

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

ПЕРВАЯ НАХОДКА КЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ И ПЛАГИОГРАНИТОВ В ТЕКТУРМАССКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

© 2023 г. Академик РАН К. Е. Дегтярев^{1,*}, М. В. Лучицкая¹, А. А. Третьяков¹

Поступило 15.06.2023 г.

После доработки 14.07.2023 г.

Принято к публикации 20.07.2023 г.

На западе Тектурмасской офиолитовой зоны Центрального Казахстана впервые выявлен комплекс вулканитов средне-кислого и кислого состава, прорванных телами плагиогранитов. Проведено U–Pb (SIMS)-геохронологическое изучение одного из тел плагиогранитов, для которых впервые получена раннекембрийская (537 ± 5 млн лет) оценка возраста. Особенности состава эффузивов и плагиогранитов свидетельствуют об их образовании в надсубдукционной обстановке в пределах раннекембрийской примитивной вулканической островной дуги. Формирование этой дуги не было связано с эволюцией ордовикских океанических структур, комплексы которых участвуют в строении Тектурмасской зоны.

Ключевые слова: островодужные вулканиты и плагиограниты, циркон, ранний кембрий, Центральный Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739723601291, **EDN:** LUMZRE

В западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, которая включает палеозойские покровно-складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня, Западной и Восточной Джунгарии, фрагменты океанической литосферы участвуют в строении протяженных (до 500–600 км) узких (1–15 км) и сложно построенных офиолитовых зон. В Джунгаро-Балхашской области, расположенной в центре этого региона, известно наибольшее количество таких зон (рис. 1), наиболее крупными из которых являются Тектурмасская, Северо-Балхашская и Агадырская в Казахстане; Танбале, Майли и Дарабуту в Западной Джунгарии (КНР). Изучение фрагментов офиолитовых разрезов этих зон показало, что время формирования океанической литосферы в Джунгаро-Балхашской области охватывает интервал от второй половины эдиакария (около 570 млн лет) до конца девона (около 370 млн лет). Особенности строения разрезов и состава пород разновозрастных офиолитов свидетельствуют об их принадлежности к различным типам: срединно-океанических хребтов, плюмовым (океанических островов и плато) и надсубдукционных зон [2, 10].

В зонах Танбале, Майли и Северо-Балхашской, наряду с фрагментами разновозрастных офиолитов, присутствуют надсубдукционные образования, возраст которых охватывает интервал от раннего кембрия (около 530 млн лет) до конца ордовика (около 450 млн лет). Они представлены эффузивами среднего и кислого состава, а также достаточно крупными телами гранодиоритов и плагиогранитов. Образование этих комплексов связывается с эволюцией примитивных островных дуг и происходило после формирования фрагментов наиболее древней литосферы океанического типа, выявленных в каждой из этих офиолитовых зон [7, 8, 14, 16, 17]. В Тектурмасской зоне надсубдукционных комплексов, не связанных с офиолитами, ранее установлено не было.

Тектурмасская офиолитовая зона расположена на севере Джунгаро-Балхашской области и протягивается в субширотном направлении на более чем 350 км при ширине 2–15 км. С севера она обрамляется Нуринской, а с юга – Успенской зонами, в строении которых участвуют флишевые, грубообломочные и олистостромовые толщи силурийского и нижне-среднедевонского возраста (рис. 2). Наиболее крупные деформации комплексов Тектурмасской зоны происходили в конце ордовика–начале силура, а затем в позднем девоне–начале карбона, в дальнейшем они были

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: degtkir@mail.ru



Рис. 1. Схема расположения офиолитовых зон в Джунгаро-Балхашской складчатой области. Офиолитовые зоны: ТК – Тектурмасская, АГ – Агадырская, СБ – Северо-Балхашская, ТБ – Танбале, МЛ – Майли, ДБ – Дарабуту. Вулкано-плутонические пояса: Д – Devonский Казахстанский, БИ – Балхаш-Илийский. Крупные сдвиги: ЦК – Центральнo-Казахстанский, Ч – Чингизский. 1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2–4 – комплексы Бошекуль-Чингизской и Кокчетав-Северо-Тяньшаньской складчатых областей: 2 – девонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные толщи, 3 – ниже-среднедевонские континентальные вулканы и гранитоиды, 4 – додевонские образования; 5–9 – комплексы Джунгаро-Балхашской складчатой области: 5 – верхнепалеозойские континентальные вулканы и гранитоиды, 6 – девонские и нижнекаменноугольные флишевые и вулканогенно-осадочные толщи; 7 – силурийские флишевые и олистостромовые толщи, 8 – ордовикские островоужные вулканы, 9 – стратифицированные и плутонические образования орогенных зон; 10 – девонские и нижнекаменноугольные флишевые и вулканогенно-осадочные толщи Иртыш-Зайсанской складчатой области; 11 – наиболее крупные позднepалеозойские сдвиги; 12 – прочие разрывные нарушения; 13 – государственные границы.

несогласно перекрыты вулканогенными толщами и прорваны гранитоидами каменноугольного возраста [5].

Отличительной особенностью Тектурмасской зоны является, происходящее в ее пределах, омоложение офиолитовых разрезов с юга на север. На юге зоны присутствуют фрагменты надсубдукционных офиолитов раннего ордовика (только в виде глыб в серпентинитовом меланже), средне-ордовикских базальтов океанических островов (карамурунская свита) и средне-верхнеордовик-

ских глубоководных кремнистых пород (тектурмасская свита), а также олистостромовая толща верхнего ордовика – низов силура (сарытауская свита). На севере зоны распространены только надсубдукционные офиолиты среднего–верхнего ордовика (габбро, дайковый комплекс, плагиограниты, базальты и андезибазальты кузекской свиты), которые перекрываются кремнисто-туфогенной толщей верхов ордовика–нижнего силура (базарбайская свита) [1, 3, 5, 9]. Таким образом, в Тектурмасской зоне в настоящее время из-

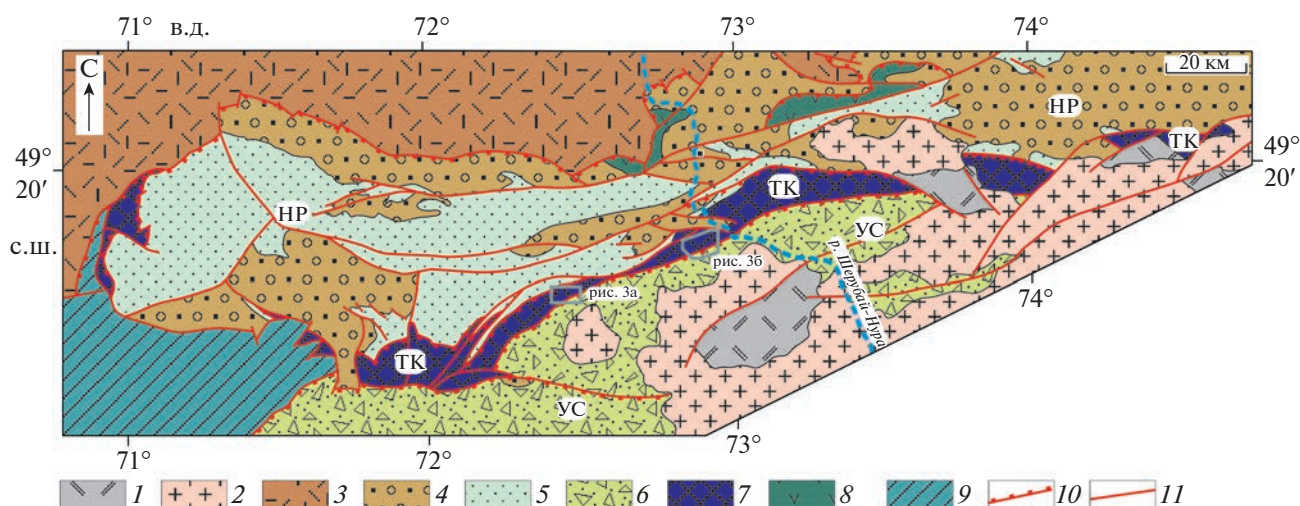


Рис. 2. Положение Тектурмасской офиолитовой зоны в структуре северной части Джунгаро-Балхашской области. Тектонические зоны: НР – Нуринская, ТК – Тектурмасская, УС – Успенская. 1 – верхнепалеозойские риолиты и дациты; 2 – позднепалеозойские гранитоиды; 3 – континентальные вулканы и гранитоиды Казахского Девонско-вулканоплутонического пояса; 4 – девонские и каменноугольные обломочные и вулканогенно-осадочные толщи; 5 – силурийские терригенные толщи; 6 – силурийские терригенные толщи с пластинами кремней и яшм ордовика; 7 – ордовикские комплексы Тектурмасской офиолитовой зоны; 8 – средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи; 9 – нижне-среднеордовикские кремнистые и кремнисто-терригенные толщи; 10 – надвиги и границы тектонических покровов; 11 – прочие разрывные нарушения.

вестны только ордовикские и ордовикско-нижнесилурийские образования.

В результате исследований последних лет в Тектурмасской зоне нам удалось выявить доордовикские комплексы. Они наиболее достоверно выделяются на небольшом участке в 7.5 км северо-западнее пос. Аккой (Просторное) на западе зоны, где ее ширина не превышает 2 км (рис. 3 а). На севере участка большие площади занимают клинопироксен-плагиоклазовые базальты и андезитобазальты, которые сопоставляются с породами кузекской свиты верхнего ордовика. В южной части участка нижнепалеозойские комплексы участвуют в строении небольшой (1.5 км × 500 м) опрокинутой на север антиклинали, которая на севере надвинута на эффузивы кузекской свиты, а на юге – на терригенные толщи нижнего силура. Крылья антиклинали сложены кремнями, яшмами, реже кремнистыми алевритами, в которых собраны конодонты среднего ордовика (т.н. ТЕК-2105). Эти породы относятся к фрагментам разреза тектурмасской свиты среднего–верхнего ордовика. Ядро складки образовано порфиоровыми вулканитами средне-кислого и кислого состава, которые прорваны небольшими телами крупно-, средне- и мелкозернистых плагиогранитов. Подобный комплекс пород ранее в Тектурмасской зоне был неизвестен. Нами проведено детальное изучение его строения и особенностей состава пород, а также геохронологические исследования, позволившие установить возраст.

Эффузивы представлены плагиориолитами и дацитами. Плагиориолиты имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза и кварца, погруженными в основную микролитно-зернистую массу, сложенную микролитами плагиоклаза и кварца. Для дацитов характерны порфировая структура с вкрапленниками плагиоклаза, щелочного полевого шпата (до 2–3%), рудного минерала и микрофельзитовая основная масса. Плагиограниты представлены в основном лейкократовыми разновидностями, имеют гипидиоморфно-зернистую структуру с участками гранофировой, сложены плагиоклазом и кварцем. Все породы частично брекчированы.

Для обоснования возраста вулканических и плутонических пород были проведены U–Pb-геохронологические исследования акцессорного циркона. Выделение циркона проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Геохронологические исследования проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ локальным методом (SIMS) по методике, описанной в [4, 12]. Был изучен акцессорный циркон, выделенный из крупнозернистых плагиогранитов (проба ТЕК-2202: 49°04'68.1" с.ш., 72°30'25.8" в.д., рис. 3 а). В этой пробе циркон представлен в основном субидiomорфными, изометричными кристаллами таблитчатого и короткопризматического габитуса, а также их обломками, размером от 30 до 60 мкм. В некоторых кристаллах устанавливается плохо выраженная магматическая зональность (рис. 4).

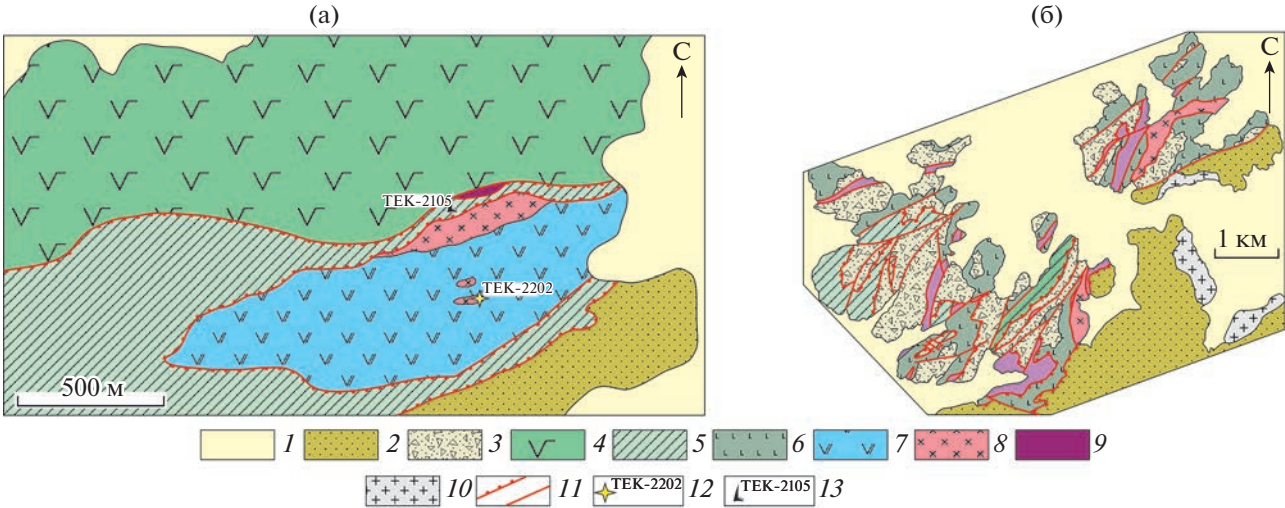


Рис. 3. Участки распространения кембрийских надсубдукционных образований в Тектурмасской офиолитовой зоне: а – северо-западнее пос. Акой (Просторное), б – восточная часть гор Сарытау. 1 – кайнозойские отложения; 2 – силурийские терригенные толщи; 3 – олистостромовая сарытауская толща верхнего ордовика – нижнего силура; 4 – базальты и андезибазальты кузекской свиты (?) среднего ордовика; 5 – кремни, яшмы, кремнистые алевролиты тектурмасской свиты среднего–верхнего ордовика; 6 – базальты и щелочные базальты карамурунской свиты среднего ордовика; 7 – плагиориолиты и дациты раннего кембрия; 8 – плагиограниты разнотекстурированные раннего кембрия; 9 – серпентиниты, серпентинитовый меланж; 10 – позднепалеозойские гранитоиды; 11 – разрывные нарушения; а – границы тектонических пластин, б – прочие; 12 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер; 13 – местонахождение конодонтов и его номер.

U–Pb-геохронологические исследования были выполнены для 12 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 537 ± 5 млн лет (рис. 5, табл. 1), что примерно соответствует границе докембрия и кембрия [6].

Западнее изученного участка сходные породы были обнаружены на востоке гор Сарытау (рис. 3 б).

Таблица 1. Результаты изотопных U–Pb-геохронологических исследований циркона из плагиогранитов (проба ТЕК-2202)

№ анализа	²⁰⁶ Pb _c %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет
		²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
ТЕК-2202										
11	0.00	24.1	332	145	0.45	0.0588 ± 3.3	0.6840 ± 3.8	0.0844 ± 2.0	0.51	523 ± 10
3	0.00	32.0	437	152	0.36	0.0590 ± 3.4	0.6923 ± 4.1	0.0851 ± 2.3	0.56	526 ± 12
5	0.00	49.4	668	397	0.61	0.0576 ± 2.5	0.6837 ± 3.3	0.0861 ± 2.2	0.66	532 ± 11
9	0.03	46.1	620	318	0.53	0.0589 ± 2.0	0.7020 ± 2.9	0.0865 ± 2.1	0.73	535 ± 11
7	0.04	29.7	399	181	0.47	0.0592 ± 2.8	0.7082 ± 3.4	0.0868 ± 1.9	0.55	537 ± 10
8	0.00	25.9	347	135	0.40	0.0602 ± 4.4	0.7206 ± 4.6	0.0868 ± 1.3	0.29	537 ± 7
2	0.55	29.3	392	208	0.55	0.0539 ± 4.5	0.6460 ± 5.0	0.0870 ± 2.2	0.43	538 ± 11
1	0.00	18.2	243	76	0.32	0.0574 ± 4.2	0.6902 ± 4.2	0.0871 ± 0.8	0.18	539 ± 4
10	0.00	28.6	381	181	0.49	0.0593 ± 3.9	0.7156 ± 4.3	0.0876 ± 1.8	0.42	541 ± 9
12	0.00	27.1	361	169	0.48	0.0597 ± 3.7	0.7212 ± 3.9	0.0876 ± 1.3	0.32	541 ± 7
4	0.00	50.3	667	430	0.67	0.0585 ± 2.4	0.7085 ± 2.8	0.0878 ± 1.5	0.53	543 ± 8
6	0.00	37.9	501	188	0.39	0.0580 ± 3.1	0.7051 ± 3.5	0.0882 ± 1.6	0.46	545 ± 8

$^{206}\text{Pb}_c$ – обыкновенный Pb; $^{206}\text{Pb}^*$ – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 1 соответствуют номерам зерен на рис. 4.

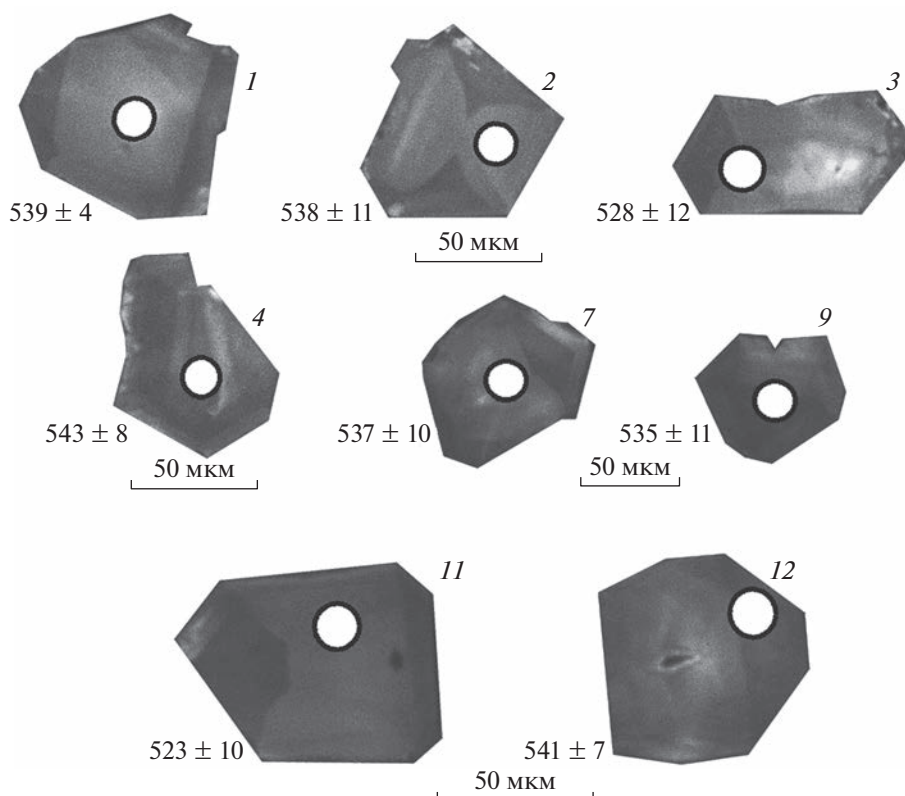


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из плагиогранитов Тектурмасской зоны, выполненные на электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодоллюминесценции (проба ТЕК-2202). Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

Здесь выявлена узкая протяженная (4 км × 500 м) пластина, сложенная плагиогранитами различной зернистости, которые имеют тектонические контакты с породами карамурунской и сарытауской свит, а также с серпентинитовым меланжем. Многократные попытки выделения акцессорного циркона из этих плагиогранитов для последующего датирования не увенчались успехом. Поэтому отнесение плагиогранитов гор Сарытау к кембрийским образованиям может быть сделано только на основании близких особенностей состава и, исходя из их положения среди комплексов южной части Тектурмасской зоны.

Плагиограниты, плагиориолиты, дациты на участке к северо-западу от пос. Аккой и плагиограниты в горах Сарытау характеризуются содержаниями SiO_2 67.98–77.32; 75.19–76.84 и суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 4.91–6.26; 5.68–6.0 мас. % соответственно, относятся к породам нормальной щелочности и на диаграмме Ab–An–Or располагаются в поле трондьемитов (рис. 6 а). По соотношению K_2O и SiO_2 они являются низкокалиевыми породами, принадлежат известково-щелочной серии и имеют натриевый тип щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$). Все изученные породы являются низкоглиноземистыми (<15% Al_2O_3) (рис. 6 б) и

по соотношению TiO_2 и SiO_2 соответствуют продуктам частичного плавления метабазитов океанической коры [11] (рис. 6 в).

Редкоэлементный состав пород обоих участков характеризуется низкими и умеренными содержаниями Zr (27–128; 54–118 г/т), низкими Nb (1.5–2.6; 2.5–2.7 г/т) и Rb (0.45–1.8 г/т), пониженными Sr (43–167; 71–139 г/т) и Ba (20–43; 24–32 г/т), умеренными Y (20–45; 16–39 г/т) и низким суммарным содержанием редкоземельных элементов (РЗЭ) (32.7–59.1; 25.3–58.7 г/т) соответственно (табл. 2).

Вулканыты средне-кислого состава и плагиограниты имеют сходные слабофракционированные распределения РЗЭ с небольшим обеднением легкими РЗЭ, горизонтальным распределением тяжелых РЗЭ, ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.68\text{--}0.84$; $0.48\text{--}0.62$) и небольшой отрицательной ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.54\text{--}0.90$; $0.72\text{--}0.96$) Eu-аномалией (рис. 7 а). Плагиограниты, плагиориолиты и дациты по распределениям РЗЭ сопоставляются с плагиогранитами надсубдукционных офиолитов Троодоса, Семайл и плагиогранитами офиолитов фракционированного типа [13]. Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии, всех изученных пород характеризу-

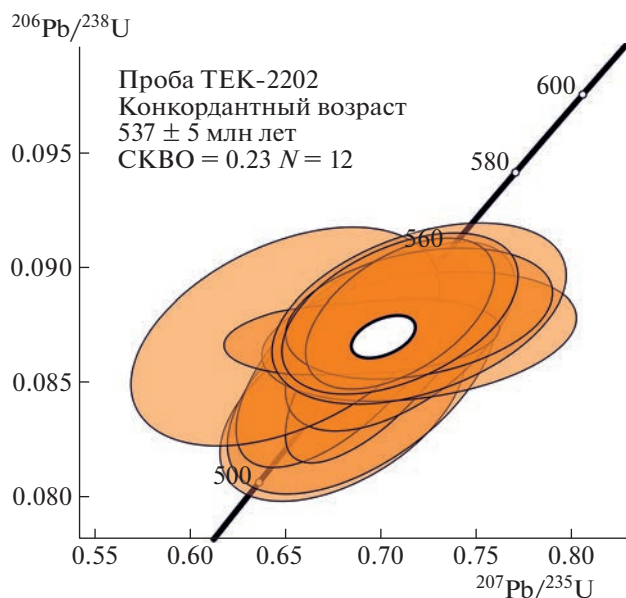


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для циркона из плагиогранитов Тектурмасской зоны (проба ТЕК-2202).

ются минимумами Nb, Ta, P, Ti (рис. 7 б). По особенностям распределения редких и редкоземельных элементов изученные породы резко отличаются от плагиогранитов раннеордовикских офиолитов южной части Тектурмасской зоны [9].

На диаграмме Rb–Y + Nb [15], разделяющей гранитоиды, формировавшиеся в разных геодинамических обстановках, точки составов изученных вулканитов и плагиогранитов располагаются в поле островодужных гранитоидов (рис. 6 г).

Таким образом, в южной части Тектурмасской зоны выявлены островодужные надсубдукционные комплексы раннекембрийского возраста, представленные эффузивами кислого и среднекислого состава, а также плагиогранитами. Эти породы имеют только тектонические соотношения с ордовикскими образованиями этой части зоны. В отличие от других офиолитовых зон Джунгаро-Балхашской области раннекембрийские надсубдукционные образования Тектурмасской зоны оказываются значительно древнее всех

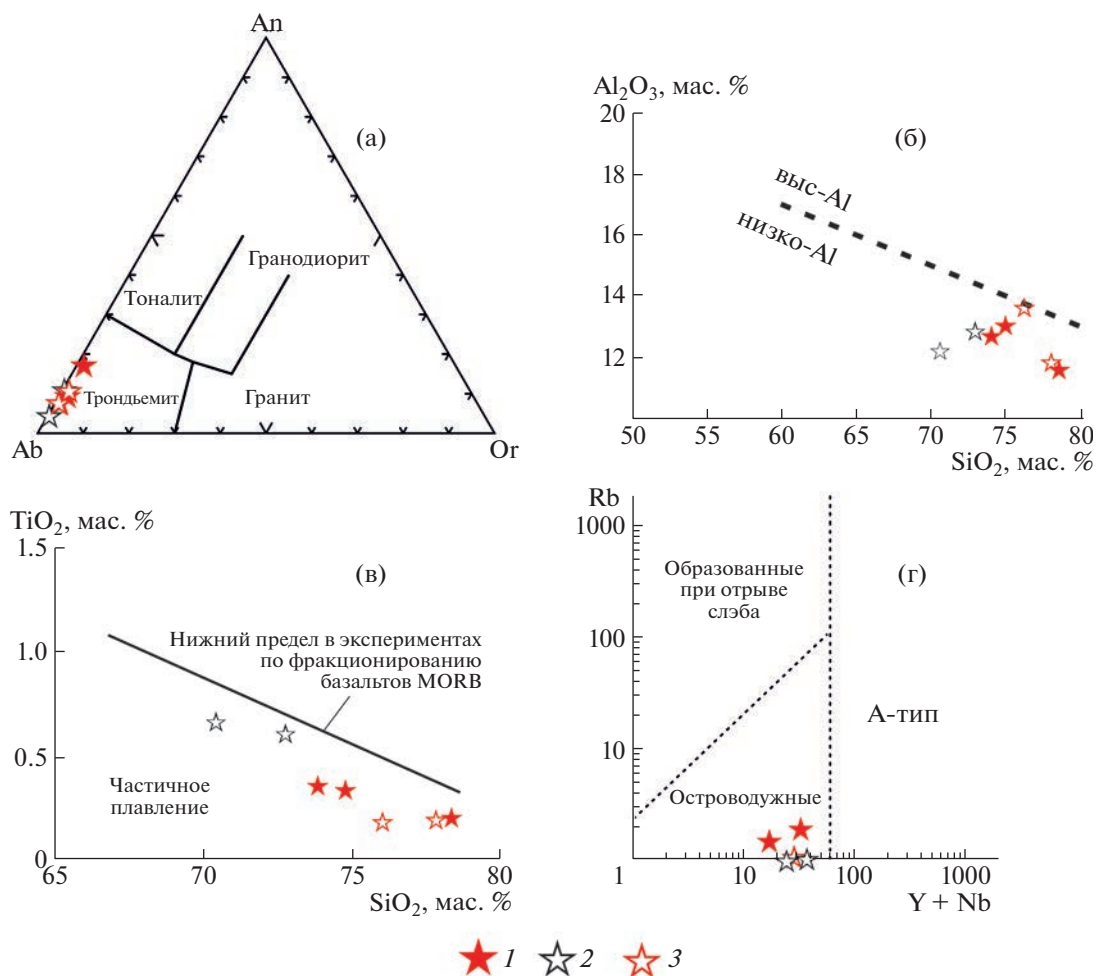


Рис. 6. Диаграммы Ab–An–Or (а), Al_2O_3 – SiO_2 (б), TiO_2 – SiO_2 (в) [11] Rb–(Y+Nb) (г) для вулканитов и плагиогранитов участка северо-западнее пос. Акой и плагиогранитов востока гор Сарытау. 1, 2 – породы участка северо-западнее пос. Акой: 1 – плагиограниты, 2 – плагиориолиты, дациты; 3 – плагиограниты востока гор Сарытау.

Таблица 2. Петрогенные (мас. %) и редкие (г/т) элементы в раннекембрийских плагиогранитах, плагиориолитах, дацитах и плагиогранитах Сарытау

Образцы	ТЕК2107	ТЕК2201	ТЕК2202	ТЕК2109	ТЕК2111	СК-1780	ТЕК1931
№ п.п.	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	77.32	73.48	72.42	70.82	67.98	75.19	76.84
TiO ₂	0.20	0.33	0.35	0.59	0.64	0.18	0.19
Al ₂ O ₃	11.43	12.80	12.44	12.49	11.77	13.46	11.67
Fe ₂ O ₃	0.52	3.39	4.07	2.32	1.58	1.08	1.78
FeO	1.46	—	—	2.97	2.15	1.49	0.88
MnO	0.06	0.06	0.09	0.11	0.08	0.06	0.09
MgO	0.97	1.02	1.41	2.65	1.79	0.61	0.51
CaO	0.90	1.22	2.23	0.57	4.82	0.91	1.25
Na ₂ O	5.75	6.06	5.26	4.88	5.74	5.93	5.53
K ₂ O	0.11	0.19	0.15	0.03	0.04	0.08	0.15
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.06	0.14	0.10	0.03	0.04
п.п.п.	1.08	1.38	1.53	2.11	3.07	0.71	0.94
Сумма	99.84	100.00	100.01	99.67	99.77	99.72	99.88
Sc	11	14	14	15	21	10	12
V	16	19	27	19	40	11	5
Cr	44	28	24	42	52	15	11
Co	3	3	4	5	13	2	1
Ni	31	14	14	29	38	11	5
Ga	9.1	13.9	13.0	11.7	11.8	11.4	12.9
Rb	1	2	0	1	1	1	0
Sr	43	167	154	41	43	139	71
Y	24	45	20	31	22	39	16
Zr	128	130	27	125	69	118	54
Nb	2.1	2.6	2.2	2.4	1.5	2.7	2.5
Cs	0.15	0.05	0.13	0.06	0.07	0.07	0.07
Ba	37	43	35	30	20	32	24
La	3.00	4.35	2.85	2.21	2.80	4.24	1.68
Ce	9.72	11.72	5.20	7.72	7.65	12.72	3.67
Pr	1.49	2.05	1.15	1.17	1.18	1.95	0.77
Nd	7.93	10.94	6.71	6.43	6.56	10.69	4.66
Sm	2.65	3.83	2.44	2.33	2.15	3.58	1.69
Eu	0.62	1.09	0.68	0.63	0.75	1.00	0.47
Gd	3.26	5.13	2.94	3.41	3.01	4.88	2.34
Tb	0.58	1.00	0.54	0.72	0.53	0.91	0.45
Dy	3.85	6.92	3.65	5.15	3.59	6.36	3.26
Ho	0.85	1.58	0.86	1.17	0.80	1.40	0.71
Er	2.76	4.43	2.33	3.58	2.41	4.58	2.40
Tm	0.43	0.69	0.38	0.54	0.37	0.70	0.35
Yb	3.03	4.60	2.60	3.61	2.39	4.93	2.52
Lu	0.46	0.72	0.36	0.54	0.34	0.78	0.35
Hf	3.33	3.81	0.82	3.31	2.01	3.51	1.58
Ta	0.16	0.18	0.16	0.17	0.11	0.18	0.17
Pb	6.59	0.87	0.74	0.94	1.53	0.71	0.84
Th	0.48	0.65	0.30	0.51	0.32	0.63	0.31
U	0.35	0.41	0.10	0.49	0.77	0.32	0.12

1–5 – породы района северо-западнее пос. Акой: 1–3 – плагиограниты; 4 – плагиориолит; 5 – дацит; 6, 7 – плагиограниты востока гор Сарытау.

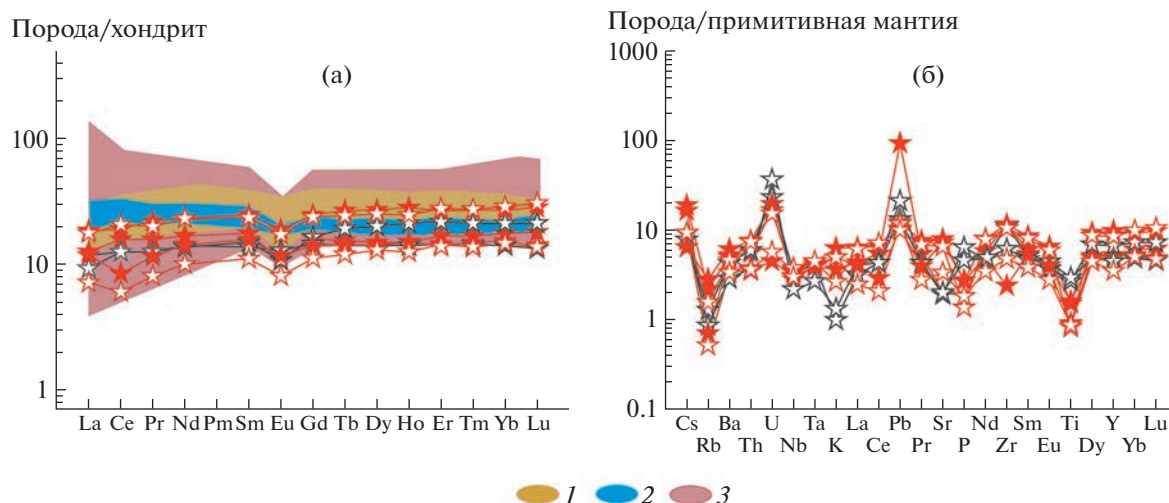


Рис. 7. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б), для вулканитов и плагиогранитов участка северо-западнее пос. Акой и плагиогранитов востока гор Сарытау. 1, 2 – породы участка северо-западнее пос. Акой: 1 – плагиограниты, 2 – плагиориолиты, дациты; 3 – плагиограниты востока гор Сарытау; 4 – плагиограниты Троодоса; 5 – плагиограниты Семайл, 6 – фракционированный тип плагиогранитов офиолитов [13].

выявленных здесь фрагментов океанической литосферы. Поэтому формирование этих островодужных вулканитов и плагиогранитов не может быть связано с эволюцией океанических структур, комплексы которых участвуют в строении Тектурмасской зоны. Вероятно, образование выявленных раннекембрийских островодужных образований могло происходить в краевой части океанического бассейна, фрагменты комплексов которого установлены в зонах Майли, Танбале и Северо-Балхашской.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-17-00069 в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 60–76.
2. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А. Комплексы океанической литосферы в палеозоидах западной части Центрально-Азиатского пояса: обстановки формирования и возрастной диапазон // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 66–68.
3. Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 92–102.
4. Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
5. Якубчук А.С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в палеозойской структуре Центрального Казахстана // Геотектоника. 1990. № 5. С. 55–68.
6. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013; updated. V. 36. P. 199–204.
7. Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S. Early Paleozoic supra-subduction complexes of the North-Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. V. 380–381. № 105818.
8. Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tretyakov A.A. Siliceous –volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle-Late Ordovician // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020. V. 551. № 109748.
9. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Luchitskaya M.V., Tolmacheva T.Yu., Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Tretyakov A.A. Ordovician supra-subduction, oceanic and within-plate ocean island complexes in the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implications // International geology review. 2022. V. 64. Is. 15. P. 2108–2150.
10. Dilek Y., Furnes H. Ophiolites and Their Origins // Elements. 2014. V. 10. P. 93–100.

11. *Koepke J., Berndt J., Feig S. T., Holtz F.* The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 153. P. 67–84.
12. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc.* 2004. V. 30. P. 69–74.
13. *Li W.-X., Li X.-H.* Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence // *Precam. Res.* 2003. V. 122. P. 29–44.
14. *Ren R., Han B.F., Xu Z., Zhou Y.Z., Liu B., Zhang L., Chen J.F., Su L., Li J., Li X.H., Li Q.L.* When did the subduction first initiate in the southern Paleo-Asian Ocean: new constraints from a Cambrian intra-oceanic arc system in West Junggar, NW China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 388. P. 222–236.
15. *Whalen J.B., Hildebrand R.S.* Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos.* 2019. V. 348–349. № 105179.
16. *Xu Z., Han B.F., Ren R., Zhou Y.Z., Zhang L., Chen J.F., Su L., Li X.H., Liu D.Y.* Ultramafic–mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction–accretion process // *Lithos.* 2012. V. 132–133. P. 141–161.
17. *Zheng B., Han B.F., Liu B., Wang Z.Z.* Ediacaran to Paleozoic magmatism in West Junggar Orogenic Belt, NW China, and implications for evolution of Central Asian Orogenic Belt // *Lithos.* 2019. V. 338–339. P. 111–127.

THE FIRST FIND OF CAMBRIAN VOLCANITES AND PLAGIOGRANITES IN TEKURMAS OPHIOLITE ZONE (CENTRAL KAZAKHSTAN): AGE AND COMPOSITION

Academician of the RAS **K. E. Degtyarev^{a, #}**, **M. V. Luchitskaya^a**, and **A. A. Tretyakov^a**

^a*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*E-mail: degtkir@mail.ru*

The complex of felsic rocks, intruded by plagiogranitic bodies are first revealed in the west of the Tekurmas ophiolite zone of Central Kazakhstan. The U–Pb (SIMS) geochronological study of one of the plagiogranitic bodies was carried out and the Early Cambrian age (537 ± 5 Ma) was first obtained. The peculiarities of effusives and plagiogranites composition indicate their formation in the supra-subduction setting within primitive volcanic island arc. Formation of this arc was not related to the evolution of the oceanic structures, which complexes participate in the structure of the Tekurmas zone.

Keywords: island arc volcanites and plagiogranites, zircon, Early Cambrian, Central Kazakhstan