

УДК 551(1/9); 550.4.08

РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (850 МЛН ЛЕТ) БИМОДАЛЬНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ СЕРИЯ В ТАЛАССКОМ АЛАТАУ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ: ОТРАЖЕНИЕ НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЙ РАСПАДА РОДИНИИ

© 2021 г. А. К. Худoley^{1,*}, Д. В. Алексеев², А. В. Рязанцев², Е. О. Петров³

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 21.09.2020 г.

Поступило 21.09.2020 г.

После доработки 30.11.2020 г.

Принято к публикации 03.12.2020 г.

По результатам U–Th–Pb (SIMS)-датирования установлен раннепротерозойский (851 ± 4 млн лет) возраст бимодальной риолит-базальтовой серии, обнажающейся на южном склоне хр. Таласский Алатау, северо-западный Кыргызстан. Повышенные концентрации титана, железа и фосфора в базальтах, а также характер распределения редких элементов, близкий к OIB, указывают на внутриплитную обстановку вулканизма. Установленное событие отвечает начальным стадиям распада Родинии и свидетельствует, что рифтогенез в краевых частях Родинии в пределах Тянь-Шаня начался, по-видимому, на 10–20 млн лет ранее, чем во внутренних областях суперконтинента.

Ключевые слова: цирконы, U–Th–Pb-возраст, вулканы, рифтогенез, неопротерозой, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S268673972103004X

Ишим-Срединно-Тяньшаньский микроконтинент (ИСТ) [1], известный также как Улугатау-Сарыджазский или Сырдарьинский микроконтинент [2], представляет крупнейший докембрийский массив в западных областях Центрально-Азиатского складчатого пояса, протягивающийся на 1500 км из северного Казахстана в восточный Кыргызстан. Сходство докембрийских и нижнепалеозойских комплексов и близкие распределения возрастов обломочных цирконов предполагают, что ИСТ изначально представлял единое целое с Таримским кратоном и отделился от него в процессе рифтогенеза в позднем неопротерозое [2, 3].

Осадочные породы верхнего протерозоя в ИСТ, наиболее широко обнажающиеся в хребтах Каратау и Талас на юге Казахстана и северо-западе Кыргызстана, несут важнейшую информацию о древней истории региона, но их возраст

остается дискуссионным. Одним из таких объектов являются флишвидные толщи Таласского хребта (рис. 1), относящиеся в различных схемах как к верхнему протерозою [4–6], так и к нижнему палеозою [7]. Здесь они выделяются в двух тектонических подзонах, имеющих складчато-надвиговое строение – Узунахматской, расположенной в юго-западной части хребта, и Таласской, занимающей центральную и северную части хребта [8]. В обеих подзонах толщи имеют сходный литологический состав и одинаковые значения возраста обломочных цирконов, свидетельствующие о едином источнике сноса и близком, вероятно, раннепротерозойском, возрасте пород [6]. В Узунахматской подзоне породы метаморфизованы в филлитовой и зеленосланцевой фациях, в Таласской – метаморфизм незначителен (рис. 1).

Основными стратиграфическими единицами в Узунахматской подзоне являются, снизу вверх по разрезу, бакаирская, карабурунская и узунхматская свиты, представленные, соответственно, известняковыми мраморами, терригенными турбидитами с прослоями известняков и грубыми песчанистыми турбидитами, общей мощностью более 2.5 км. Стратиграфически ниже карбонатных пород бакаирской свиты лежат вулканы основного и кислого состава, выделяющиеся как чиимташская свита [10]. Вулканы обнажаются на единственном участке (1.5×10 км) в районе р. Чиимташ на южном склоне Таласского хребта

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: a.khudoley@spbu.ru

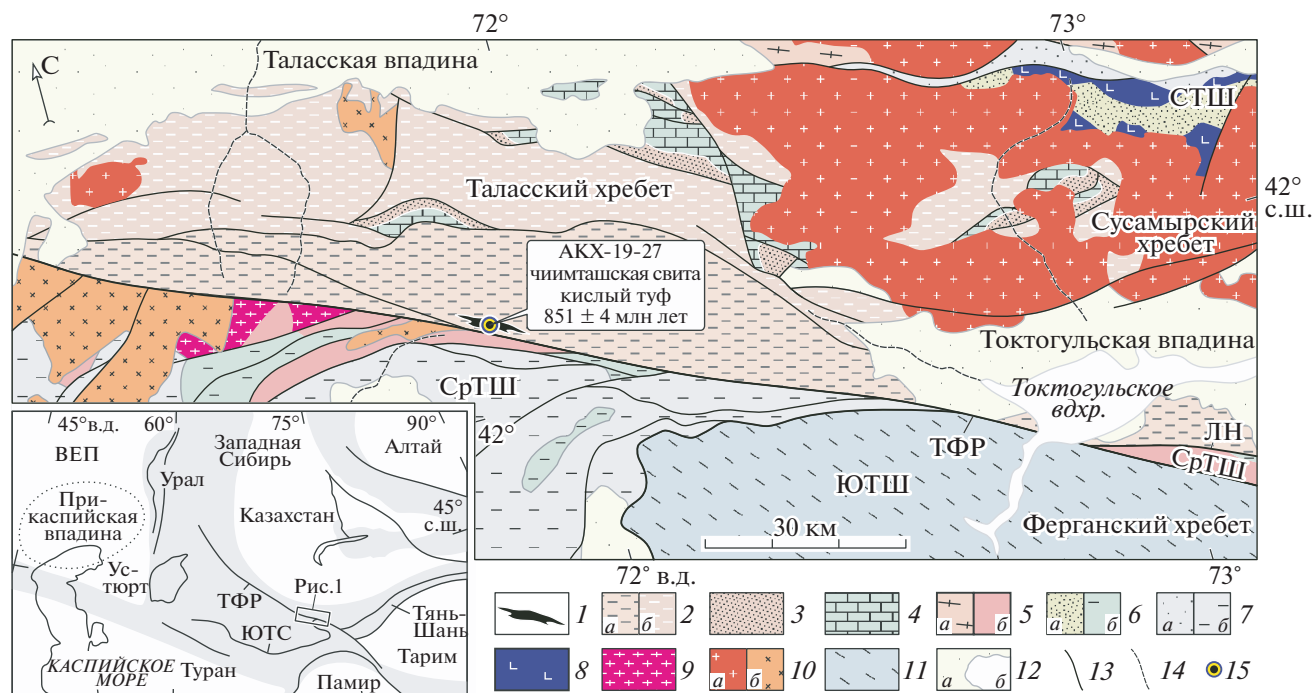


Рис. 1. Геологическая карта Таласского Алатау по [9] с изменениями. 1 – выходы чиймташской свиты; 2–4 – Каратау-Таласская зона: 2 – неопротерозойские флишеидные толщи: Узунахматская подзона (а) и Таласская подзона (б); 3 – неопротерозойские песчаники и карбонатные породы, малокаройская серия; 4 – карбонатные породы кембрия и ордовика, бешташская свита; 5 – докембрийские толщи нерасчлененные Северного Тянь-Шаня (а) и Срединного Тянь-Шаня (б); 6 – нижнепалеозойские толщи Северного Тянь-Шаня (а) и Срединного Тянь-Шаня (б); 7 – девонские и каменноугольные отложения Северного Тянь-Шаня (а) и Срединного Тянь-Шаня (б); 8 – кембрийские кремнисто-базальтовые толщи и офиолиты Киргизско-Терской зоны; 9 – неопротерозойские граниты; 10 – граниты верхнего ордовика (а) и девона и перми (б); 11 – Южный Тянь-Шань; 12 – мезозой и кайнозой (а), озера (б); 13 – разломы; 14 – реки; 15 – участок опробования. На врезке – положение района работ в структуре Урало-Монгольского пояса. Сокращения: СТШ, СрТШ и ЮТШ – Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань соответственно, ТФР – Таласо-Ферганский разлом, ЛН – Линия Николаева, ЮТС – Южно-Тянь-Шаньская сutura, ВЕП – Восточно-Европейская платформа.

(рис. 1). В разрезе свиты преобладают туфы и туфобрекчии основного состава, массивные и миндалекаменные базальты и долериты. В подчиненных количествах развиты чередующиеся с ними риолиты, кварц-плагиоклазовые порфиры и кислые туфы, образующие с породами основного состава единый комплекс вулканических пород. В верхней части разреза присутствуют пласты известняков, свидетельствующие о постепенном переходе к вышележащим карбонатным породам бакаирской свиты. Породы рассланцованы и слабо метаморфизованы. Основание свиты не вскрыто, и ее видимая мощность составляет около 450–500 м. Возраст цирконов из дайки гранофира в чиймташской свите на р. Чиймташ, определенный Pb–Pb (ТИЭ)-методом, составлял 1110 ± 15 млн лет, и на этом основании вулканы рассматривались как возможные аналоги мезопротерозойской рифтогенной контрастной серии (экургенкольская и бельчийская свиты) Северного Тянь-Шаня [10].

Для определения возраста и тектонической принадлежности вулканических пород чиймташской свиты нами была отобрана серия образцов в разрезе по р. Чиймташ южный. Проба АКХ19-27 ($42^{\circ}07'14''$ с.ш. $71^{\circ}52'09''$ в.д.) для геохронологического исследования была взята из горизонта кислых туфов в нижней части разреза. U–Th–Pb-датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского по методике, описанной в [11]. Результаты приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Изучение на электронном микроскопе CamScan MX 2500S показало, что большинство кристаллов циркона имеют субидiomорфную форму, нередко с хорошо сохранившимися гранями. В режиме катодолюминесценции в них отчетливо проявляется осцилляторная зональность, характерная для магматических цирконов (рис. 2). В пользу магматического происхождения свидетельствуют также высокие значения $Th/U =$

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из пробы АКХ19-27

№	²⁰⁶ Pb _c %	Содержание, г/г			Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			Disc. %
		U	Th	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	±%		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
					²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*		²³⁵ U		²³⁸ U						
1.1	0.00	176	111	21.4	0.0689	2.5	1.35	2.7	0.142	0.94	0.4	866 ± 13	855 ± 8	895 ± 52	4
2.1	0.00	257	178	30.8	0.0673	1.6	1.30	1.8	0.140	0.83	0.5	844 ± 8	844 ± 7	848 ± 34	0
3.1	0.56	82	39	10	0.0700	4.2	1.37	4.4	0.142	1.25	0.3	878 ± 24	858 ± 10	929 ± 87	8
4.1	0.07	262	193	31.6	0.0690	1.6	1.34	1.8	0.141	0.82	0.5	862 ± 8	848 ± 7	898 ± 33	6
5.1	0.35	269	199	32.6	0.0666	2.2	1.29	2.3	0.141	0.82	0.4	842 ± 11	849 ± 7	825 ± 45	-3
6.1	0.00	213	148	26	0.0690	1.9	1.35	2.1	0.142	0.87	0.4	869 ± 10	857 ± 7	898 ± 40	5
7.1	0.15	148	109	17.8	0.0682	2.3	1.32	2.6	0.140	1.12	0.4	853 ± 12	846 ± 9	873 ± 48	3
8.1	0.00	202	157	24.7	0.0682	1.8	1.34	2.0	0.142	0.89	0.4	862 ± 10	858 ± 7	874 ± 38	2
9.1	0.18	280	210	34.1	0.0654	2.1	1.28	2.2	0.142	0.81	0.4	836 ± 11	855 ± 6	788 ± 44	-9
10.1	0.15	167	104	20.2	0.0647	2.3	1.26	2.5	0.141	0.96	0.4	826 ± 12	849 ± 8	764 ± 49	-11
12.1	0.05	231	160	27.8	0.0677	1.9	1.31	2.1	0.140	0.81	0.4	850 ± 10	846 ± 6	858 ± 40	1
13.1	0.00	172	130	20.8	0.0691	1.7	1.34	1.9	0.141	0.87	0.4	862 ± 9	848 ± 7	902 ± 36	6
14.1	0.36	97	50	11	0.0743	3.3	1.35	3.4	0.132	1.10	0.3	868 ± 18	799 ± 8	1050 ± 66	24
15.1	0.27	198	149	24	0.0670	2.2	1.30	2.3	0.141	0.84	0.4	846 ± 12	850 ± 7	838 ± 46	-1
16.1	0.38	157	102	19.3	0.0662	2.7	1.30	2.8	0.142	0.92	0.3	846 ± 15	859 ± 7	814 ± 56	-5

Примечание. ²⁰⁶Pb_c – обыкновенный Pb; ²⁰⁶Pb* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки приведены на уровне 1σ. При расчете изотопных отношений и возрастов введена поправка на обыкновенный свинец. Disc – дискордантность 100*(1 – (возраст²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(возраст²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)).

= 0.47–0.87 в датированных зернах (табл. 1). Метаморфические каймы не наблюдались.

Всего было произведено датирование 15 зерен, из них по 14 зернам рассчитан средний возраст по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, равный 851 ± 4 млн лет (рис. 2). Учитывая магматическое происхождение

цирконов, мы рассматриваем его как время формирования толщи вулканитов.

Химические анализы 8 проб (2 кислых и 6 основных пород) были выполнены в лабораториях ГИН РАН (Москва), ИПТМ РАН (Черноголовка) и ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Результаты анали-

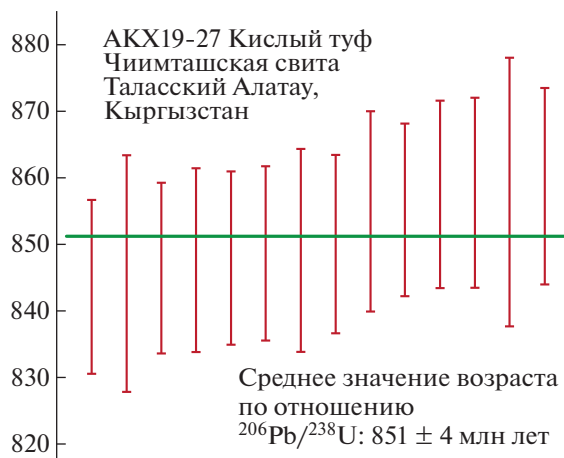
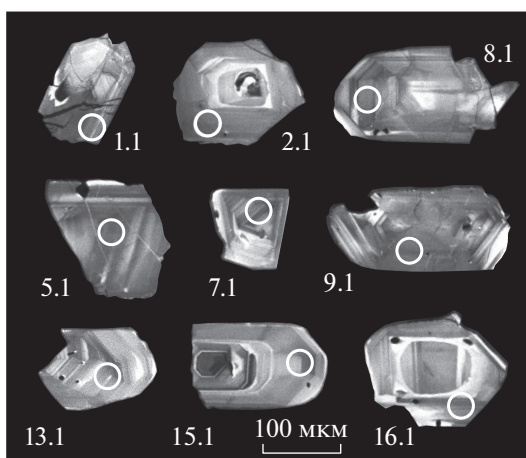


Рис. 2. Микрофотографии цирконов из кислых туфов чимташской свиты, проба АКХ19-27, выполненные в режиме катодоллюминесценции (кружками обозначены датированные участки, номера зерен отвечают номерам анализов в табл. 1) и диаграмма с расчетом среднего значения возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки индивидуальных измерений на уровне 2σ. СКВО 0.53. Аналитические данные приведены в табл. 1.

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах чимташской свиты

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.		Сумма			
A-1926	46.63	2.08	13.27	19.16	0.29	5.83	5.19	4.37	0.46	0.28	2.44		100.00			
A-1928	43.93	2.82	13.00	20.12	0.25	6.42	6.84	2.86	1.10	0.29	2.37		100.00			
A-1928-2	41.02	2.94	13.22	21.86	0.31	7.22	8.49	2.06	0.16	0.28	2.44		100.00			
A-1928-3	43.63	2.27	12.83	20.93	0.29	6.73	8.15	2.86	0.37	0.25	1.69		100.00			
A-1928-5	42.39	1.95	12.21	20.02	0.38	6.50	6.66	2.15	0.81	0.21	6.73		100.00			
A-1928-6	47.38	2.38	12.66	19.17	0.25	5.66	5.37	3.16	1.50	0.24	2.24		100.00			
AKX19-26	68.70	0.41	15.01	2.62	0.10	1.10	2.96	0.62	4.46	0.06	3.97		100.01			
AKX19-27	70.93	0.37	15.69	3.02	0.09	0.98	0.71	0.15	5.75	0.02	2.30		100.01			
Порог обн.	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.1	0.01	0.1	0.01	0.05	0.1					
Образец	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Hf	Nb	Ta	Ba	Pb	Th	U
A-1926	37	375	127	37	55	12	195	44	216	5.3	26	1.7	251	2.4	3.2	0.72
A-1928	40	490	97	37	55	24	301	45	208	5.1	25	1.5	314	5.4	2.6	0.75
A-1928-2	40	494	111	39	66	2.2	321	40	182	5.0	22	1.5	33.5	4.4	2.2	0.48
A-1928-3	35	416	158	45	77	10	232	32	154	3.9	19	1.2	68	3.6	1.8	0.48
A-1928-5	32	397	161	44	102	24	150	30	148	4.0	17	1.1	151	0.8	1.8	0.37
A-1928-6	31	386	80.1	31	48	35	61	46	231	6.0	30	1.7	391	1.7	4.2	0.94
AKX19-26	9.2	37	26.9	2.1	9.4	130	60	36	288	7.7	24	1.7	573	1.5	13	2.9
AKX19-27	11	6.7	7.26	0.87	4.9	82	7.3	173	780	22	161	10	659	0.9	22	4.6
Порог обн.	0.2	2.5	1.0	0.5	1.0	2	1	0.1	0.5	0.01	0.5	0.1	3	0.05	0.1	0.1
Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
A-1926	23	53	7.0	31	7.6	2.2	8.1	1.3	7.8	1.6	4.4	0.65	4.3	0.55		
A-1928	25	58	7.9	35	9.2	2.8	8.7	1.4	8.2	1.7	4.5	0.70	4.2	0.59		
A-1928-2	19	43	5.9	26	6.5	2.2	6.9	1.1	7.3	1.5	4.2	0.62	3.8	0.53		
A-1928-3	19	42	5.5	24	6.1	2.1	6.5	1.0	6.0	1.2	3.2	0.50	2.9	0.43		
A-1928-5	16	37	5.0	21	5.3	1.9	5.7	0.94	5.5	1.2	3.0	0.45	2.9	0.40		
A-1928-6	24	522	7.0	29	7.2	2.0	7.9	1.3	8.0	1.7	4.7	0.70	4.6	0.62		
AKX19-26	50	103	12	45	9.2	1.4	7.4	1.1	6.1	1.3	4.0	0.59	4.2	0.61		
AKX19-27	106	228	29	118	28	5.4	29	5.6	34	6.9	19	2.8	18	2.4		
Порог обн.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.005	0.01	0.005	0.01	0.005	0.01	0.005	0.01	0.005		

зов приведены в табл. 2 и на рис. 3. Как показывает изучение шлифов, кислые породы в отобранной коллекции содержат обломки кварца, фельзита и полевого шпата, погруженные в тонкозернистый агрегат серицита, и являются вулканитами и мелкообломочными туфами. По химическому составу они отвечают дациту и риолиту (рис. 3а). Породы основного состава представлены миндалекаменными и порфиридовидными базальтами и долеритами. Все породы подвержены вторичным изменениям, но в долеритах они проявлены слабее: в шлифах распознаются кристаллы пироксенов и плагиоклаза, а также минерал, замещенный хлоритами ряда пеннина, вероятно, оливин. Базальты часто превращены в хлорит-эпидот-альбитовые сланцы. По содержаниям SiO₂ и щелочей породы основного состава соответствуют

пикробазальтам, базальтам и базанитам (тефритами) (рис. 3а). Принадлежность рассматриваемых вулканических пород к бимодальной серии, предполагаемая по их положению в едином разрезе, подтверждается и сходным наклоном кривой распределения РЗЭ для пород кислого и основного составов (рис. 3б) с близкими величинами (La/Lu)_n, составляющими 6.9 для кислых пород и 6.3 для основных пород, и (La/Sm)_n, составляющими 3.0 для кислых пород и 2.0 для основных пород.

Контрастный риолит-базальтовый состав вулканической серии, повышенные концентрации TiO₂ (>2%), Fe₂O₃ (до 20%) и P₂O₅ (до 0.3%) в базальтах (табл. 2) типичны для магматических пород, формировавшихся во внутриплитной обстановке.

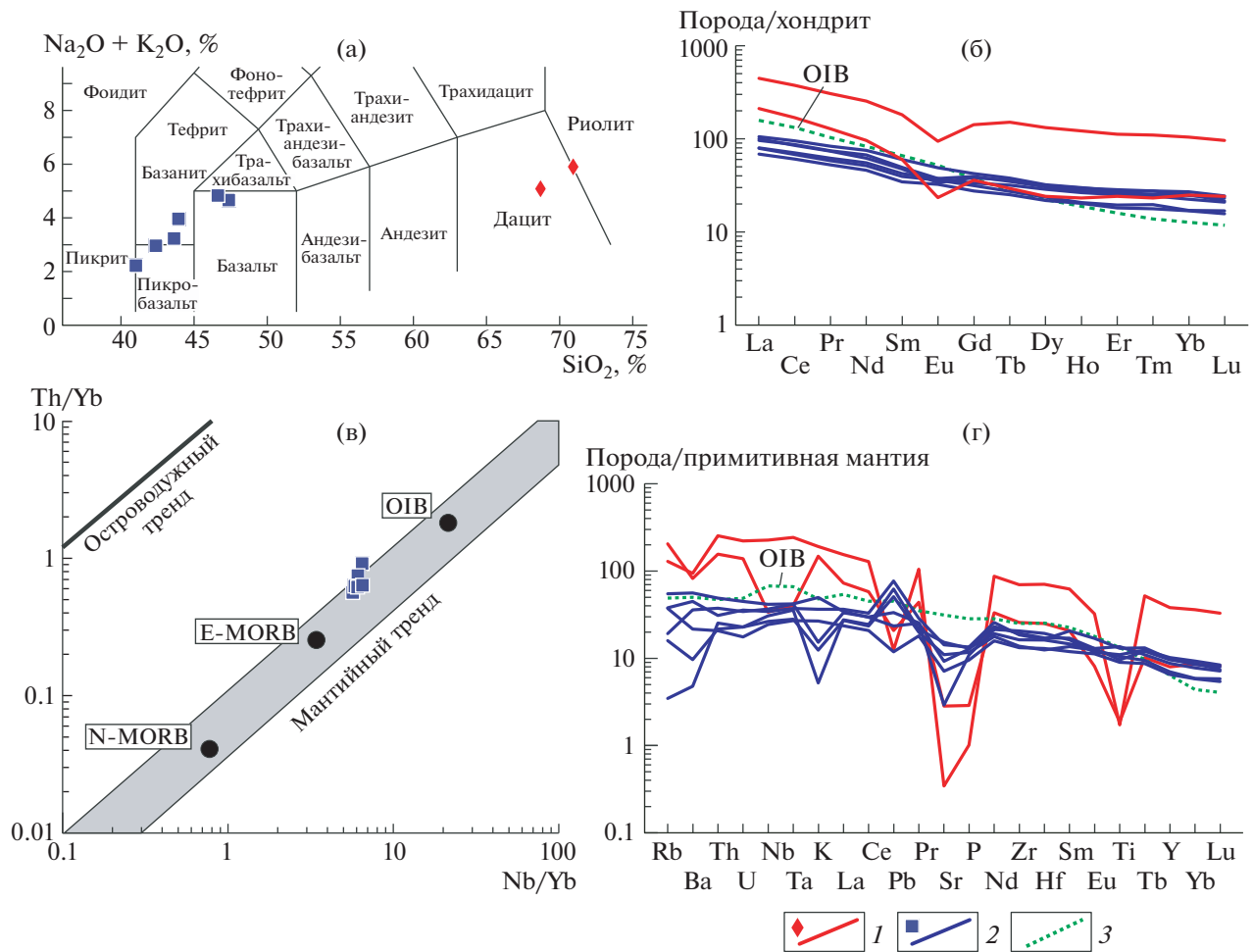


Рис. 3. Геохимические характеристики магматических пород чимташской свиты. а) – классификационная TAS-диаграмма, б) – нормализованное к хондриту [12] распределение РЗЭ, в) диаграмма Th/Yb–Nb/Yb [13], г) мультиэлементная диаграмма с концентрациями элементов, нормализованными к примитивной мантии [12]. 1 – породы кислого состава, 2 – породы основного состава, 3 – OIB (по [12]).

новке. На внутриплитную обстановку указывает и распределение редких элементов. Так, на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb все образцы вулканических пород основного состава располагаются в пределах тренда изменения состава мантийных расплавов (рис. 3в). На мультиэлементной диаграмме (рис. 3г) широкий разброс значений Rb, Ba, K для пород основного состава связан, скорее всего, с вторичными изменениями, но при этом отчетливо видно отсутствие отрицательных аномалий Ta–Nb и Ti, что также типично для магматических комплексов внутриплитных обстановок. На дискриминационных диаграммах (здесь не приводятся) Rb–(Yb + Ta) и Rb–(Y + Nb) Пирса и др. [14] для пород кислого состава, образец АКХ19-27 также располагается в поле внутриплитных обстановок, а образец АКХ19-26 – на границе полей внутриплитных и островодужных обстановок.

Полученная датировка 851 ± 4 млн лет определяет возраст чимташской свиты как раннеопротерозойский. Переход через переслаивание от вулканитов к карбонатам вышележащей бакаирской свиты предполагает, что бакаирская свита тоже имеет раннеопротерозойский возраст. Установленный возраст контрастной серии около 850 млн лет показывает, что магматическое событие в Таласском хребте не имеет связи с предполагаемым мезопротерозойским (около 1100 млн лет) рифтогенным событием в Северном Тянь-Шане [10]. Хотя внутриплитный магматизм может быть вызван различными причинами, рассматриваемое магматическое событие близко по возрасту к неопротерозойскому рифтогенезу в расположенных южнее континентальных блоках, прежде всего, в Тариме, и, вероятно, отражает его наиболее ранний этап. Рифтогенные комплексы с возрастными от 840–830 млн лет до 740–720 млн лет, широко развитые в этих докембрийских массивах,

обычно рассматриваются как индикаторы распада Родинии [15]. Полученная нами оценка возраста контрастной серии около 850 млн лет позволяет предполагать, что рифтогенез на окраине Родинии в ИСТ начался на 10–20 млн лет раньше, чем во внутренних областях суперконтинента.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 20-05-00252.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Windley B.F., Alexeiev D.V., Xiao W., et al. Tectonic Models for Accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of the Geological Society of London*. 2007. V. 164. P. 31–47.
2. Бакиров А.Б., Максумова Р.А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 10. С. 1435–1443.
3. Худoley А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э. и др. Новые данные о возрастах обломочных цирконов из кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау (Южный Казахстан) // *ДАН*. 2018. Т. 479. № 2. С. 179–182.
4. Королёв В.Г., Максумова Р.А. Флишевая формация верхнего рифея Таласского хребта // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1978. № 12. С. 49–63.
5. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al. Detrital and Igneous Zircon Ages for Supracrustal Rocks of the Kyrgyz Tianshan and Palaeogeographic Implications // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 957–974.
6. Худoley А.К., Алексеев Д.В., Семилеткин С.А. Возраст и источники сноса докембрийских терригенных толщ Малого Каратау и Таласского Алатау. Проблемы тектоники континентов и океанов // *Материалы LI-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС*, 2019. С. 331–333.
7. Мамбетов А.М., Максумова Р.А. Находки мелкоразовинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 1995. Т. 3. № 1. С. 89–94.
8. Voytenko V.N., Khudoley A.K. Structural Evolution of Metamorphic Rocks in the Talas Alatau, Tien Shan, Central Asia: Implication for Early Stages of the Talas-Ferghana Fault Evolution // *Comptes Rendus Geoscience*. 2012. V. 344. P. 138–148.
9. Игембердиев С.А. (ред.) Геологическая карта Киргизской ССР, масштаб 1:500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
10. Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Дженчураева Р.Д. и др. Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). Бишкек: Илим, 2014. 278 с.
11. Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Baltybaev S.K., et al. The Long (3.7–2.1 Ga) and Multistage Evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, Based on the SIMS U-Pb Ages and Geochemistry of Zircons from a Single Sample // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2017. V. 449. P. 175–206.
12. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
13. Pearce J.A. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
14. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
15. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., et al. Assembly, Configuration, and Break-up History of Rodinia: A Synthesis // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 179–210.

EARLY NEOPROTEROZOIC (CA. 850 MA) BIMODAL VOLCANIC SERIES IN THE TALAS RANGE OF THE NORTH TIENSHAN: INDICATIONS OF THE EARLIEST STAGES OF THE CONTINENTAL BREAKUP OF RODINIA

A. K. Khudoley^{a, #}, D. V. Alexeiev^b, A. V. Ryazantsev^b, and E. O. Petrov^c

^a St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation

^b Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

^c Karpinskiy All-Russian Scientific-Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation

[#] E-mail: a.khudoley@spbu.ru

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyariov September 21, 2020

The Early Neoproterozoic (851 ± 4 Ma) age of the bimodal rhyolite-basalt volcanic series, exposed on the southern slope of the Talas Alatau of northwest Kyrgyzstan, was established by U-Th-Pb (SHRIMP) zircon dating. High concentrations of titanium, iron, and phosphorus in basalts, as well as the distribution of trace elements, similar to those in the OIB, indicate intraplate tectonic settings. Revealed magmatic episode corresponds to the earliest stages of continental break-up of the Rodinia. New age suggests that rifting in the marginal parts of Rodinia in the North Tianshan likely started 10–20 Ma earlier than in the internal parts of the supercontinent.

Keywords: zircons, U-Th-Pb dating, volcanics, rifting, Neoproterozoic, Tianshan