УДК 552.08:551.733.1(574.3)

# НИЖНЕОРДОВИКСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА: ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

© 2022 г. А. А. Третьяков<sup>1,\*</sup>, академик РАН К. Е. Дегтярев<sup>1</sup>

Поступило 16.05.2022 г. После доработки 01.06.2022 г. Принято к публикации 06.06.2022 г.

На северо-востоке Шатского массива в Северном Казахстане изучен комплекс рассланцованных вулканогенных и туфогенных пород базальтового и риолитового состава, выделяемых в даутскую свиту. Проведено U–Pb (SIMS)-геохронологическое изучение кислых вулканитов верхов ее разреза, для которых впервые получена раннеордовикская (477 ± 2 млн лет) оценка возраста. Особенности состава эффузивов и туфов базальтового и риолитового состава свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке в пределах вулканической островной дуги.

*Ключевые слова:* островодужные вулканиты, Северный Казахстан, циркон, ранний ордовик **DOI:** 10.31857/S2686739722600710

Характерной чертой большинства кембрийских и ордовикских вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов, широко распространенных в палеозоилах Казахстана, является отсутствие в них метаморфических преобразований. В то же время различная степень метаморфизма традиционно являлась признаком докембрийских вулканогенно-осадочных толщ, наиболее полно представленных в пределах Улутауского и Актау-Моинтинского докембрийских массивов [5, 8]. В Северном Казахстане метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи встречаются на севере Кокчетавского (иманбурлукская свита) и Шатского (даутская свита) докембрийских массивов, где традиционно относились к верхнему докембрию [1, 4]. В разрезе даутской свиты ранее отмечалось присутствие высокоглиноземистых базальтов, характерных для надсубдукционных комплексов, вулканитов и туфов кислого состава [1]. Предполагаемый позднедокембрийский возраст и особенности состава пород даутской свиты позволяли относить ее к комплексам одноименной неопротерозойской островной дуги. В некоторых моделях с субдукцией утоненной континентальной коры под эту дугу связывался раннекембрийский высоко- и ультравысокобарический метаморфизм, широко проявленный в северной части Кокчетавского докембрийского массива

[7]. Однако геохронологические данные о возрасте метаморфизованных вулканогенных и туфогенных пород даутской свиты до настоящего времени отсутствуют, что лишает достоверности многие реконструкции раннепалеозойской эволюции Кокчетавского массива и его обрамления. Поэтому задачей настоящей работы являлось получение первых U–Pb-оценок возраста пород даутской свиты, изучение особенностей их состава и выявление значения полученных результатов для более полного понимания раннепалеозойской эволюции структур Северного Казахстана.

Метаморфизованные вулканические образования даутской свиты обнажены на северо-востоке Шатского массива к северу от Степнякской зоны вблизи границы с мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами чехла Западно-Сибирской плиты. В этом районе даутская свита обнажена по долинам рек Карашат, Шат и правому притоку р. Ащису (рис. 1б). Наиболее полный разрез свиты вскрывается в нижнем течении р. Карашат к югу от пос. Ленинградское. Низы разреза свиты сложены рассланцованными плагиоклазовыми базальтами и кристаллокластическими туфами основного состава, среди которых встречаются редкие потоки риолитов и прослои кристаллокластических туфов кислого состава. Базальты сохраняют реликтовую порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор), которые погружены в мелкозернистый гранобластовый агрегат основной массы, сложенный плагиоклазом, клионоцоизитом, актинолитом, хлоритом. В строении верхней части свиты преобладают расслан-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: degtkir@mail.ru



**Рис. 1.** а. Схема геологического строения восточного обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан). 1 -кайнозойские отложения; 2 - терригенные и вулканогенно-осадочные толщи среднего и верхнего палеозоя; 3-5 -комплексы Степнякской зоны: 3 - вулканогенно-осадочные толщи среднего и верхнего ордовика; 4 -кремнисто-терригенные толщи нижнего и среднего ордовика; 5 -внутриплитные кислые вулканиты нижнего ордовика (свита тассу); 6 -базальт-риолитовая даутская свита нижнего ордовика; 7 -докембрийские и кембрийские комплексы Кокчетавского массива и его обрамления; 8 -ранне-среднепалеозойские гранитоиды. I – Кокчетавский массив; II – Шатский массив; III – Степнякская зона. 6. Схема геологического строения бассейнов рек Шат и Ащису (северо-восток Шатского массива). 1 -кайнозойские отложения; 2 -терригенные (а) и вулканогенные (б) толщи среднего-верхнего ордовика; 3 -кремнисто-состава (а), рассланцованиты (б) нижнего ордовика; 4 -даутская свита: рассланцованные риолиты и туфы кислого состава (а), рассланцованные базальты и их туфы (б); 5 -кварциты и кварцито-сланцы кокчетавской свиты неопротерозоя; 6 -силурийские и раннедевонские граниты; 7 -позднеордовикские гранодиориты, диориты и габбро-диориты; 7 -разрывные нарушения; 8 -место отбора пробы для U-Th-Pb-геохронологических исследований и ее номер.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 506 № 1 2022



**Рис. 2.** Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из риолитов дауской свиты (проба Z-1807), выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции. Номера зерен соответствуют номерам анализов в табл. 1. Кружками обозначены участки датирования.

цованные риолиты с реликтовой порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены кварцем, плагиоклазом (альбит, альбит-олигоклаз) и щелочным полевым шпатом, содержания



**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для цирконов из риолитов даутской свиты, проба Z-1807.

которых изменяются в широких пределах. Основная масса образована мелкозернистым лепидогранобластовым агрегатом кварца, полевого шпата, серицита, биотита и хлорита, циркона, апатита и сфена. В разрезе эффузивы чередуются с лито-, кристалло- и витрокристаллокластическими туфами кислого состава, содержащими обломки кварца, каолинитизированного вулканического стекла, а также с фельзитами. Завершает разрез пачка тонко расслацованных филлитов. Породы даутской свиты, особенно в верхней части, неравномерно деформированы, поэтому ее мощность может быть оценена лишь приблизительно в 1000—1200 м.

Органические остатки в породах даутской свиты отсутствуют, поэтому для установления ее возраста были проведены U–Th–Pb-геохронологические исследования акцессорного циркона. Для этого была использована проба Z-1807 (54°28'38.9" с.ш.; 71°35'43.8" в.д.), отобранная из риолитовых туфов верхней части даутской свиты (рис. 1б).

Выделение циркона из риолитов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы. Для выбора участков

## НИЖНЕОРДОВИКСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ КОМПЛЕКС

			ponono			соподованны д	ipitoita ito tipe			
№ анализа	<sup>206</sup> Pbc	Содержание, мкг/г				Rho	Возраст, млн лет			
	%	<sup>206</sup> Pb*	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
Z1807-1.1	0.00	28.8	433	192	0.46	$0.05669\pm1.5$	$0.0774 \pm 1.8$	$0.605\pm2.3$	0.76	$480.6\pm8.2$
Z1807-2.1	0.00	31.6	483	217	0.46	$0.05686\pm1.5$	$0.0762 \pm 1.8$	$0.598 \pm 2.3$	0.76	$473.7\pm8.1$
Z1807-3.1	0.10	26.4	397	164	0.43	$0.0549 \pm 1.9$	$0.0773 \pm 1.8$	$0.585\pm2.6$	0.70	$480.1\pm8.4$
Z1807-4.1	0.05	46.9	717	345	0.50	$0.05573\pm1.3$	$0.0761 \pm 1.8$	$0.585\pm2.2$	0.80	$473 \pm 8$
Z1807-5.1	0.00	39.9	606	225	0.38	$0.05635\pm1.3$	$0.0766 \pm 1.8$	$0.595\pm2.2$	0.80	$475.8\pm8.1$
Z1807-6.1	0.00	58.3	882	463	0.54	$0.0563 \pm 1.1$	$0.077 \pm 1.7$	$0.598 \pm 2.1$	0.84	$478.1\pm8$
Z1807-7.1	1.92	66.2	876	713	0.84	$0.057\pm23$	$0.0757\pm2$	$0.59\pm23$	0.09	$470.2\pm9.3$
Z1807-8.1	0.00	35.2	526	218	0.43	$0.0562 \pm 1.4$	$0.0778 \pm 1.8$	$0.603\pm2.3$	0.78	$483.2\pm8.2$
Z1807-9.1	0.16	48.9	740	407	0.57	$0.05522\pm1.7$	$0.0768 \pm 1.7$	$0.585\pm2.4$	0.71	$476.9\pm8$
Z1807-10.1	0.06	40.8	626	281	0.46	$0.05599 \pm 1.4$	$0.0758 \pm 1.8$	$0.585\pm2.3$	0.78	$470.7\pm8$
Z1807-11.1	0.00	42.2	638	204	0.33	$0.0568 \pm 1.8$	$0.0769 \pm 1.7$	$0.602\pm2.5$	0.69	$477.8\pm8$
Z1807-12.1	0.18	41.3	625	293	0.48	$0.0553\pm2.5$	$0.0768 \pm 1.8$	$0.585\pm3.1$	0.58	$476.7\pm8.1$
Z1807-13.1	0.00	67.5	1018	570	0.58	$0.05645\pm1$	$0.0772\pm1.7$	$0.601\pm2$	0.86	$479.6\pm8$
Z1807-14.1	0.15	52.7	790	404	0.53	$0.05544\pm1.7$	$0.0776 \pm 1.7$	$0.593\pm2.4$	0.71	$481.5\pm8.1$
Z1807-15.1	0.00	42.3	641	271	0.44	$0.05691\pm1.4$	$0.0768 \pm 1.8$	$0.603\pm2.3$	0.78	$477\pm8.1$
Z1807-16.1	2.30	38.1	559	282	0.52	$0.0525\pm6.4$	$0.0776 \pm 1.8$	$0.562\pm6.7$	0.27	$481.7\pm8.4$
Z1807-17.1	0.00	34.2	524	241	0.47	$0.05748\pm1.4$	$0.076 \pm 1.8$	$0.602\pm2.3$	0.78	$472 \pm 8$
Z1807-18.1	0.17	46.2	701	275	0.41	$0.0552\pm2$	$0.0766 \pm 1.8$	$0.584 \pm 2.6$	0.67	$475.9\pm8.1$
Z1807-19.1	0.05	53.6	807	408	0.52	$0.05591\pm1.2$	$0.0773 \pm 1.7$	$0.596\pm2.1$	0.82	$479.8\pm8$
Z1807-20.1	0.54	42.7	650	304	0.48	$0.0556\pm3$	$0.0761 \pm 1.8$	$0.584 \pm 3.4$	0.51	$472.9\pm8$
Z1807-21.1	0.05	55.5	827	426	0.53	$0.05635\pm1.3$	$0.078 \pm 1.7$	$0.606\pm2.1$	0.81	$484.3\pm8.1$
Z1807-22.1	0.00	43.3	654	287	0.45	$0.05753\pm1.3$	$0.0771 \pm 1.7$	$0.611\pm2.2$	0.81	$478.6\pm8$
Z1807-23.1	0.00	37.1	562	217	0.40	$0.05634\pm1.4$	$0.0768 \pm 1.8$	$0.597 \pm 2.2$	0.79	$477\pm8.2$
Z1807-24.1	0.00	30.8	451	229	0.52	$0.05654\pm1.5$	$0.0795 \pm 1.8$	$0.619\pm2.4$	0.76	$493\pm8.5$

Таблица 1. Результаты геохронологических U-Pb-исследований циркона из пробы Z-1807

<sup>206</sup>Pbc – обыкновенный Pb; <sup>206</sup>Pb\* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 16. Номера анализов в табл. 1 соответствуют номерам зерен на рис. 2a.

зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Pb (SIMS)-геохронологические исследования цирконов выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [16]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5–4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 × 10 мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [12] и ISOPLOT [11].

Акцессорный циркон из риолитов представлен в основном идиоморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса размером 150–250 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 3. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 2).

U–Pb-геохронологические исследования были выполнены для 21 кристалла циркона. Рассчитанный конкордатный возраст составляет 477  $\pm$  2 млн лет (рис. 3, табл. 1), что соответствует границе тремадокского и флоского ярусов нижнего ордовика [6]. Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, что позволяет считать полученную оценку возраста соответствующей времени кристаллизации расплава родоначального для риолитов. Так как проба для геохронологических исследований была взята из верхней части разреза даутской свиты, можно предполагать, что время формирова-

# ТРЕТЬЯКОВ, ДЕГТЯРЕВ

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ проб	Z-1314	Z-1067	Z-12304	Z-1807	Z-1069	Z-1070	Z-1315	Z-9011	Z-9016	Z-9017	Z-1065
SiO <sub>2</sub>	72.62	72.34	72.84	75.53	74.94	73.61	50.56	48.40	49.15	48.55	48.21
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.15	0.20	0.14	0.13	0.19	0.88	1.02	1.06	1.02	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.39	15.72	14.53	13.87	13.5	13.3	17.55	19.86	18.85	19.83	16.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.48	1.26	0.87	1.42	1.66	2.02	3.58	4.32	4.10	4.76	6.30
FeO	0.78	0.90	1.64	0.64	1.4	0.43	6.56	5.03	6.35	5.41	5.76
MnO	0.04	0.03	0.03	0.02	0.24	0.31	0.16	0.17	0.16	0.17	0.68
MgO	0.71	1.19	1.70	0.72	1.45	0.67	5.79	5.86	5.98	5.53	3.47
CaO	3.06	0.82	0.58	0.20	0.93	0.85	10.60	10.15	9.95	8.17	9.38
K <sub>2</sub> O	1.91	3.04	0.05	2.39	2.18	5.2	0.19	0.91	0.43	0.38	0.21
Na <sub>2</sub> O	3.51	1.89	6.72	3.61	0.83	2.65	2.23	2.89	1.99	4.08	3.52
$P_2O_5$	0.07	0.03	0.06	0.04	0.024	0.044	0.14	0.10	0.10	0.13	0.20
ППП	1.12	2.52	0.60	1.35	2.57	0.7	1.02	1.18	2.32	2.02	3.99
Сумма	99.92	99.89	99.82	99.93	99.84	99.99	99.26	99.89	100.45	100.05	99.33
FeO*	2.11	2.03	2.42	1.91	2.89	2.25	9.78	8.92	10.04	9.69	11.43
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.54	1.61	0.01	0.66	2.63	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96	1.96
ASI	1.08	2.00	1.20	1.57	2.51	1.16	0.76	0.83	0.87	0.91	0.73
MALI	2.36	4.11	6.19	5.81	2.08	7.00	-8.18	-6.35	-7.53	-3.71	-5.65
(Na + K)Al	0.54	0.41	0.76	0.61	0.28	0.75	0.22	0.29	0.20	0.36	0.36
FeO*/FeO* + MgO	0.75	0.63	0.59	0.73	0.67	0.77	0.63	0.60	0.63	0.64	0.77
Sc	3	1.7	3.9	1.3	1.7	2.5	35.3	30.8	32.4	30.4	19.1
V	19.9	5.7	10.4	8.0	3.2	15.7	291	234	277	256	187
Cr	10.6	3.8	9.6	12.3		4.4	50.5	42.2	17.5	6.4	5
Co	2.2	2.1	1.3	2.1	2.8	3.4	36.9	27.1	28.1	22.7	18.9
Ni	8.4	1.7	5.4	9.0	9.3	7.5	28.6	21.8	15.2	7.4	5.8
Cu	2.1	3.4	3.6	4.4	2.3	2.9	39.9	46.3	60.5	58.3	25.2
Ga	11.3	13.1	11.8	10.9	9.9	10.4	20	19.4	20.6	21	20.2
Rb	31.1	118	2.7	85.5	64.1	81.9	3.2	17.3	7	3.9	13.3
Sr	301	91.1	79.4	104	33.3	88.9	445	/16	430	329	444
Ŷ	10.5	10	18	8.1	12	11.7	15.8	13.9	15.8	17.2	19.7
Zr	114 5 7	104	1/3	/9./	110	144 5 0	14.1	26.6	20.9	21.3	34.8
No	3.7 1.2	5.7 0.29	7.5	7.0	/	5.8 0.52	2.5	2.2	2.1	2.9	4.2
Mo	1.2	0.58	0.23	0.47	0.32	0.55	0.24	0.5	0.00	0.22	0.15
Cs Ba	0.47 360	2.1 477	0.12 47.5	1.4 451	2.0	628	67.3	0.74	100	0.11 76.2	0.54 315
Da La	309 223	20	-7.5 22.7		249 26.2	22 1	10.7	53	5.8	6.8	13.6
La Ce	37	29 48 4	46 4	29.1 48.2	20.2 44 5	37.1	26	13	13.9	16.2	10.0 30.6
Pr	3.8	4 2	5 2	43	4 1	36	34	17	19.9	2 2	3.8
Nd	12.5	13.1	18.8	13.3	13.3	11.9	15.3	8.1	9	2.2 9.8	16.5
Sm	2.1	2	3.5	2.1	2.1	1.9	3.6	2.1	2.4	2.6	3.7
Eu	0.45	0.46	0.6	0.47	0.34	0.37	1.1	0.7	0.85	0.88	1
Gd	1.8	1.8	3.2	1.6	1.8	1.8	3.7	2.4	2.6	3	3.6

**Таблица 2.** Содержания породообразующих окислов (%), малых и редкоземельных элементов (г/т) в породах даутской свиты

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 506 № 1 2022

Таблица 2. Окончание

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ проб	Z-1314	Z-1067	Z-12304	Z-1807	Z-1069	Z-1070	Z-1315	Z-9011	Z-9016	Z-9017	Z-1065
Tb	0.28	0.28	0.5	0.24	0.29	0.27	0.53	0.36	0.43	0.46	0.54
Dy	1.7	1.6	3	1.4	1.8	1.7	3	2.3	2.6	2.9	3.3
Но	0.35	0.33	0.62	0.29	0.39	0.38	0.62	0.48	0.55	0.59	0.66
Er	1.1	1.1	2	0.9	1.2	1.2	1.8	1.4	1.6	1.8	1.9
Tm	0.17	0.18	0.31	0.15	0.21	0.19	0.23	0.2	0.23	0.24	0.26
Yb	1.3	1.3	2.2	1.1	1.6	1.4	1.5	1.3	1.4	1.6	1.6
Lu	0.21	0.22	0.36	0.19	0.25	0.23	0.22	0.2	0.2	0.22	0.21
Hf	2.7	2.7	4.1	2.3	2.6	3	1.2	0.63	0.58	0.67	0.89
Та	0.56	0.67	0.64	0.76	0.66	0.5	0.24	0.19	0.23	0.27	0.38
W	0.3	1	0.32	1.2	0.8	0.8	0.11	0.25	0.27	0.25	0.46
Pb	9.4	8.2	4.4	13.7	5.5	8.1	3.8	5	3.2	11.8	4.9
Th	10.5	16.3	10.1	13.8	13.7	9.8	1.6	1.2	1.1	1.5	2.6
U	2.3	2.7	2.9	4.1	2.2	1.9	0.55	0.28	0.3	0.28	0.87
Ti	1378	899	1199	864	779	1139	5274	6113	6353	6113	5454
Р	306	131	262	162	105	192	611	450	450	563	873
Κ	15847	25223	415	19846	18087	43144	1576	7550	3568	3153	1742
(Gd/Yb)n	1.12	1.12	1.18	1.12	0.91	1.04	1.99	1.49	1.50	1.52	1.82
(La/Yb)n	11.58	15.06	6.96	17.27	11.05	10.80	4.81	2.75	2.80	2.87	5.74
Th/Yb	8.08	12.54	4.59	12.12	8.56	7.00	1.07	0.92	0.79	0.94	1.63
Nb/Yb	4.38	4.38	3.32	6.17	4.38	4.14	1.53	1.69	1.50	1.81	2.63
Eu/Eu*	0.71	0.74	0.55	0.80	0.53	0.61	0.92	0.95	1.04	0.96	0.84

1-6 – риолиты и их туфы; 7–11 – базальты. FeO\* =  $0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ; ASI = Al/(Ca – 1.67P + Na + K) [9]; MALI = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – CaO [9]; Eu/Eu\* = (Eu)n/[(Sm)n x (Gd)n]<sup>0.5</sup>.

ния всего ее разреза охватывает большую часть тремадокского яруса нижнего ордовика.

Составы пород даутской свиты приведены в табл. 2. Для свита характерен контрастный базальт-риолитовый состав пород (рис. 4а). Базальты имеют высокую глиноземистость (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17.5-19.8 мас. %) и известковистость (СаО 8.2-10.6 мас. %) при невысокой железистости (FeO\*/FeO\* + MgO 0.6-0.77), что определяет их принадлежность к известково-щелочной серии. Отсутствие обеднения тяжелыми РЗЭ ((Gd/Yb)n -1.4-2) и низкие Nb/Yb (1.5-2.6), позволяет предполагать образование расплавов при частичном плавлении верхней мантии на глубинах, отвечающих генерации MORB-базальтов [13] (рис. 4г). В свою очередь высокие концентрации в базальтах таких несовместимых элементов, как Cs, Rb, Sr, Ba, Th, свидетельствуют об участии флюидизированного мантийного вещества, что характерно для продуктов надсубдукционного магматизма (рис. 4б, 4г). Кислые эффузивы соответствуют риолитам (SiO<sub>2</sub> ~ 72.3–75.5 мас. %; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – 3-7.8) известковистой и известково-щелочной (MALI – 2.3–7) серий, имеют высокую глиноземистость (ASI - 1-2) и низкую железистость (FeO\*/FeO\* + MgO 0.58-0.75) [9]. Для риолитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ ((La/Yb)n 7–17), обеднение Nb, Ti, Sr, что также указывает на их надсубдукционное происхождение (рис. 4б). Такое предположение подтверждается и соотношением Rb - Y + Nb, характерным для кислых пород островных дуг (рис. 4в) [14]. Широкие вариации K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0.01-2.6) в риолитах и их изотопные составы Nd  $(\epsilon Nd(T) - 3.6 - 0.8), tNd(DM) - 1.09 - 1.51)$  [7] позволяют предполагать участие в образовании расплавов вещества докембрийской континентальной коры, что указывает на сиалический фундамент островодужной постройки, в пределах которой происходило формирование вулканогенно-осадочных толщ даутской свиты.

Новые данные о возрасте и особенностях состава пород даутской свиты убедительно свидетельствуют об их формировании в начале раннего ордовика в надсубдукционной обстановке в пределах энсиалической вулканической островной дуги.



**Рис. 4.** Петро-геохимические характеристики пород даутской свиты. *1* – базальты; *2* – риолиты и их туфы. а – диаграмма SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O [8]; б – нормированные на состав примитивной мантии [15] спектры распределения редких и редкоземельных элементов в эффузивах основного и кислого состава даутской свиты; в – диаграмма Rb–Y + Nb для эффузивов кислого состава даутской свиты [14]; г – диаграмма Th/Yb–Nb/Yb для эффузивов основного состава даутской свиты [13].

Полученные результаты убедительно свидетельствуют, что с эволюцией Даутской островной дуги не могло быть связано формирование раннекембрийских (около 530 млн лет) высокобарических комплексов Кокчетавского массива. Выделенная раннеордовикская Даутская энсиалическая островная дуга является элементом более молодого латерального ряда структур активной континентальной окраины, который может быть реконструирован в Северном Казахстане. Южнее изученного района – в Степнякской зоне нижнеордовикские (около 480 млн лет) образования представлены субшелочными вулканитами кислого состава (свита тассу), которые перекрыты нижне-среднеордовикскими кремнисто-терригенными толщами (рис. 1а) [3, 7]. На основании анализа изотопных и геохимических данных для пород свиты тассу предполагается внутриплитное происхождение, при этом в процессе магмообразования существенную роль играл ювенильный источник [2, 7]. Появление новых данных о возрасте даутской свиты позволяет реконструировать латеральный ряд раннеордовикской активной окраины в Северном Казахстане, который включает Даутскую энсиалическую островную дугу и расположенную южнее (современные координаты) область тылового растяжения с вулканизмом кислого состава.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата. 1981. 326 с.

- Деетярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалезойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- 3. Деетярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А. Строение разрезов, обоснование возраста и обстановки формирования нижне-среднеордовикских комплексов Кокчетавского массива и его обрамления (Северный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. С. 97–99.
- 4. *Розен О.М.* Рифей Кокчетавского массива // Известия АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 102–114.
- Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013 (updated 02. 2022). V. 36. № 3. P. 199–204.
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N. Cambrian-Lower Ordovician Complexes of the Kokchetav Massif and its Fringing (Northern Kazakhstan): Structure, Age and Tectonic Setting // Geotectonics. 2016. V. 30. № 1. P. 71–142.
- Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian Geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An Overview // Gondwana Res. 2017. № 47. P. 44–75.

- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-silica Diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
- Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 RidgeRoad, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.
- Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. No.2. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709, USA. 17 p.
- 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.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / Magmatism in the ocean basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Spec. Publ. 42. Geol. Soc. London, 1989. P. 313–345.
- Whilliams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

# LOWER ORDOVICIAN ISLAND-ARC COMPLEX OF NORTHERN KAZAKHSTAN: SUBSTANTIATION OF AGE AND FEATURES OF COMPOSITION

### A. A. Tretyakov<sup>*a*,<sup>#</sup></sup> and Academician of the RAS K. E. Degtyarev<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: degtkir@mail.ru

In the extreme north of the Stepnyak zone of Northern Kazakhstan, a complex of schistose volcanic and tuffaceous rocks of basalt-rhyolite composition, isolated in the Dautskaya suite, was studied. A U-Th-Pb (SIMS) geochronological study of felsic volcanic rocks of the upper part of its section was carried out, for which the Early Ordovician (477  $\pm$  2 Ma) age estimate was obtained for the first time. The compositional features of effusives and tuffs of basaltic and rhyolitic composition indicate their formation in a suprasubduction setting within a volcanic island arc.

Keywords: island-arc volcanic rocks, Northern Kazakhstan, zircon, Early Ordovician