.1041	0.0013	0.68	603	55	631	14	638	15	14	638	15	638	15	1.2
4	K-1-14-04	0.0553	0.0029	0.8253	0.0438	0.1083	0.0017	0.56	423	237	611	48	663	19	48	663	19	663	19	8.5
5	K-1-14-05	0.0736	0.0009	1.7423	0.0240	0.1717	0.0022	0.69	1029	47	1024	17	1021	23	17	1021	23	1021	23	-0.8
6	K-1-14-06	0.0559	0.0014	0.8119	0.0212	0.1053	0.0014	0.61	449	113	603	23	645	16	23	645	16	645	16	6.9
7	K-1-14-07	0.0604	0.0009	0.8741	0.0141	0.1049	0.0013	0.67	618	62	637	15	643	15	15	643	15	643	15	0.8
8	K-1-14-08	0.1073	0.0013	2.8444	0.0394	0.1923	0.0024	0.69	1753	43	1367	20	1133	26	20	1133	26	1133	26	-35
9	K-1-14-09	0.1244	0.0016	6.1911	0.0912	0.609	0.0047	0.69	2020	44	2003	24	1986	44	24	1986	44	1986	44	-1.7
10	K-1-14-10	0.0623	0.0010	0.9124	0.0162	0.1062	0.0014	0.66	684	68	658	17	650	16	17	650	16	650	16	-1.2
11	K-1-14-11	0.0599	0.0010	0.8646	0.0153	0.1047	0.0014	0.66	600	70	632	16	641	16	16	641	16	641	16	1.5
12	K-1-14-13	0.0630	0.0011	0.9252	0.0177	0.1066	0.0014	0.65	705	75	665	18	653	16	18	653	16	653	16	-1.8
13	K-1-14-14	0.0596	0.0013	0.8590	0.0202	0.1045	0.0014	0.62	589	97	629	21	641	16	21	641	16	641	16	1.8
14	K-1-14-15	0.1041	0.0015	4.411	0.0726	0.025	0.0041	0.67	1698	54	1701	26	1703	40	26	1703	40	1703	40	0.1
15	K-1-14-16	0.0660	0.0026	1.0950	0.0436	0.1205	0.0019	0.58	804	166	751	41	733	21	41	733	21	733	21	-2.6
16	K-1-14-17	0.1687	0.0022	11.8649	0.1790	0.5102	0.0068	0.69	2544	43	2593	26	2657	57	26	2657	57	2657	57	4.5
17	K-1-14-18	0.2758	0.0034	25.4494	0.715	0.6695	0.0088	0.69	3338	38	3325	24	3304	67	24	3304	67	3304	67	-1.0
18	K-1-14-19	0.0605	0.0014	0.9020	0.0214	0.1081	0.0015	0.62	622	97	652	22	661	17	22	661	17	661	17	1.5
19	K-1-14-20	0.1028	0.0013	4.0775	0.0622	0.2877	0.0038	0.68	1675	48	1649	24	1630	37	24	1630	37	1630	37	-2.7
20	K-1-14-21	0.0810	0.0013	2.2086	0.0402	0.1978	0.0027	0.66	1221	64	1183	24	1163	28	24	1163	28	1163	28	-4.7
21	K-1-14-22	0.0582	0.0016	0.8947	0.0248	0.1116	0.0016	0.61	535	117	648	26	681	18	26	681	18	681	18	5.1
22	K-1-14-23	0.1129	0.0015	4.9075	0.0752	0.154	0.0042	0.69	1845	47	1803	24	1767	40	24	1767	40	1767	40	-4.3
23	K-1-14-24	0.0647	0.0016	0.9782	0.0256	0.1098	0.0016	0.62	762	106	692	26	671	18	26	671	18	671	18	-3.1
24	K-1-14-25	0.0627	0.0017	1.0509	0.0298	0.1216	0.0018	0.61	697	117	729	29	739	20	29	739	20	739	20	1.4
25	K-1-14-26	0.0586	0.0011	0.8434	0.0177	0.1044	0.0014	0.64	551	85	621	19	640	16	19	640	16	640	16	3.1
26	K-1-14-27	0.0607	0.0014	1.0564	0.0258	0.1263	0.0018	0.62	627	100	732	25	766	20	25	766	20	766	20	4.7
27	K-1-14-28	0.0591	0.0015	0.8916	0.0241	0.1094	0.0016	0.61	570	113	647	25	669	18	25	669	18	669	18	3.4
28	K-1-14-29	0.0604	0.0009	0.8609	0.0150	0.1035	0.0014	0.66	616	67	630	16	634	16	16	634	16	634	16	0.6
29	K-1-14-30	0.0596	0.0012	0.8670	0.0192	0.1055	0.0015	0.63	588	90	634	20	646	17	20	646	17	646	17	2.0
30	K-1-14-31	0.1086	0.0013	3.894	0.0477	0.2263	0.0030	0.70	1776	42	1502	21	1315	31	21	1315	31	1315	31	-26

Таблица 4. Продолжение

1	2	3	4				5				8	9	10	11	12	13	14	15	16	
			Изотопные отношения				Rho													Возраст, млн лет
№ п/п	Номер образца, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	D, %
31	K-1-14-32	0.0590	0.0013	0.8692	0.0204	0.1069	0.0015	0.63	0.0015	0.1069	0.0015	635	21	565	97	635	21	654	17	3.1
32	K-1-14-33	0.1130	0.0014	5.4140	0.0790	0.476	0.0046	0.69	0.0046	0.476	0.0046	1887	24	1847	44	1887	24	1923	43	4.1
33	K-1-14-34	0.1112	0.0013	5.2371	0.0758	0.416	0.0045	0.70	0.0045	0.416	0.0045	1858	23	1819	43	1858	23	1894	43	4.1
34	K-1-14-35	0.0641	0.0014	1.0829	0.0246	0.1225	0.0017	0.63	0.0017	0.1225	0.0017	745	23	746	91	745	23	744	19	-0.4
35	K-1-14-36	0.0589	0.0010	0.8708	0.0164	0.1072	0.0015	0.65	0.0015	0.1072	0.0015	636	17	563	75	636	17	656	17	3.2
36	K-1-14-37	0.0601	0.0009	0.8505	0.0142	0.1027	0.0014	0.67	0.0014	0.1027	0.0014	625	15	606	63	625	15	630	16	0.8
37	K-1-14-38	0.0592	0.0009	0.8833	0.0157	0.1083	0.0015	0.66	0.0015	0.1083	0.0015	642	16	573	69	642	16	662	17	3.1
38	K-1-14-39	0.0996	0.0016	3.5297	0.0628	0.2569	0.0036	0.67	0.0036	0.2569	0.0036	1533	2	1617	59	1533	2	1474	36	-8.7
39	K-1-14-40	0.1058	0.0014	4.5278	0.0713	0.105	0.0042	0.68	0.0042	0.105	0.0042	1736	25	1727	49	1736	25	1743	41	0.9
40	K-1-14-41	0.0599	0.0009	0.8661	0.0145	0.1049	0.0014	0.67	0.0014	0.1049	0.0014	633	15	599	64	633	15	642	16	1.5
41	K-1-14-42	0.1125	0.0015	5.1110	0.0807	0.296	0.0044	0.68	0.0044	0.296	0.0044	1838	25	1839	49	1838	25	1836	43	-0.2
42	K-1-14-43	0.0945	0.0017	2.6710	0.0512	0.2049	0.0029	0.65	0.0029	0.2049	0.0029	1320	2	1518	66	1320	2	1201	30	-20.9
43	K-1-14-44	0.0612	0.0013	0.8774	0.0199	0.1040	0.0015	0.63	0.0015	0.1040	0.0015	639	21	646	92	639	21	637	17	-0.1
44	K-1-14-45	0.0586	0.0014	0.8426	0.0213	0.1042	0.0015	0.62	0.0015	0.1042	0.0015	620	23	553	106	620	23	639	17	3
45	K-1-14-46	0.0604	0.0015	0.8642	0.0226	0.1038	0.0015	0.62	0.0015	0.1038	0.0015	632	24	617	108	632	24	636	17	0.7
46	K-1-14-47	0.0575	0.0012	0.8282	0.0180	0.1045	0.0015	0.64	0.0015	0.1045	0.0015	612	19	510	89	612	19	640	17	4.6
47	K-1-14-48	0.0690	0.0013	1.5064	0.0300	0.1584	0.0022	0.65	0.0022	0.1584	0.0022	933	24	897	75	933	24	948	24	1.6
48	K-1-14-49	0.1225	0.0017	6.0723	0.0997	0.596	0.0050	0.68	0.0050	0.596	0.0050	1986	2	1992	50	1986	2	1980	47	-0.6
49	K-1-14-50	0.0672	0.0031	1.0869	0.0503	0.1172	0.0021	0.58	0.0021	0.1172	0.0021	747	4	844	192	747	4	714	23	-4
50	K-1-14-51	0.0684	0.0010	1.730	0.0224	0.1455	0.0019	0.67	0.0019	0.1455	0.0019	877	19	881	59	877	19	876	21	-0.2
51	K-1-14-52	0.1132	0.0014	4.8212	0.0698	0.089	0.0041	0.70	0.0041	0.089	0.0041	1788	23	1851	43	1788	23	1735	40	-6.3
52	K-1-14-53	0.0605	0.0009	0.8811	0.0151	0.1057	0.0014	0.67	0.0014	0.1057	0.0014	641	16	619	65	641	16	647	16	1
53	K-1-14-54	0.0603	0.0025	0.8719	0.0357	0.1050	0.0016	0.58	0.0016	0.1050	0.0016	636	38	612	175	636	38	643	19	1
54	K-1-14-55	0.0751	0.0013	1.7809	0.0348	0.1721	0.0024	0.66	0.0024	0.1721	0.0024	1038	25	1069	71	1038	25	1023	26	-4.3
55	K-1-14-56	0.0627	0.0010	1.0660	0.0184	0.1233	0.0017	0.67	0.0017	0.1233	0.0017	736	1	698	65	736	1	749	19	1.7
56	K-1-14-57	0.0599	0.0010	0.8107	0.0155	0.0982	0.0013	0.65	0.0013	0.0982	0.0013	602	1	599	75	602	1	603	15	0.1
57	K-1-14-58	0.0594	0.0013	0.8239	0.0190	0.1005	0.0014	0.63	0.0014	0.1005	0.0014	610	21	583	95	610	21	617	16	1.2
58	K-1-14-59	0.0605	0.0010	0.8787	0.0154	0.1054	0.0014	0.66	0.0014	0.1054	0.0014	640	16	620	67	640	16	645	16	0.9
59	K-1-14-60	0.0635	0.0012	0.8850	0.0177	0.1011	0.0014	0.65	0.0014	0.1011	0.0014	643	18	725	78	643	18	620	16	-3.6

Таблица 4. Продолжение

1	2	3	4					7	8	9	10	11	12			14	15	16
			Изотопные отношения										Возраст, млн лет					
№ п/п	Номер образца, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	D, %			
			60	K-1-14-61	0.0606	0.0020	0.8457		0.0284	0.1013	0.0015	0.59	623	142		622	30	622
61	K-1-14-62	0.0612	0.0010	0.8840	0.0157	0.1048	0.0014	0.66	644	68	643	16	642	16	-0.1			
62	K-1-14-63	0.0665	0.0021	0.9220	0.0295	0.1006	0.0015	0.60	821	131	663	30.	618	17	-6.9			
63	K-1-14-64	0.1668	0.0021	10.9048	0.1664	0.4741	0.0064	0.69	2525	43	2515	26	2501	55	-1			
64	K-1-14-65	0.0602	0.0012	0.8710	0.0183	0.1049	0.0015	0.64	611	84	636	19.	643	16	1			
65	K-1-14-66	0.1067	0.0018	4.5128	0.0843	0.068	0.0043	0.66	1743	61	1733	29	1724	42	-1.1			
66	K-1-14-67	0.0584	0.0009	0.7522	0.0136	0.0934	0.0013	0.66	544	70	569	15	575	14	1.1			
67	K-1-14-68	0.1101	0.0015	4.6433	0.0734	0.059	0.0041	0.68	1800	49	1757	25	1720	40	-4.5			
68	K-1-14-69	0.0609	0.0012	0.8717	0.0190	0.1039	0.0015	0.64	633	88	636	20	637	16	0.1			
69	K-1-14-70	0.0650	0.0022	0.9116	0.0318	0.1018	0.0016	0.59	773	145	657	33	624	18	-5			
70	K-1-14-71	0.0609	0.0011	0.8766	0.0171	0.1044	0.0014	0.65	635	76	639	18	640	16	0.2			
71	K-1-14-72	0.0629	0.0025	1.0750	0.0436	0.1241	0.0020	0.58	702	171	741	41	754	22	1.7			
72	K-1-14-73	0.0615	0.0009	0.9036	0.0156	0.1065	0.0015	0.67	657	65	653	16	652	17	-0.2			
73	K-1-14-74	0.1173	0.0014	5.6248	0.0821	0.479	0.0047	0.70	1915	42	1919	24	1924	44	0.5			
74	K-1-14-75	0.0641	0.0009	1.1679	0.0194	0.1322	0.0018	0.68	743	60	785	18	800	20	1.9			
75	K-1-14-76	0.0621	0.0010	1.0176	0.0179	0.1188	0.0016	0.67	678	66	712	1	723	18	1.5			
76	K-1-14-77	0.0651	0.0018	1.0706	0.0301	0.1193	0.0018	0.61	776	114	739	29	726	20	-1.7			
77	K-1-14-78	0.0602	0.0009	0.8725	0.0151	0.1052	0.0014	0.67	609	66	637	16	644	16	1.2			
78	K-1-14-79	0.1204	0.0017	5.6289	0.0917	0.391	0.0047	0.69	1962	49	1920	26	1882	45	-4.1			
79	K-1-14-80	0.1131	0.0014	5.1884	0.0775	0.327	0.0045	0.70	1850	44	1850	24	1851	43	0.1			
80	K-1-14-81	0.0593	0.0014	0.8344	0.0209	0.1020	0.0015	0.62	578	103	616	22	626	17	17			
81	K-1-14-82	0.1006	0.0016	3.222	0.0596	0.2396	0.0034	0.67	1634	59	1486	27	1384	34	-15.3			
82	K-1-14-83	0.0626	0.0022	1.0200	0.0361	0.1181	0.0018	0.59	695	148	714	35	719	21	0.8			
83	K-1-14-84	0.0598	0.0010	0.8521	0.0156	0.1034	0.0014	0.66	595	71	625	17	634	16	1.4			
84	K-1-14-85	0.0602	0.0012	0.8710	0.0185	0.1049	0.0015	0.64	611	85	636	19	643	17	1.1			
85	K-1-14-86	0.1030	0.0018	3.8118	0.0741	0.2684	0.0037	0.65	1678	66	1595	30	1532	38	-8.7			
86	K-1-14-87	0.0692	0.0010	1.395	0.0217	0.1405	0.0019	0.68	903	57	863	18	847	21	-1.8			
87	K-1-14-88	0.0633	0.0012	0.8877	0.0184	0.1017	0.0014	0.64	718	81	645	19	624	16	-3.2			
88	K-1-14-89	0.0693	0.0021	1.1327	0.0355	0.1185	0.0018	0.60	908	126	769	33	721	20	-6.1			

Таблица 4. Окончание

№ п/п	Номер образца, точка	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			D, %	
		²⁰⁷ Rb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ			
89	K-1-14-90	0.1025	0.0017	3.8344	0.0693	0.2714	0.0037	0.66	1600	28	1548	37	-7.2
90	K-1-14-91	0.0597	0.0010	0.9099	0.0169	0.1105	0.0015	0.66	657	17	676	17	2.9
91	K-1-14-92	0.1157	0.0016	5.1558	0.0831	0.232	0.0044	0.68	1845	26	1805	42	-4.5
92	K-1-14-93	0.1047	0.0017	4.4603	0.0815	0.091	0.0043	0.66	1723	29	1736	42	1.6
93	K-1-14-94	0.0627	0.0011	1.1107	0.0214	0.1285	0.0018	0.65	758	20	779	20	2.8
94	K-1-14-95	0.1027	0.0015	3.5188	0.0604	0.2486	0.0034	0.67	1531	26	1431	35	-14.4
95	K-1-14-96	0.0638	0.0012	1.0583	0.0210	0.1203	0.0017	0.65	733	20	732	19	-0.1

Примечание. Значения возраста менее 1 млрд лет вычислены по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, более 1 млрд лет по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (в таблице выделены полужирным шрифтом). Курсивом приведены данные с дискордантностью более 10%. D, % – дискордантность, рассчитанная по формуле $D = ((^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1) \times 100$ для пород древнее 1 млрд лет. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U. $Rho = [1\sigma / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] / [1\sigma / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})]$.

калиевого полевого шпата. Высокая степень окисленности пород, присутствие в разрезе игнимбри-тов и туфов, а также трещин усыхания свидетельствуют о наземном характере вулканизма. Высококалиевые породы в одном из изученных нами коренных обнажений не находятся в контакте с осадочными породами карагасской серии, а представляют собой отдельные, часто протяженные, обособленные фрагменты красноцветных последовательностей. В них наблюдается переслаивание обломочных пород от мелко- до грубозернистых, с текстурами от массивных до слоистых. Повсеместно встречаются туфобрекчии гравелитовой размерности, где при петрографических исследованиях определены измененные обломки вулканических пород. Присутствие окатанного кварца, микроклина, кислого плагиоклаза, мусковита и турмалина свидетельствует о вкладе пород фундамента вулканической постройки.

В Марском вулканическом поле широко проявлены слоистые туфы и туффиты с редкими прослоями игнимбри-тов и туфобрекчии. По составу вулканические породы отвечают калиевым трахитам и трахириолитам. Поточек базальтов здесь нами не установлено. Трахибазальты широко проявлены в расположенном в этом районе Кременьшетском палеовулкане. В то же время в туфовом материале присутствуют обломки базальтов, клинопироксена (титанавгита) и титаномагнетита со структурами распада, что указывает в том числе на более раннее проявление трахибазитового магматизма. В разрезе Марского палеовулкана картируются дайки трахидолеритов, которые секут вулканокластические породы. Особенности петрографического состава трахидолеритов (состав клинопироксена (титанавгит), кварц-калишпатовая графика и присутствие биотита) не позволяют относить их к толеитовым долеритам нерсинского комплекса (Гладкочуб и др., 2012). Подобные соотношения трахибазальтового, трахитового и высококалиевого риолитового магматизма описаны в пермо-триасовой Семейтауской вулканоплутонической кальдерной структуре Восточного Казахстана, связанной с Сибирским плюмом (Ермолов, Исох, 1977; Добрецов и др., 2010). В Семейтауской структуре калиевые трахибазальты начинают разрез вулканитов, тогда как дайки трахидолеритов прорывают субвулканические гранит-порфиры и проявлены только в пределах вулканической постройки.

В исследованном разрезе присутствуют туфобрекчии с фрагментами лав трахитов, высококалиевых риолитов и базальтов; наличие игнимбри-тов и фьямме высококалиевых риолитов, тонкозернистых витрокристаллокластических туфов однозначно свидетельствует о правомерности их отнесения к фрагментам крупной вулканической постройки – Марского палеовулкана (Бессолицын и др., 1969). В ранних геолого-поисковых работах описываются породы с лейцитом, однако нами они

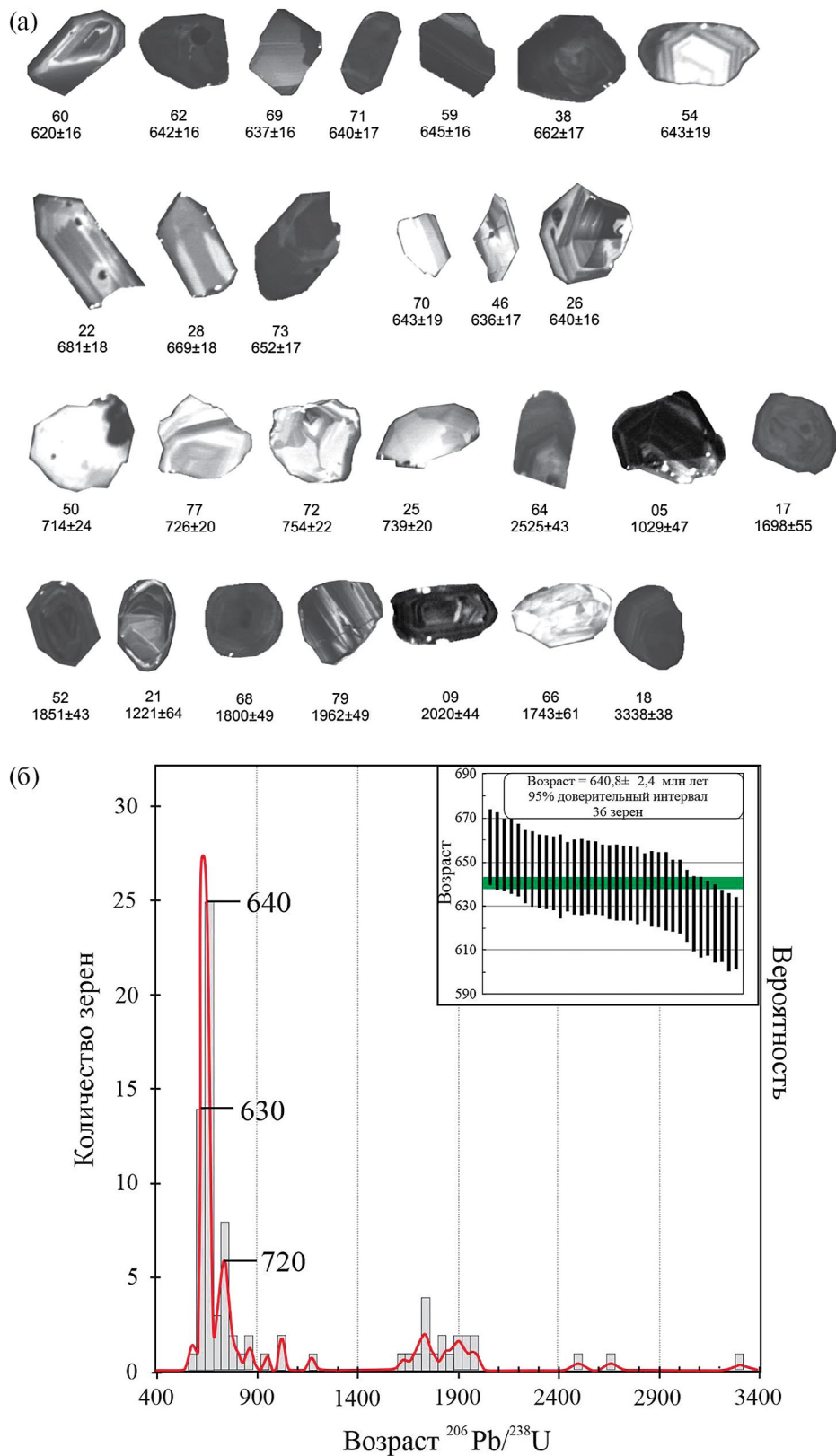


Рис. 13. (а) Катодолюминесцентные изображения цирконов из вулканических высококальциевых пород (проба К-1-14) с указанием возраста (млн лет); (б) гистограмма, графики плотности вероятности распределения U–Th–Pb изотопного возраста циркона и его средневзвешенное значение из вулканических высококальциевых пород (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, погрешность 1σ).

пока не установлены. Присутствие туфобрекчий, игнимбритов, признаков гидротермальной деятельности (округлых карбонатных стяжений в туфах) и даек трахидолеритов указывает на близость вулканической постройки.

Изучение минерального состава вулканокластических пород Марского палеовулкана показало, что вкрапленники и кристаллокласты представлены калиевым полевым шпатом с повышенным содержанием бария (до 2%), тогда как этот минерал в основной массе не содержит примесей натрия и бария. Характерным является набор аксессуарных минералов: циркон, монацит, ксенотим, анатаз, титаномагнетит, фторapatит. Подобный набор аксессуарных минералов и их состав характерен для интрузивных пород зиминского комплекса. Наиболее вероятно, что источником поступления обломочного материала для вулканогенно-осадочных пород Марского поля являются породы, аналогичные зиминскому комплексу. Это подтверждается наличием прослоев пород, содержащих калиевый полевой шпат с включениями зональных, хорошо ограненных кристаллов доломита и анкерита. Подобные породы описаны в скважине Большетагинского массива (Изох и др., 2020).

Важно отметить, что циркон присутствует в тесной ассоциации с ксенотимом и анатазом, при этом ксенотим образует каймы вокруг циркона. Подобные соотношения циркона, ксенотима и анатаза указывают на связь циркона с щелочным вулканизмом. Зерна этой популяции циркона имеют кристаллографический облик и четкую осцилляторную зональность, а средневзвешенное значение возраста составляет 640 млн лет. Кроме того, изотопный состав гафния в цирконе из высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья аналогичен таковому в цирконе из пород Белозиминского массива, входящего в состав зиминского комплекса, что подтверждает их общий источник и свидетельствует о преобладании вещества изотопно умеренно-деплезированной мантии.

Таким образом, можно считать, что проявление бимодального высококалиевого вулканизма в пределах Бирюсинского выступа Сибирской платформы происходило на рубеже 640 млн лет. Этот вывод согласуется с данными по времени проявления щелочного магматизма на юге и юго-западе Сибирского кратона. Породы Белозиминского карбонатитового массива имеют возраст кристаллизации 643 ± 4 млн лет на основе U–Pb датирования циркона из сиенитов (Ярмолук и др., 2005), 645 ± 6 млн лет на основе U–Pb датирования граната из ийолитов (Salnikova et al., 2019), 645 ± 6 млн лет на основе Ar–Ar метода по флогопиту из карбонатитов (Doroshkevich et al., 2016). Возраст кристаллизации пород жидойского комплекса составляет 632 ± 2 млн лет на основе U–Pb датирования циркона (Ярмолук и др., 2005). На интенсивное

проявление в позднем рифее высококалиевого и щелочного магматизма и вулканизма на этой территории также указывали в своих работах К.Н. Егоров с соавторами (2010). Следует отметить, что в пострифейских песчаниках Бирюсинского Присаянья на основе U–Pb датирования циркона также выявлен пик, отражающий значительное присутствие среди источников сноса пород с возрастом 600–650 млн лет (Glorie et al., 2014; Васюкова и др., 2019). Столь широкое проявление такого магматизма и вулканизма на юге и юго-западе Сибирского кратона связывают с распадом суперконтинента Родиния в позднем докембрии в интервале 700–600 млн лет. В это время (630–650 млн лет) вдоль края отделяющегося Сибирского континента формировались рудоносные карбонатитовые и ультрамафит-мафитовые магматические комплексы, которые рассматриваются как производные мантийных плюмов (Кузьмин, Ярмолук, 2014).

На связь высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья с производными мантийных расплавов указывают также Lu–Hf изотопные данные для популяции неопротерозойских цирконов (Летникова и др., 2021). Первичные отношения изотопов гафния, рассчитанные на 640 млн лет, в наиболее молодой популяции цирконов высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья варьируют в диапазоне от 0.282883 до 0.282591 при $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +18 до +2.3, указывая на изотопную гетерогенность. При этом основная группа (38 зерен) представлена цирконами с отношением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} (I) = 0.282621–0.282883$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +8.8...+18.0$. Первичные изотопные отношения гафния в этих цирконах близки к параметрам деплезированной мантии. Незначительная часть цирконов (6 зерен) имеют более низкие значения отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} (I) = 0.282457–0.282591$ при $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +2.3...+7.2$, указывая на участие изотопно обогащенного источника, возможно представленного коровым материалом. При этом строго разграничить цирконы с различными изотопными данными не представляется возможным. В данном случае можно судить об изотопно-гетерогенной природе источника вещества при формировании высококалиевой пирокластике. Наблюдаемые значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ схожи с таковыми для карбонатитов Белозиминского массива (рис. 14) (Хромова и др., 2022).

Обоснование кальдерного высококалиевого базальт-трахит-риолитового вулканизма в венде (650–630 млн лет) ставит вопрос о ревизии других разрезов карагасской толщи, а также об объеме нерсинского долеритового комплекса. По особенностям высококалиевого вулканизма и набору как вулканических, так и плутонических пород их ближайшим аналогом является современная итальянская высококалиевая провинция. Мощное кампанское игнимбритовое извержение в районе Неаполя (Италия) произошло около 40 тыс. лет назад (39280 ± 110 лет назад). Оно хорошо исследовано и является модельным объектом

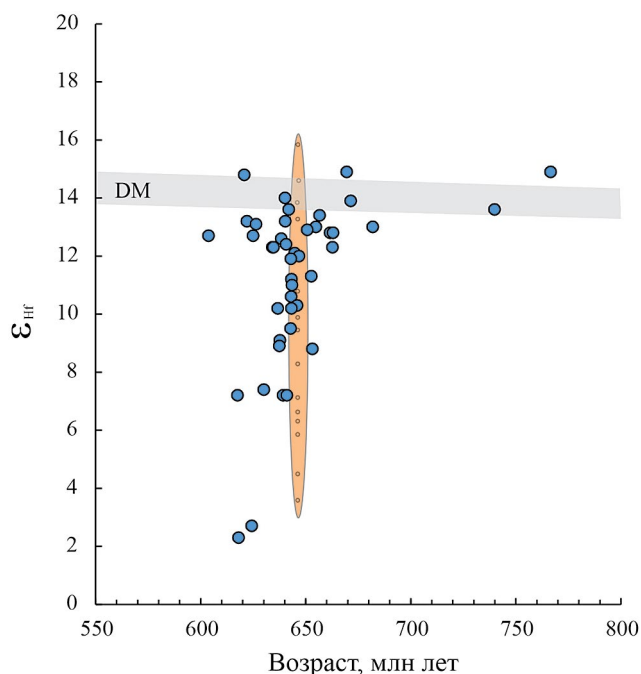


Рис. 14. Диаграмма возраст (млн лет)— $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ для цирконов из высококалиевой пирокластики Марского палеовулкана (залитые (в электронной версии синие) кружки) в сравнении с данными из карбонатитов массива Белая Зима (залитое (в электронной версии оранжевое) вертикальное поле) (Хромова и др., 2020). ДМ — деплетированная мантия.

для оценки характера катастрофических извержений высококалиевого вулканизма. Мегаизвержение состояло из двух фаз — плинианского и игнимбритового. По шкале вулканической активности извержение Флегрейских полей имело 7 баллов. В результате первой фазы выбросы твердых частиц составили 50 км^3 . Во время последующей фазы в атмосферу было выброшено более 450 км^3 . Общий объем частиц превысил 500 км^3 . Вулканические выбросы, постепенно оседая, оставили после себя след из пород, который в форме клина протянулся от Южной Италии на северо-восток до Южного Урала. Слоем пепла было покрыто более 1.1 млн км^2 . Затронутыми оказались в том числе Причерноморье и Каспийское море. От Южной Италии до Румынии слой пепла достигал 1 м. Таким образом, вулканокластический материал при таких извержениях распространялся на очень большие территории и может являться хорошим индикатором и стратиграфическим маркером проявления внутриплитного высококалиевого магматизма в древних осадочных последовательностях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обоснован субаэральный взрывной характер кальдерного высококалиевого базальт-трахит-риолитового вулканизма Марского вулкана в междуречье Мара—Каменка—Уват Брюсинского выступа юга Сибирской

платформы. Минералогические и петрографические исследования позволили установить широкое распространение высококалиевой пирокластики, игнимбритов, трахибазальтов. Возраст высококалиевых вулканических пород на основе U—Th—Pb датирования циркона составляет 640 млн лет. Lu—Hf изотопная систематика циркона указывает на связь этого вулканизма с магмами мантийного генезиса. Состав и время образования изученных пород не позволяют соотносить их, как это считалось ранее, с осадочными позднерифейскими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками карагасской серии и долеритами нерсинского интрузивного комплекса. Специфические минерало-петрографические особенности изученных пород позволяют использовать их как региональный стратиграфический репер.

Источники финансирования. Петрографическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение проводилось за счет средств гранта РФФИ 19-17-00099, изучение минералогии вулканитов — за счет средств проекта РФФИ 23-17-00098.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бессолицын Е.Н., Корабельникова В.В., Борисов В.А. и др.* Марганценоность Северо-Западного Присяянья. Масштаб 1 : 100 000. Нижнеудинский, Тайшетский районы Иркутской области. Лист N-47. Иркутск, 1969. 447 с.
- Васюкова Е.А., Метелкин Д.В., Летников Ф.А., Летникова Е.Ф.* Новые изотопные ограничения на время формирования долеритов нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 5. С. 594—598.
- Геологическая карта: N-47 (Нижнеудинск). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Ангаро-Ленская серия, масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седрелунд У.* Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28—41.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159—1187.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д.* Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028—1043.

- Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А.* Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники алмазоносности // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 6. С. 791–797.
- Ермолов П.В., Изох А.Э.* Петрология магматических пород Семейтауской вулканоплутонической структуры // Геология и геофизика. 1977. № 6. С. 52–61.
- Изох А.Э., Летникова Е.Ф., Жмодик С.М.* Высококалиевый магматизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, 2020. С. 133–135.
- Костицын Ю.А., Аносова М.И.* U–Pb возраст экстрезивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // Геохимия. 2013. Т. 51. № 2. С. 171–179.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
- Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А., Летников Ф.А., Ершова В.Б., Федерягина Е.Н., Иванов А.В., Ножкин А.Д., Школьник С.И., Бродникова Е.А.* Высококалиевый вулканизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присаянье) // Докл. АН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 55–62.
- Метелкин Д.В.* Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 460 с.
- Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н.* Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1530–1555.
- Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Летников Ф.А., Демонтерова Е.И., Юдин Д.С., Базарова Е.П., Данилов Б.С., Шарыгин И.С.* Возраст и источники расплавов ультрамафитовых даек и пород Большетагнинского щелочно-карбонатитового массива (Урикско-Ийский грабен, юго-западная окраина Сибирского кратона) // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 53–61.
- Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.* Редкоэлементный и Lu–Hf изотопный состав цирконов из карбонатитов массива Белая Зима (Восточный Саян) // Петрология и рудоносность магматических формаций. Материалы научной конференции. Новосибирск, 2022. С. 206–209.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
- Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Veksler I.V., Travin A.V., Vladykin N.V.* Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 116. P. 81–96.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I. Yu.* Detrital zircon provenance of Early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: insights from U–Pb geochronology // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 82. P. 115–123.
- Salnikova E.B., Stifeeva M.V., Kotov A.B., Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V.* Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 141–154.
- van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L.* GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe // Proc. 9th Goldschmidt Conf. Cambridge, Massachusetts, 1999. Abstract no. 7215.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. P. 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

*Рецензенты А.А. Воронцов,
А.Б. Котов*

High-Potassium Rocks of the Late Riphean Mara Paleovolcano, Biryusinsky Ledge, South of the Siberian Platform

**A. E. Izokh^{a, #}, E. F. Letnikova^a, I. A. Izbrodin^a, A. V. Ivanov^a,
S. I. Shkolnik^{a, b}, and A. G. Doroshkevich^a**

^a*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia*

^b*Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia*

[#]*e-mail: izokh@igm.nsc.ru*

The research was focused on the Mara–Kamenka–Uvat interfluvium of the Biryusinsky ledge of the Siberian Platform, where more than half a century ago, during prospecting works for manganese, the Mara paleovolcano was identified. However, specific volcanogenic-sedimentary rocks were considered as a part of the Karagas sedimentary series of the Late Riphean. Our mineralogical and petrographic studies have allowed us to establish the wide distribution of high-potassium pyroclastics, ignimbrites, and trachybasalts, indicating a subaerial explosive volcanic nature of the Mara volcano. The age of high-potassium volcanism has been determined based on U–Th–Pb zircon dating as 640 Ma. Lu–Hf isotope systematics of zircon indicate a relation of these volcanic rocks with mantle-derived magmas. The composition and time of formation of the studied rocks do not allow us to correlate them, as previously thought, with sedimentary Late Riphean quartz and quartz-feldspathic sandstones of the Karagas sedimentary series and dolerites of the Nersa intrusive complex. The specific mineralogical and petrographic features of the studied rocks make them suitable as a regional stratigraphic mark.

Keywords: high-potassium pyroclastics, Zima alkaline intrusive complex, Late Riphean, Sayan region