

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

## ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАРАКАМЫССКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2024 г. Академик РАН К. Е. Дегтярев<sup>1,\*</sup>, А. А. Третьяков<sup>1</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>2</sup>,  
Н. А. Каныгина<sup>1</sup>, А. Б. Котов<sup>2</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>2</sup>,  
А. М. Федосеенко<sup>2</sup>, К. А. Третьякова<sup>3</sup>

Поступило 15.08.2024 г.

После доработки 16.08.2024 г.

Принято к публикации 19.08.2024 г.

Для плутонических и вулканических комплексов Каракамысского блока Юго-западного Казахстана, считавшихся докембрийскими, впервые доказаны их позднеордовикский и силурийский возрасты. Проведено U–Pb (SIMS и ID-TIMS)-геохронологическое изучение гнейсо-гранитов и вулканитов кислого состава, для которых получены оценки возраста  $443 \pm 5$  и  $436 \pm 2$  млн лет, соответственно. Полученные данные позволяют относить гнейсо-граниты к самому концу ордовика-началу силура, а вулканиты и туфы кислого состава – к лландоверийскому отделу силура. Особенности состава гранитоидов и кислых вулканитов свидетельствуют об их формировании в надсубдукционных обстановках.

**Ключевые слова:** гранитоиды, эффузивы и туфы кислого состава, циркон, поздний ордовик, силур, Каракамысский блок, юго-западный Казахстан

DOI: 10.31857/S2686739724120043

Характерной особенностью Кокчетав-Северотяньшаньской складчатой области, расположенной на западе Центрально-Азиатского орогенного пояса, является сочетание в ее структуре террейнов с докембрийской континентальной корой и комплексов раннепалеозойских островных дуг и аккреционных призм, включающих фрагменты офиолитовых разрезов [1]. Докембрийские террейны в основном сложены мезо- и неопротерозойскими комплексами, в то время как раннедокембрийские образования развиты крайне ограничено и слагают лишь небольшие блоки в Южном Казахстане и на Северном Тянь-Шане. Изучение мезо- и неопротерозойских комплексов позволило выделить Исседонскую и Улутау-Моюнкумскую группы террейнов, имевших различную тектоно-магматическую эволюцию в позднем докембрии,

обусловленную их первичной принадлежностью к окраинам разных кратонов [2, 3]. Обширные данные, касающиеся строения, состава и возраста, в основном были получены для докембрийских образований крупных террейнов (Кокчетавского, Улутауского, Актау-Илийского, Иссыкульского, Срединно-Тяньшаньского и др.). В тоже время комплексы небольших блоков, считающиеся докембрийскими, до настоящего времени изучены недостаточно, что не позволяет относить их к одной из выделенных групп и достоверно реконструировать тектоно-магматическую эволюцию крупных структурных зон.

Каракамысский блок является одним из таких блоков, расположенных на востоке Кокчетав-Северотяньшаньской складчатой области, где он приурочен к юго-восточной части Ерементау-Бурунтауской зоны (рис. 1). Эта зона протягивается более чем 1500 км, имеет на севере субмеридиональное простирание, которое южнее меняется на северо-западное. Ее наиболее характерными комплексами являются маломощные (80–150 м) кремнистые толщи, возраст которых охватывает интервал позднего кембрия-низов среднего ордовика, слагающие пакеты сложно дислоцированных тектонических пластин, залегающих среди терригенных

<sup>1</sup>Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия

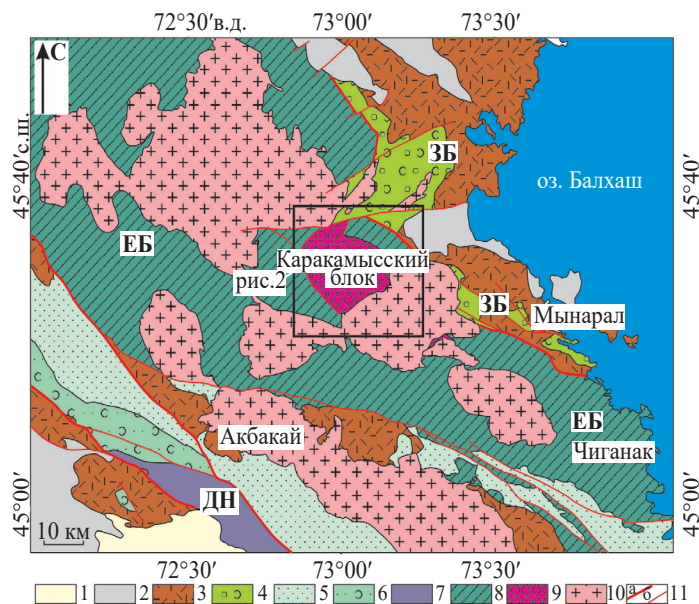
\*E-mail: degtkir@mail.ru

пород среднего-верхнего ордовика [4]. Терригенные толщи часто имеют олистостромое строение, причем олистолиты и глыбы в основном представлены кремнистыми породами. Кремнистые обломки также преобладают в псефитовых и псаммитовых разностях. На юге и юго-востоке Еремантау-Бурунтауской зоны, кроме кремнистых и терригенных пород, большую роль в ее строении играют карбонатные и терригенно-карбонатные разрезы, относимые к верхам докембрия-низам кембрия, черносланцевые, вулканогенные и вулканогенно-кремнистые толщи верхов кембрия-нижнего ордовика, прорванные габброидами и диоритами среднего ордовика. Ареал распространения этих комплексов иногда выделяется как самостоятельная Сарытумская зона [5, 6]. В структуре палеозоид Юго-западного Казахстана Еремантау-Бурунтауская зона располагается между, расположенной северо-западнее, Западно-Балхашской зоной и, находящейся юго-восточнее, Джалаир-Найманской зоной (рис. 1). В строении Западно-Балхашской зоны участвуют силурийские вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные толщи, а также девонские туфогенно-терригенные породы эффузивы среднего и кислого состава [7]. Джалаир-Найманская зона образована раннекембрийскими надсубдукционными офиолитами,

внутриплитными и островодужными вулканитами среднего-верхнего кембрия и терригенными породами низов ордовика, слагающими пакеты тектонических пластин [1]. Эти образования с несогласием перекрыты туфогенно-терригенными толщами нижнего-среднего ордовика и терригенными породами среднего-верхнего ордовика [7].

Для Еремантау-Бурунтауской зоны характерно присутствие блоков, сложенных докембрийскими комплексами, которые наиболее широко распространены в горах Еремантау, Нияз и Коянды в северной части зоны. Здесь развиты в основном кварцито-сланцевые толщи, детальное изучение которых позволило установить их принадлежность к образованиям конца мезо- начала неопротерозоя, имеющих аналоги в пределах Кокчетавского и Ишкельмесского террейнов Северного Казахстана [8].

На юго-востоке Еремантау-Бурунтауской зоны докембрийские комплексы традиционно выделялись в пределах Каракамысского блока, в строении которого участвуют толща кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов (каракамысская свита), метаморфизованные гранитоиды Орумбайского массива и кислые вулканиты (орумбайская свита). Для гранитоидов и кислых вулканитов в 60–80-х годах XX века альфа-свинцовым и уран-свинцовым методами



**Рис. 1.** Положение Каракамысского блока в структуре палеозоид Юго-западного Казахстана.

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонско-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3 – девонские эффузивы и вулканогенно-осадочные породы; 4 – силурийские вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные толщи; 5 – средне-верхнеордовикские терригенные толщи; 6 – нижне-среднеордовикские туфогенно-терригенные толщи; 7 – кембрийские и нижнеордовикские комплексы Джалаир-Найманской зоны; 8 – эдикарско-среднеордовикские комплексы Еремантау-Бурунтауской зоны; 9 – комплексы Каракамысского блока; 10 – средне-позднепалеозойские гранитоиды; 11 – разрывные нарушения: а) крупные надвиги и сдвиги, б) прочие.

были получены позднедокембрийские оценки возраста их формирования [6, 7, 9]. Также было установлено, что кислые вулканыты с несогласием перекрыты терригенной толщей (теренкульская свита), условно относившейся к нижнему кембрию [7].

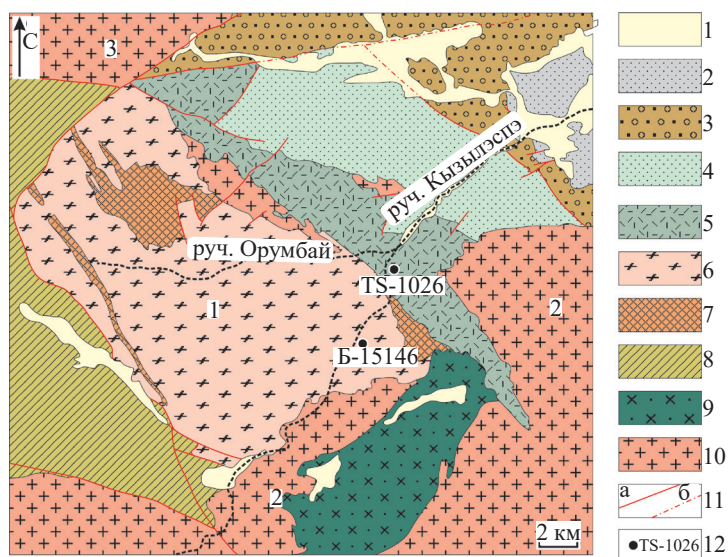
Авторами было проведено изучение строения и состава комплексов Каракамысского блока, получены новые геохронологические данные об их возрасте и соотношениях с другими образованиями Ерементау-Бурунтауской зоны.

Каракамысский блок, сложенный в разной степени метаморфизованными стратифицированными и плутоническими образованиями, занимает площадь 25×25 км. На западе и юго-западе комплексы этого блока имеют тектонические соотношения с кремнистыми, кремнисто-терригенными и терригенными толщами верхов кембрия-среднего ордовика, а на востоке и юго-востоке — прорваны гранитами одноименного массива девонского возраста (рис. 2).

Наиболее древними среди комплексов Каракамысского блока являются породы одноименной свиты, которые слагают различного размера

останцы среди гнейсо-гранитов Орумбайского массива (рис. 2). В строении свиты участвуют гранат-сланцевые, двуслюдяные и графитовые сланцы, кварцито-сланцы, кварциты, мраморы, в том числе графитосодержащие, мраморизованные известняки, реже встречаются амфиболиты [5]. Мощность каракамысской свиты может быть оценена в несколько сот метров. Возраст свиты может быть принят как эдиакарский по аналогии с близкой по строению, но слабее метаморфизованной, терригенно-карбонатной дарбазинской свитой, широко развитой к югу и юго-востоку от Каракамысского блока [5, 6].

Большую часть Каракамысского блока слагают гранитоиды Орумбайского массива, представленные крупно- и среднезернистыми расщепленными биотитовыми и двуслюдяными гранитами и гнейсо-гранитами. Реже встречаются более мелкозернистые разновидности. Для проведения U—Pb (SIMS)-геохронологических исследований на правом берегу руч. Кызылэспэ (рис. 2) из гнейсовидных лейкогранитов отобрана проба Б-15146 (45°28'48.7" с. ш.; 73°06'23.4" в. д.). Граниты обладают слабо выраженной гнейсовидной текстурой и порфировидной структурой, обусловленной



**Рис. 2.** Схема геологического строения Каракамысского блока и его обрамления. Составлена по материалам Б. А. Салина и Э. С. Кичмана с изменениями и упрощениями. 1 — кайнозойские отложения; 2 — верхнедевонские и нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3 — силурийские песчаники и конгломераты Западно-Балхашской зоны; 4 — песчаники и алевролиты теренкульской свиты; 5–7 — комплексы Каракамысского блока: 5 — кислые эффузивы и туфы орумбайской свиты, 6 — гнейсо-граниты Орумбайского массива, 7 — метаморфические породы каракамысской свиты; 8 — верхнекембрийско-среднеордовикские кремнистые и терригенные породы Ерементау-Бурунтауской зоны; 9, 10 — средне- и позднепалеозойские гранитоиды: 9 — диориты и гранодиориты, 10 — граниты и лейкограниты, 11 — разрывные нарушения: а) прослеженные, б) предполагаемые под кайнозойскими отложениями; 12 — места отбора проб для геохронологических исследований и их номер. Гранитные массивы: 1 — Орумбайский, 2 — Каракамысский, 3 — Каибский.



крупными выделениями ортоклаз-пертита (30%) и более мелкозернистым агрегатом альбит-олигоклаза (30%), кварца (35%) и биотита (5%). Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. По содержанию  $\text{SiO}_2$  (70.22–76.32 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (8.06–8.62 мас. %) породы Орумбайского массива отвечают субщелочным гранитам и лейкогранитам.

Метаморфические породы каракамысской свиты и гнейсо-граниты Орумбайского массива с несогласием перекрывают вулканогенно-осадочные породы орумбайской свиты (рис. 2). В основании ее разреза залегают валунные и крупногалечные конгломераты, впервые описанные А. Е. Репкиной в 1941 г. [10]. Гальки в основном сложены кварцитами, кварцито-сланцами, рассланцованными порфиризовидными лейкогранитами, погруженными в матрикс аркозового состава. Выше залегают аркозовые песчаники различной зернистости и алевролиты. Среди обломочных пород встречаются потоки флюидалных риолитов и лавобрекчий кислого состава. Мощность вулканогенно-осадочной пачки составляет около 200 м. Выше залегает мощная (более 1000 м) толща в различной степени метаморфизованных лав, реже туфов и лавобрекчий, риолитового и риодацитового состава. Верхняя часть разреза орумбайской свиты образована туфогенно-терригенной толщей мощностью до 1000 м. В ее строении преобладают полимиктовые песчаники и гравелиты с обломками плагиоклаза, кварца, кремнистых туффитов и андезитов, которые чередуются с кислыми туфами, кремнистыми туффитами, редко присутствуют линзы известняков мощностью 3–5 м.

Для проведения U–Pb (ID-TIMS)-геохронологических исследований на правом берегу руч. Кызылэспез (рис. 2) из туфов кислого состава отобрана проба TS-1026 (45°30'13.3" с. ш.; 73°07'35.1" в. д.). Туфы представлены кристаллокластическими разностями с обломками кварца и ортоклаз-пертита. По содержанию  $\text{SiO}_2$  (72.26–74.19 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (7.50–8.83 мас. %) пирокластические породы свиты соответствуют риолитам.

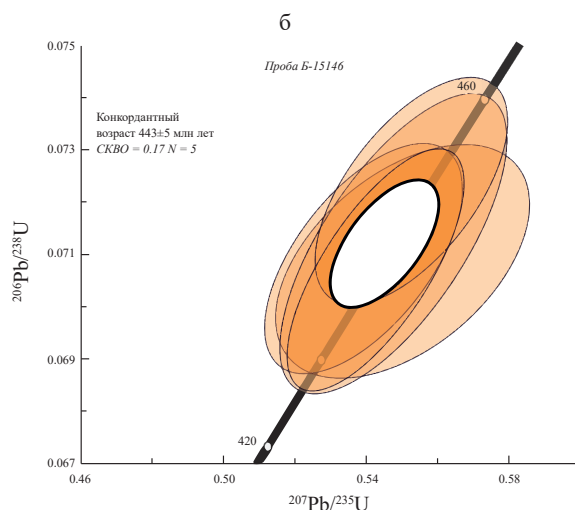
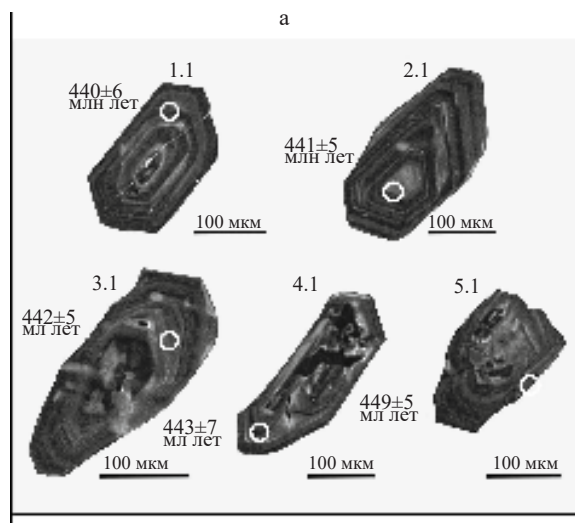
Орумбайская свита с несогласием перекрыта терригенной терекульской свитой, в ее основании залегает пачка мелко-среднегалечных конгломератов, чередующихся с гравелитами, грубозернистыми песчаниками и алевролитами мощностью до 300 м. Гальки сложены кремнистыми туффитами и вулканитами средне-кислого состава. Основная часть разреза свиты представлена монотонной толщей, образованной переслаивающимися мелко-среднезернистыми песчаниками, алевролитами и туффитами голубовато-зеленого

цвета мощностью более 1500 м. В низах разреза свиты среди терригенных пород присутствует пачка слоистых и плитчатых зеленых кремнистых алевролитов, кремней и красных яшм мощностью около 20 м. В кремнистых породах были обнаружены конодонты плохой сохранности. Достоверные данные о возрасте терекульской свиты отсутствуют, ранее она относилась либо к низам кембрия, либо сопоставлялась с кремнисто-терригенной майкульской свитой среднего-верхнего ордовика [5, 7].

Выделение зерен акцессорного циркона для дальнейших U–Pb-геохронологических исследований проводилось в ГИН РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Геохронологические исследования классическим U–Pb-методом (ID-TIMS) выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН в соответствии с методикой, изложенной в [11], а локальным методом (SIMS) – в Центре изотопных исследований Института Карпинского по методике, описанной в [12, 13].

В гранито-гнейсах Орумбайского массива из пробы Б-15146 акцессорный циркон представлен преимущественно идиоморфными и субидиоморфными кристаллами пирамидального, дипирамидального и таблитчатого габитуса размером от 150 до 300 мкм и коэффициентом удлинения от 1.5 до 3. Для них характерна выраженная магматической зональностью, в ядрах иногда встречаются минеральные включения (рис. 3 а). U–Pb-геохронологические исследования были выполнены для пяти кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , составляет  $443 \pm 5$  млн лет (рис. 3 б, табл. 1). Морфологические особенности изученного циркона указывают на их магматический генезис, что позволяет считать полученную оценку возраста, примерно соответствующую границе ордовика-силура [14], в качестве времени кристаллизации родоначального для гнейсо-гранитов расплава.

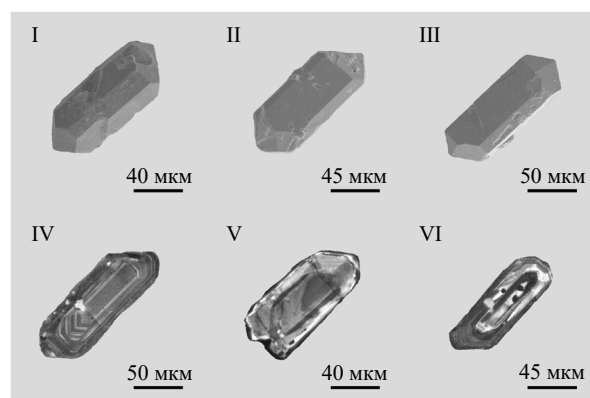
В риолитовых туфах орумбайской свиты из пробы TS-1026 циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными, полупрозрачными рыжеватыми призматическими кристаллами и их обломками. Кристаллы огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211} (рис. 4, I–III). Их размер варьирует от 50 до 300 мкм, коэффициент удлинения равен 2.0–3.0. Для внутреннего строения изученного циркона характерна хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 4, V–VIII). В некоторых кристаллах имеются краевые нарушенные зоны



**Рис. 3.** Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодоллюминесценции (кружками обозначены участки датирования) (а) и диаграмма с конкордией (б) для гнейсо-гранитов Орумбайского массива (проба Б-15146). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

с повышенной люминесценцией (рис. 1, V) и, возможно, реликты унаследованных ядер (рис. 4, VI).

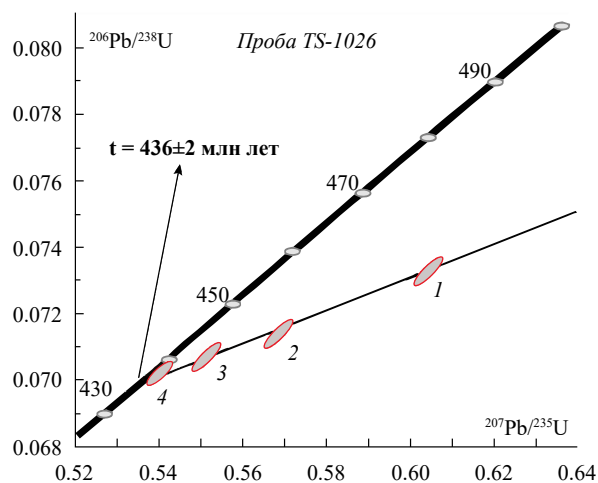
U–Pb-изотопные исследования были проведены для четырех микронавесок (30–60) кристаллов из размерных фракций 50–85 и >150 мкм, предварительно обработанных различными способами (см. табл. 2). Наименьшей дискордантностью характеризуется циркон, подвергнутый предварительной кислотной обработке с высокотемпературным отжигом (№ 4). На диаграмме с конкордией (рис. 5) точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию,



**Рис. 4.** Микрофотографии кристаллов циркона из риолитовых туфов орумбайской свиты (проба TS-1026), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–III – в режиме вторичных электронов; IV–VI – в режиме катодоллюминесценции.

нижнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $436 \pm 2$  млн лет (верхнее пересечение =  $2125 \pm 190$  млн лет, SKBO = 0.79). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, следовательно, полученное значение  $436 \pm 2$  млн лет можно рассматривать в качестве наиболее точной оценки возраста формирования риолитовых туфов орумбайской свиты, которая соответствует верхам ллаверийского отдела силура [14].

Таким образом, в результате проведенных геохронологических исследований установлено,



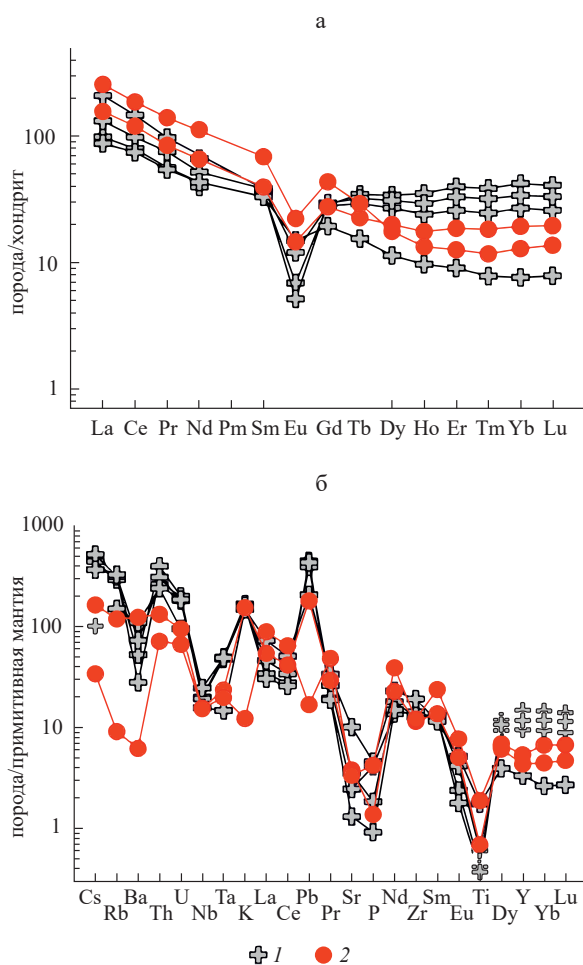
**Рис. 5.** Диаграмма с конкордией для циркона из риолитовых туфов орумбайской свиты (проба TS-1026). Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице 2.

что большая часть комплексов Каракамысского блока имеет палеозойский — позднеордовикско-лландоверийский возраст. Силурийский возраст предполагается и для теренкульской свиты, учитывая ее несогласное залегание на вулканитах и туфах лландоверийской орумбайской свиты. К докембрию, вероятно, следует относить только метаморфические породы каракамысской свиты.

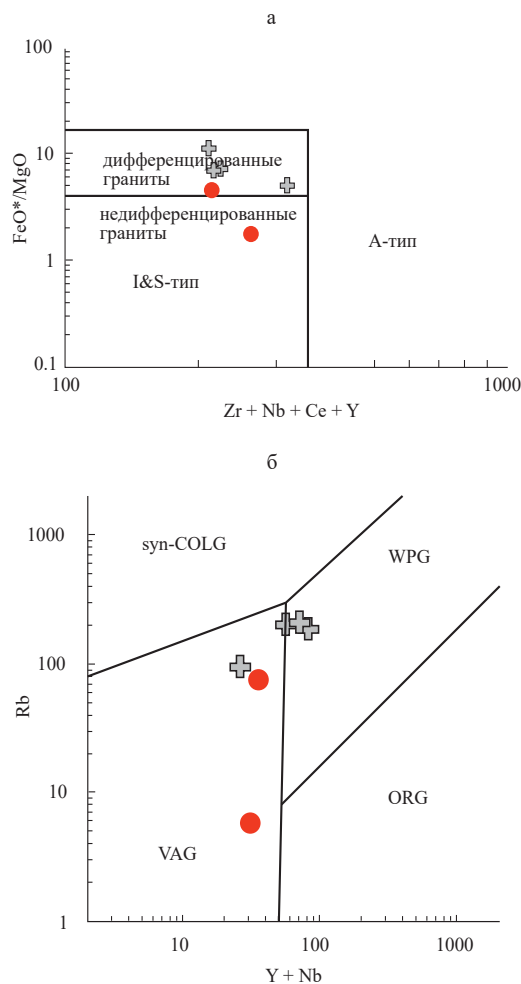
Изучение состава гранитоидов Орумбайского массива, кислых вулканитов и туфогенных пород орумбайской свиты показывает, что они обладают близкими петро-геохимическими особенностями (табл. 3). Принадлежность пород к известково-щелочной (МАЛ — 7–7.6) и умеренно-железистой сериям ( $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.64–0.92$ ),

а также умеренная и повышенная глинозёмистость ( $\text{ASI } 0.94–1.27$ ) сближает их с производными надсубдукционного магматизма. Это подтверждается распределениями редких и редкоземельных элементов с отчетливо проявленным обогащением элементами (легкими РЗЭ, Cs, Rb, Th, U), имеющими сродство к водному флюиду (рис. 6) [15]. Положение фигуративных точек составов на тектоно-магматических дискриминантных диаграммах позволяет рассматривать гранитоиды и вулканогенные породы в качестве продуктов дифференциации расплавов, возникших в надсубдукционных обстановках (рис. 7).

Аналоги, выявленных в пределах Каракамысского блока, гранитоидов самого конца



**Рис. 6.** Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б), для гнейсо-гранитов Орумбайского массива и кислых эффузивов орумбайской свиты. 1 – гранитоиды Орумбайского массива; 2 – вулканогенные породы орумбайской свиты.



**Рис. 7.** Диаграммы  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  [20] (а) и  $\text{Rb} - \text{Yb} + \text{Ta}$  [18] (б) для гранитоидов и кислых эффузивов Каракамысского блока. Условные обозначения см. рис. 5. Поля на диаграмме  $\text{Rb} - \text{Yb} + \text{Ta}$ , граниты: VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов, WPG – внутриплитные, syn-COLG – синколлизийные.

ордовика-начала силура и лландоверийских кислых вулканитов и туфов, известны в сопредельных структурах палеозойд Казахстана. Гранитоиды этого возрастного диапазона образуют крупные массивы в восточной части Актау-Моинтинского докембрийского террейна, сложенные гранодиоритами акжальского комплекса, для которых получена оценка возраста  $439 \pm 6$  млн лет [18]. Фаунистически охарактеризованные лландоверийские вулканиты и туфы кислого, средне-кислого и среднего состава, вулканогенно-осадочные породы с прослоями известняков известны на юге Актау-Моинтинского террейна (новалинская и сокуркойская свиты) и в Западно-Балхашской зоне в районе пос. Мынарал (мынаральская свита) [7, 19]. Здесь они вместе с эффузивами

и туфами орумбайской свиты участвуют в строении Моинты-Южноджунгарского сегмента силурийского вулканического пояса [20].

Формирование надсубдукционных гранитоидов конца ордовика-начала силура и лландоверийских вулканогенно-осадочных толщ рассматриваемого региона, вероятно, происходило в пределах активной окраины Джунгаро-Балхашского океанического бассейна, эволюция которой продолжалась на протяжении раннего – среднего палеозоя.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН.

**Таблица 1.** Результаты U–Pb изотопных геохронологических исследований циркона из гнейсо-гранитов Орумбайского массива (проба Б-15146)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
1.1	0.00	48.5	799	329	0.43	$0.0557 \pm 1.3$	$0.5425 \pm 1.9$	$0.0707 \pm 1.3$	0.72	$440 \pm 6$
2.1	0.00	24.3	399	123	0.32	$0.0563 \pm 2.3$	$0.5501 \pm 2.6$	$0.0709 \pm 1.3$	0.49	$441 \pm 5$
3.1	0.06	26.1	428	140	0.34	$0.0551 \pm 1.7$	$0.5391 \pm 2.1$	$0.0709 \pm 1.3$	0.60	$442 \pm 5$
4.1	0.00	26.9	440	111	0.26	$0.0558 \pm 1.7$	$0.5475 \pm 2.4$	$0.0712 \pm 1.6$	0.69	$443 \pm 7$
5.1	0.08	28.7	463	154	0.34	$0.0555 \pm 1.6$	$0.5526 \pm 2.0$	$0.0722 \pm 1.2$	0.62	$449 \pm 5$

Примечание.  $^{206}\text{Pb}_c$  – 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. 3.

**Таблица 2.** Результаты U–Pb изотопных исследований циркона из риолитовых туфов орумбайской свиты (проба TS-1026)

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–85, 60 зер., кисл. обр. = 2.0	15.3	5543	$0.0597 \pm 1$	$0.1020 \pm 1$	$0.6039 \pm 9$	$0.0733 \pm 1$	0.91	$480 \pm 1$	$456 \pm 1$	$594 \pm 1$
2	>150, 50 зер., A = 10%	12.1	468	$0.0577 \pm 1$	$0.1335 \pm 1$	$0.5684 \pm 8$	$0.0714 \pm 1$	0.84	$457 \pm 1$	$445 \pm 1$	$520 \pm 2$
3	50–85, 40 зер. A = 10%	14.1	499	$0.0565 \pm 1$	$0.1320 \pm 1$	$0.5511 \pm 8$	$0.0707 \pm 1$	0.83	$446 \pm 1$	$441 \pm 1$	$472 \pm 2$
4	50–85, 35 зер., ВО, кисл. обр. = 2.0	14.1	4592	$0.0558 \pm 1$	$0.1263 \pm 1$	$0.5399 \pm 7$	$0.0702 \pm 1$	0.88	$438 \pm 1$	$437 \pm 1$	$444 \pm 1$

Примечания. <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; A = 10% – количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки циркона; \* – навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 2.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы); ВО – высокотемпературный отжиг циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

**Таблица 3.** Содержания породообразующих окислов (%), малых и редкоземельных элементов (г/т) в интрузивных и вулканогенных породах Каракамысского блока

№ пробы	Орумбайский массив				Орумбайская свита	
	Б-15144	Б-15146	Б-15148	Тs-1024	Тs-1026	Д-10019
	лейкогранит	лейкогранит	лейкогранит	субщелочной гранит	туф риолитов	риолит
SiO <sub>2</sub> (%)	75.99	75.79	76.32	70.22	74.19	72.26
TiO <sub>2</sub> (%)	0.09	0.13	0.08	0.38	0.15	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	11.93	12.09	12.11	14.78	13.87	12.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.05	0.16	0.12	2.10	1.79	2.55
FeO (%)	1.55	1.75	1.34	1.06	0.22	1.29
MnO (%)	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03	0.05
MgO (%)	0.22	0.27	0.13	0.59	0.40	2,02
CaO (%)	1.12	1.04	0.89	1.54	0.38	0.24
K <sub>2</sub> O (%)	5.05	4.57	4.85	4.47	4.65	0.37
Na <sub>2</sub> O (%)	3.26	3.49	3.61	3.83	3.18	7.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.09	0.04	0.02	0.10	0.03	0.09
mmn(%)	0.62	0.61	0.49	0.74	0.84	0.82
Сумма	100.00	99.82	99.99	99.87	99.72	99.82
FeO*	1.60	1.89	1.45	2.95	1.83	3.58
ASI	0.94	0.96	0.95	1.07	1.27	1.01
MAI	7.19	7.02	7.58	6.76	7.45	7.26
FeO*/ FeO*+MgO	0.88	0.87	0.92	0.83	0.82	0.64
Li	7.26	7.63	4.94	7.16	6.39	5.91
Be	3.36	2.97	3.34	2.19	1.14	0.61
Sc	2.90	3.54	2.42	4.45	6.20	3.27
V	15.24	13.38	8.80	11.14	9.79	2.01
Cr	12.20	8.02	13.15	5.51	8.90	6.67
Co	0.64	1.11	0.54	2.26	1.03	0.90
Ni	10.44	6.46	10.40	8.84	10.73	10.42
Cu	3.15	1.88	2.07	< ПО	5.12	1.19
Zn	20.66	28.42	24.15	31.72	41.19	42.25
Ga	16.94	18.35	18.44	12.92	13.13	9.05
Rb	186.43	200.29	208.08	95.41	75.90	5.76
Sr	51.79	74.42	27.67	213.16	80.19	71.20
Y	67.46	43.20	53.46	15.14	24.45	19.82
Zr	160.12	142.24	146.57	214.98	128.82	135.84
Nb	14.34	13.81	17.58	11.16	11.09	10.98
Mo	0.94	1.55	0.78	1.26	1.06	0.75
Cs	3.48	4.06	2.91	0.80	1.27	0.27
Ba	369.40	509.97	195.71	767.69	866.79	43.48
La	23.49	31.49	20.92	50.12	37.43	61.31



Таблица 3. Окончание

№ пробы	Орумбайский массив				Орумбайская свита	
	Б-15144	Б-15146	Б-15148	Тs-1024	Тs-1026	Д-10019
	лейкогранит	лейкогранит	лейкогранит	субщелочной гранит	туф риолитов	риолит
Ce	48.95	60.42	45.87	90.40	74.04	114.76
Pr	5.37	7.19	5.24	9.26	8.13	13.40
Nd	18.57	24.44	20.33	31.25	30.90	52.95
Sm	5.46	5.87	5.72	5.12	6.06	10.64
Eu	0.41	0.66	0.30	0.87	0.85	1.34
Gd	5.86	5.81	6.14	3.96	5.71	8,98
Tb	1.30	1.10	1.21	0.58	0.85	1.07
Dy	8.70	6.87	7.89	2.92	5.08	4.52
Ho	2.00	1.37	1.67	0.55	1.02	0.76
Er	6.59	4.28	5.47	1.50	3.09	2.14
Tm	0.99	0.63	0.82	0.20	0.47	0.30
Yb	7.18	4.55	5.80	1.34	3.30	2.24
Lu	1.04	0.66	0.85	0.20	0.50	0.35
Hf	6.36	4.83	5.70	4.36	4.18	3.28
Ta	2.03	1.94	2.00	0.60	0.96	0.81
W	0.66	0.52	0.37	0.20	0.90	0.68
Tl	1.17	1.23	1.24	0.44	0.51	0.17
Pb	31.89	27.77	30.78	14.69	12.75	1.19
Th	33.79	22.21	26.21	20.38	11.33	6.11
U	4.17	3.79	3.87	1.97	2.03	1.42

Примечание. FeO\* = 0.9FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; ASI – (Al/(Ca – 1.67P + Na + K)); MALI – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O–CaO).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Degtyarev K. E., Tretyakov A. A., Luchitskaya M. V., Ryazantsev A. V., Kanygina N. A., Skoblenko A. V., Tolmacheva T. Yu., Yakubchuk A. S., Milyukova A. G. Cambrian supra-subduction and intraplate oceanic complexes in the Dzhalaïr-Naiman ophiolite zone (Southern Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implication // Gondwana Research, 2024. V. 13. P. 144–186.

2. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

3. Kanygina N. A., Tretyakov A. A., Degtyarev K. E., Kovach V. P., Skuzovatov S. Yu., Pang K. N., Wang K. L., Lee H. Y. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic re-

construction // Precambrian Research. 2021. V. 354. 106040.

4. Tolmacheva T. Yu., Degtyarev K. E., Ryazantsev A. V. Ordovician conodont biostratigraphy, diversity and biogeography in deep-water radiolarian cherts from Kazakhstan // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2021. V. 578. 110572.

5. Геология и металлогения Сарытумской зоны (Западное Прибалхашье). Алма-Ата: Наука, 1976. 160 с.

6. Рязанцев А. В., Дегтярев К. Е., Толмачева Т. Ю., Никитина О. И. Комплексы раннепалеозойского внутриконтинентального рифта в Ерементau–Бурунтауской зоне казахстанских палеозойд / Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 228–233.

7. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с

8. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmachev E., Wang K., Chung S., Lee H., Jahn B. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 28–43.
9. Халилов В. А., Булина В. А., Злобин Г. А., Ким В. С. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Южного Казахстана / Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. С. 80–98.
10. Репкина А. Е. К стратиграфии докембрия Казахстана (Западное Прибалхашье) // *Советская геология*. 1941. № 5. С. 33–43.
11. Сальникова Е. Б., Яковлева С. З., Котов А. Б., Толмачева Е. В., Плоткина Ю. В., Козловский А. М., Ярмолюк В. В., Федосеенко А. М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U–Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 5. С. 482–495.
12. 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.
13. 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.
14. 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.
15. 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.
16. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites-geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
17. Pearce J. A., Harris N. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
18. Дегтярев К. Е., Шатагин К. Н., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Лучицкая М. В., Яковлева С. З., Плоткина Ю. В., Федосеенко А. М. Раннепалеозойские гранитоиды Актау-Джунгарского микроконтинента (Центральный Казахстан) // *ДАН*. 2006. Т. 411. № 1. С. 80–84.
19. Палец Л. М. Силурийские отложения Моинты-Новалинского антиклинория // *Известия АН КазССР. Сер. Геол.* 1990. № 4. С. 28–37.
20. Koren T. N., Popov L. E., Degtyarev K. E., Kovalevsky O. P., Modzalevskay T. L. Kazakhstan in the Silurian // *Silurian Lands and Seas Paleogeography Outside of Lavrentia*. New York: State Education Department, 2003. P. 323–343.

## LATE ORDOVICIAN AND SILURIAN SUPRA-SUBDUCTION COMPLEXES OF KARAKAMYS BLOCK OF SOUTHWESTERN KAZAKHSTAN

Academician of the RAS **K. E. Degtyarev<sup>a, #</sup>**, **A. A. Tretyakov<sup>a</sup>**, **E. B. Sal'nikova<sup>b</sup>**,  
**N. A. Kanygina<sup>a</sup>**, **A. B. Kotov<sup>b</sup>**, **Yu. V. Plotkina<sup>b</sup>**, **A. M. Fedoseenko<sup>b</sup>**, **K. A. Tretyakova<sup>c</sup>**

<sup>a</sup> *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,  
Saint-Peterburg, Russian Federation*

<sup>c</sup> *Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russian Federation*

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

The Late Ordovician and Silurian ages are for the first time established for plutonic and volcanic complexes of Karakamys block of Southwestern Kazakhstan, previously considered as Precambrian ones. The U–Pb (SIMS, and ID-TIMS) geochronological study of foliated granites and felsic volcanic rocks is carried out, and age estimates  $443 \pm 5$  and  $436 \pm 2$ , consequently, are obtained. Received data allow to refer foliated granites to the very end of Ordovician – the beginning of Silurian, and felsic volcanic rocks and tuffs, to the Llandovery stage of Silurian. Affinities of granitoids and felsic volcanic rocks composition indicate their formation in supra-subduction setting.

**Keywords:** granitoids, felsic effusives and tuffs, zircon, Late Ordovician, Silurian, Karakamys block, Southwestern Kazakhstan