

УДК 551.2/3

ЭДИАКАРСКИЕ И КЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ¹

© 2023 г. А. А. Третьяков¹ *, К. Е. Дегтярев¹, Н. А. Каныгина¹,
А. Н. Журавлев¹, С. Ю. Скузоватов²

¹Геологический институт РАН,
д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН,
ул. Фаворского, 1А, 664033, г. Иркутск, Россия

*e-mail: and8486@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.06.2023 г.

После доработки 20.07.2023 г.

Принята к публикации 26.07.2023 г.

В статье приведены результаты изучения и обоснования возраста эдиакарских слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных и кембрийских осадочных толщ, выделенных впервые в пределах южной части Улутауского террейна (Южном Улутау) на западе Центрального Казахстана. Оценки возраста (SHRIMP II) 594 ± 3 , 595 ± 5 , 600 ± 2 млн лет для эффузивных и туфогенных пород, а также их изотопно-геохимические характеристики являются первым свидетельством проявления эдиакарского надсубдукционного магматизма в палеозоидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Полученные данные указывают на участие Улутауского террейна в конце докембрия в строении вулканоплутонического пояса, фрагментами которого также являются неопротерозойские блоки в пределах Юго-Западного Казахстана (Жельтавский и Чуйско-Кендыктасский террейны), Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского террейна. Формирование эдиакарского надсубдукционного пояса может являться продолжением эволюции неопротерозойской активной континентальной окраины, возникшей в тонийское время на северо-западной окраине суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: эдиакарий, кембрий, риолиты, андезиты, U–Pb-датирование, субдукция, Родиния

DOI: 10.31857/S0016853X23050090, **EDN:** OSVGIM

ВВЕДЕНИЕ

Структурный план палеозоид западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса определяется сочетанием террейнов с докембрийской континентальной и палеозойской ювенильной корой (рис. 1). Полученные за последние 20 лет данные показали, что в докембрийских террейнах на уровне современного эрозионного преобладают комплексы, сформированные в интервале от ~1200 до ~600 млн лет [7, 12, 18, 28, 35, 46]. При этом наиболее распространенными являются осадочные и магматические комплексы, формировавшиеся в течение тонийского и криогенийского периодов неопротерозоя (1000–635 млн лет), для которых получен большой объем геохронологических и изотопно-геохимических данных.

Образования эдиакарского возраста характеризуются меньшей степенью изученности, что во многом связано с незначительным распространением магматических образований этого возраста и отсутствием среди них пород среднего и кислого составов. Это значительно ограничивает возможности U–Pb изотопно-геохронологических методов, использующих для оценки возраста акцессорный циркон.

Комплексы эдиакарского возраста традиционно были отнесены к нижней части позднекембрийско–раннепалеозойского неметаморфизованного чехла, который с несогласием залегает на более древних в разной степени метаморфизованных образованиях мезо- и неопротерозоя [1].

Особенности строения разрезов нижних частей позднекембрийско–раннепалеозойского чехла позволяли предположить, что седиментация в эдиакарии в основном происходила в пределах рифтогенных и шельфовых бассейнов. В наиболее

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23050090 для авторизованных пользователей.

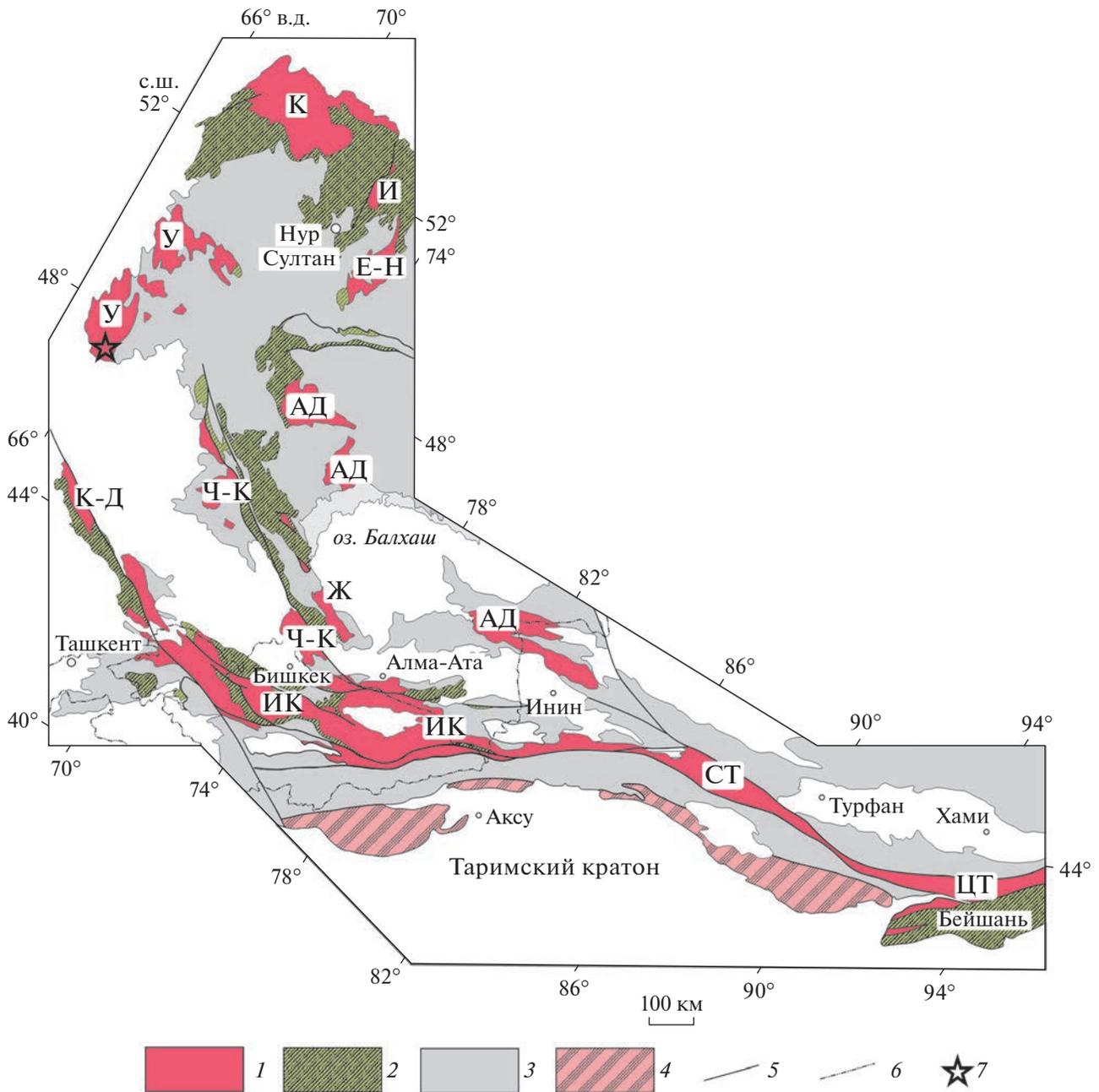


Рис. 1. Схема положения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Обозначены докембрийские террейны: К – Кокчетавский; И – Ишкеольмесский; Е-Н – Ерементау-Ниязский; АД – Актау-Джунгарский; У – Улутауский; Ч-К – Чуйско-Кендыктасский; Ж – Жельтавский; К-Д – Каратау-Джебаглинский; ИК – Иссыккульский; СТ – Срединно-Тяньшаньский. 1 – докембрийские террейны; 2–4 – комплексы: 2 – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные, 3 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные, 4 – докембрийские и палеозойские Таримского кратона; 5 – крупные разрывные нарушения; 6 – государственная граница; 7 – регион исследования

крупном Ишим–Срединно-Тяньшаньском рифтогенном прогибе, комплексы которого участвуют в строении западной части Улутауского, Каратау-Джебаглинского и Срединно-Тяньшаньского террейнов, в эдиакарских разрезах преобладают грубообломочные породы, в том числе тиллоиды, эффузивы основного состава, карбонатные и кремнистые породы [1, 18].

В шельфовых бассейнах, комплексы которых наиболее полно представлены в Актау-Джунгарском террейне, эдиакарские разрезы в основном сложены терригенными и карбонатными породами, среди которых также отмечаются горизонты тиллоидов [1, 9, 18]. При этом современные представления предполагают, что несмотря на некоторые различия в строении разрезов эдиакария,

все докембрийские террейны западной части Центрально-Азиатского пояса в это время входили в структуру пассивной окраины крупного континентального блока [10, 18].

Целью нашей статьи является анализ строения, состава, обоснования возраста и обстановок формирования эдиакарских вулканогенно-осадочных и кембрийских осадочных толщ, выделенных впервые в пределах южной части Улутауского террейна (Южном Улутау) на западе Центрального Казахстана, что позволяет изменить представления о его палеотектоническом положении.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УЛУТАУ

В строении Южного Улутау участвуют позднедокембрийские комплексы, представленные слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными, реже – осадочными, толщами и гранитоидами (рис. 2, рис. 3).

Здесь выделяются две субмеридиональные зоны, различающиеся строением, составом и возрастом слагающих их мезо- и неопротерозойских комплексов.

В западной – Майтубинской – зоне преобладают кислые эффузивы и вулканогенно-осадочные толщи. Наиболее низкое структурное положение занимает жиидинская серия, сложенная метаморфизованными эффузивами основного и кислого состава, а также вулканогенно-осадочными породами. Для кислых вулканитов была получена оценка возраста их кристаллизации – 1338 ± 5 млн лет [6].

Более высокое положение занимают кислые вулканогенные и вулканогенно-осадочные майтубинской и коксуйской серий, образующие вулканоплутонические ассоциации с гранитоидными Жаункарским и Актаский комплексами, формирование которых происходило в интервале ~830 млн лет – ~790 млн лет [7]. Эти вулканиты с несогласием перекрыты черносланцевыми, кварцито-сланцевыми и грубообломочными вулканогенно-осадочными толщами (кумолинская, уштобинская, боздакская и др. свиты) [3, 9]. К наиболее молодым докембрийским интрузивным образованиям этой зоны относятся щелочные сиениты карсакпайского комплекса с возрастом 673 ± 2 млн лет [17].

На западе Майтубинской зоны все более древние образования с несогласием перекрыты сложно построенной вулканогенно-терригенной и грубообломочной последовательностью, традиционной относимой к эдиакарию и залегающей в основании нижнепалеозойского чехла, в основном развита в Байконурской зоне [1, 17].

В основании этой последовательности залегают конгломераты и песчаники, эффузивы и вулканогенно-осадочные породы основного состава акбулакской серии. Более высокое положение занимает улутауская серия, представленная терригенными и терригенно-карбонатными породами, среди которых выделяются два горизонта тиллоидов.

Верхний возрастной предел накопления этой последовательности определяется по перекрытию улутауской серии кремнистыми породами коксуйской свиты, содержащими акритархи раннего кембрия [2].

Нижний возрастной предел определяется присутствием в основании акбулакской серии базальных конгломератов с гальками трахириолитов коксуйской серии (~790 млн лет) [1, 17].

На основании анализа возраста обломочных цирконов максимальный возраст накопления нижнего горизонта тиллоидов (сатанская свита) устанавливается в интервале конца тонийского – середины криогенийского (~740–670 млн лет) периодов, а верхнего (байконурская свита) – в интервале середины криогенийского периода – начала кембрия [17].

В восточной – Карсакпайской – зоне распространены дифференцированные, бимодальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, в разрезах которых присутствуют пачки железистых сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков (аралбайская, карсакпайская и белеутинская серии), а также их метаморфизованные аналоги, представленные амфиболитами и гнейсами (баладждзинская серия).

Полученные в последние годы U–Pb оценки возраста этих толщ, позволяют предполагать, что их формирование в основном происходило в интервале ~740–760 млн лет [7, 8].

Более молодые комплексы криогения, эдиакария и нижнего палеозоя в Карсакпайской зоне ранее не выделялись.

Нами впервые получены данные, позволяющие установить, что в пределах Карсакпайской зоны широко распространены комплексы эдиакарского и нижнепалеозойского возраста, которые ранее включались в состав белеутинской и карсакпайской серий.

ЭДИАКАРСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

В южной части Карсакпайской зоны комплексы эдиакарского возраста выявлены в стратотипическом районе распространения белеутинской серии по р. Белеуты и р. Аккииксай. Здесь эдиакарские комплексы слагают ядро крупной субмеридиональной синклинали, крылья которой сложены основными эффузивами, сланцами и

железистыми кварцитами карсакпайской серии, кварцитами, сланцами, рассланцованными туфами кислого состава, туфами с U–Pb оценками возраста 762 ± 3 млн лет, ранее также включавшимися в белеутинскую серию [3, 8] (рис. 4).

Толщи эдиакарского возраста образованы рассланцованными эффузивами, туфоконгломератами и туфами основного, среднего и кислого состава. Для базальтов характерны подушечная и канатная отдельности и чередование с горизонтами валунных туфоконгломератов.

Более кислые эффузивы представлены миндалекаменными и порфиоровыми разностями, содержащими горизонты пепловых и кристаллокластических туфов. На западном крыле синклинали вулканогенная толща подстилается пачкой конгломератов с галькой и валунами кислых вулканитов, андезитов, кварцитов, метатерригенных сланцев и известняков.

Севернее – в верховьях р. Осан-Жииде – эдиакарские комплексы выявлены на небольшом участке, где ранее относились к разрезу карсакпайской серии, и представлены также вулканогенной толщей. На западе эти породы имеют тектонический контакт со сланцами и железистыми кварцитами карсакпайской серии, а на востоке они перекрыты кайнозойскими отложениями (рис. 5).

Эдиакарская толща сложена эффузивами и туфами основного состава, чередующимися с редкими горизонтами флюидальных эффузивов и кристаллокластических туфов кислого состава.

Эффузивы обоих участков испытали метаморфические преобразования на уровне фации зеленых сланцев, что выразилось в широком развитии хлорита, серпентина, биотита, кальцита, альбита, эпидота и актинолита. При этом в некоторых разностях сохраняются участки с первичными магматическими структурами. Среди базальтов выделены оливин- и клинопироксен-порфиоровые разности, в которых основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и рудного минерала.

В эффузивах среднего состава основная масса повсеместно превращена в микрозернистый агрегат с лепидогранобластовой структурой, содер-

жащий реликты вкрапленников плагиоклаза (андезин).

Кислые эффузивы содержат вкрапленники плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз), кварца и в редких случаях щелочного полевого шпата, которые погружены в перекристаллизованную кварц-полевошпатовую основную массу с реликтами фельзитовой и микропойкилитовой структур.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЙ КОМПЛЕКС

Нижнепалеозойские образования были выявлены в стратотипическом районе распространения бурмашинской свиты карсакпайской серии по р. Дюсембай у впадения р. Туртулбасай, где они представлены терригенно-карбонатной толщей, слагающей ядро крупной субмеридиональной синклинали (рис. 6).

Крылья синклинали сложены чередованием рассланцованных туфов, туффитов и туфоалевролитов основного состава, содержащих пачки и прослойки микрокварцитов, также относящихся к бурмашинской свите карсакпайской серии [3, 9].

Рассланцованные туфы и туффиты базальтового состава туфы без видимого несогласия перекрываются филлитовидными сланцами, содержащими отдельные прослойки серо-розовых известняков. Вверх по разрезу они сменяются кремнистыми алевролитами, чередующимися с пачками средне-крупнозернистых песчаников, содержащими обломки филлитовидных сланцев.

В песчаниках преобладают обломки кварца (75–80%), в меньшем количестве (10–15%) присутствуют плагиоклаз (андезин, олигоклаз), щелочной полевой шпат, а также сланцы и кварциты (5–10%), погруженные в кремнистый цемент. Среди аксессуарных минералов отмечается постоянное присутствие циркона, турмалина, рутила, апатита и рудного минерала.

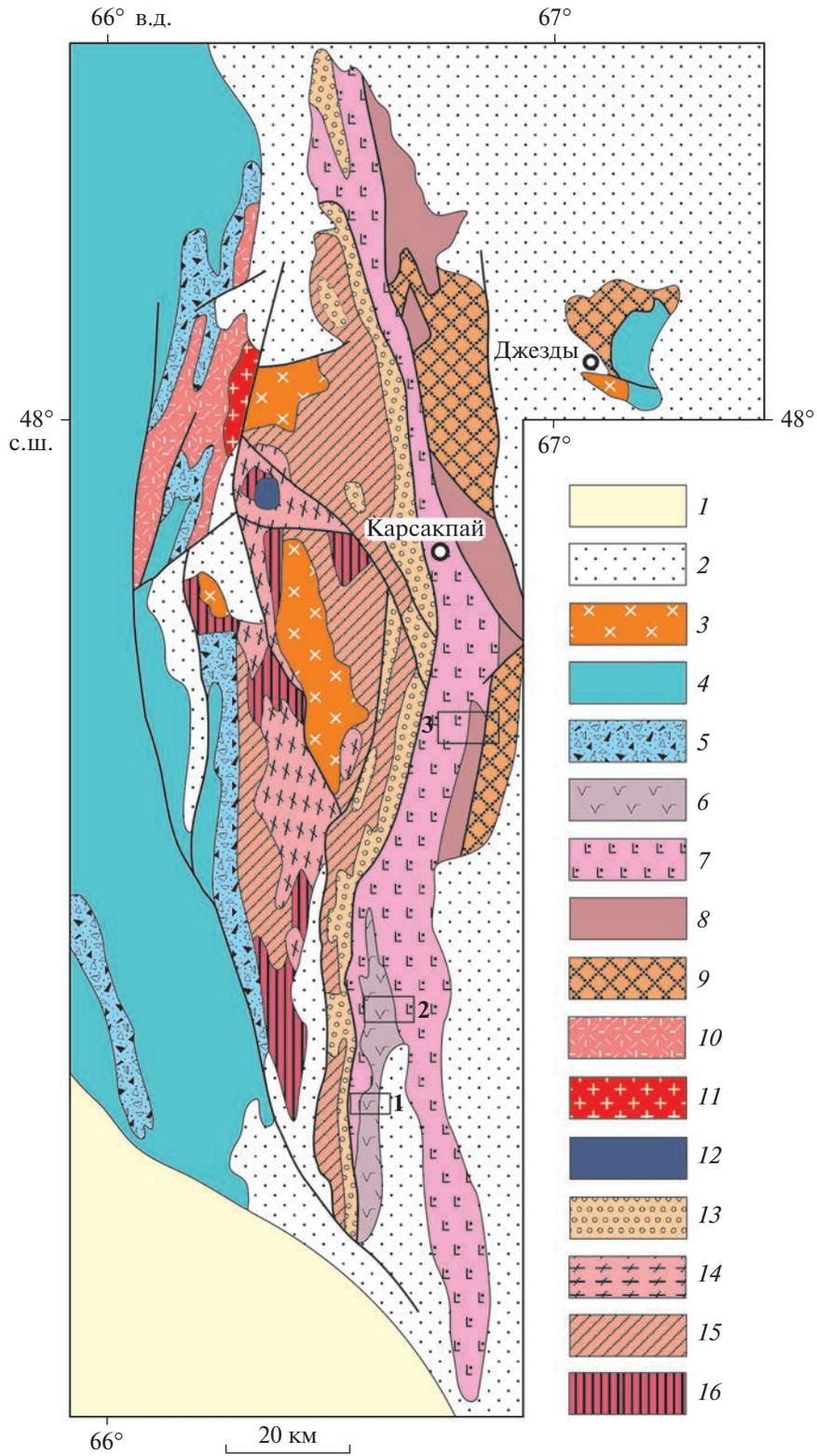
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для обоснования возраста вулканических и терригенных пород были проведены U–Pb геохронологические исследования аксессуарного циркона. Выделение циркона эффузивов, туфов и

Рис. 2. Схема геологического строения Южного Улутуа (по данным [9], с дополнениями).

Показаны (контур) районы детальных исследований в расположении рек: 1 – р. Аккииксай и р. Белеутты, 2 – р. Осан-Жииде, 3 – р. Дюсембай и р. Туртулбасай.

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; 3 – палеозойские гранитоиды; 4 – нижнепалеозойские кремнисто-терригенные и терригенные толщи; 5 – эдиакарские вулканогенно-осадочные и грубообломочные толщи; 6–9 – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи восточной части Южного Улутуа; 6 – белеутинская серия, 7 – карсакпайская серия, 8 – аралбайская серия, 9 – балажездинская серия; 10–15 – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи и плутонические комплексы западной части Южного Улутуа (Майтубинская зона): 10 – коксуйская серия, 11 – актаский гранитный комплекс, 12 – карсакпайский комплекс щелочных сиенитов, 13 – боздакская серия, 14 – жаункарский гранитный комплекс, 15 – майтубинская серия; 16 – мезопротерозойские вулканогенные толщи жиидинской серии



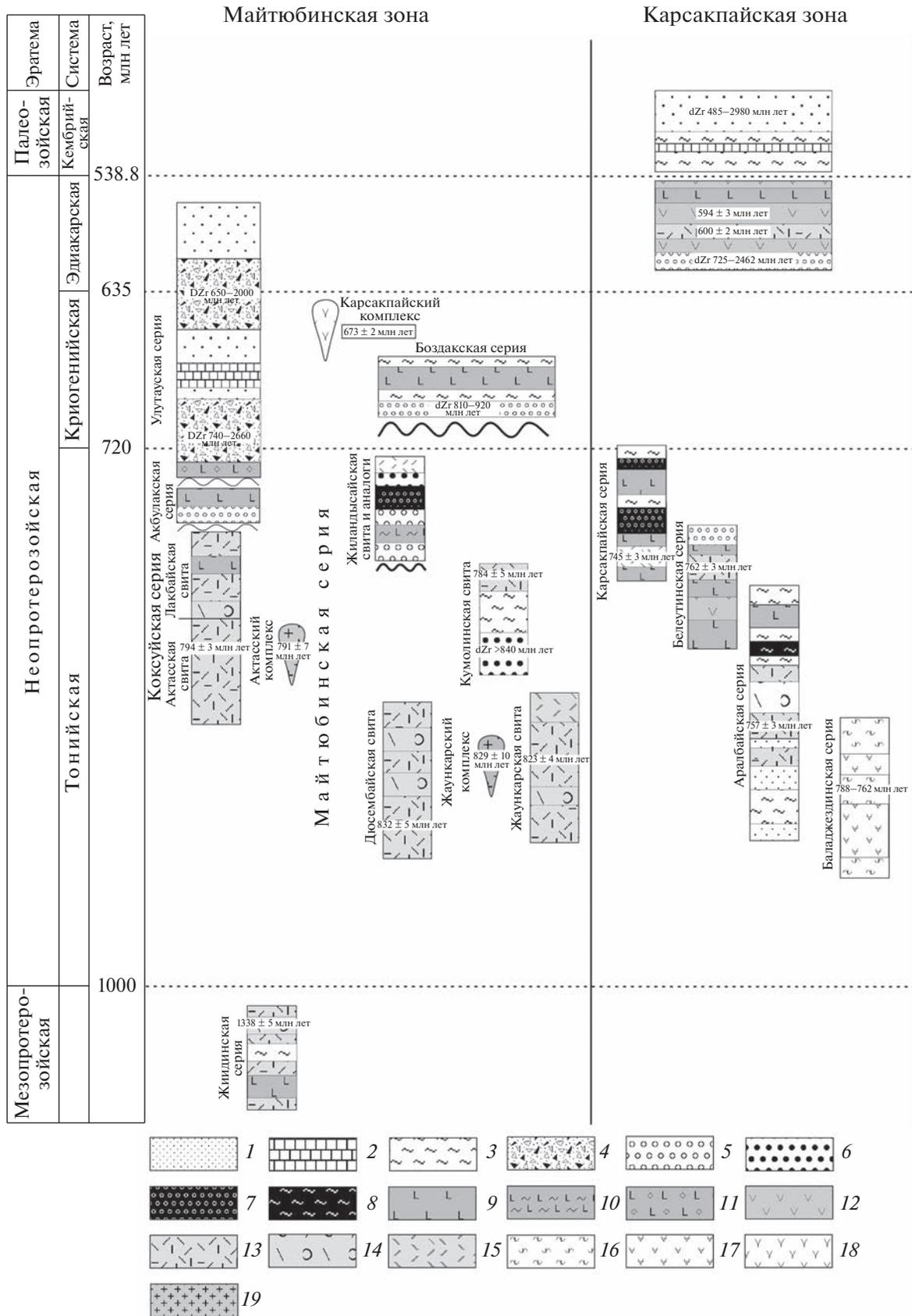


Рис. 3. Схема корреляции докембрийских стратифицированных и плутонических комплексов различных зон Южного Улутау.

1 – песчаники; 2 – известняки; 3 – кварц-полевошпатовые сланцы, филлитовые сланцы; 4 – тиллиты и тиллитоподобные конгломераты; 5 – конгломераты; 6 – кварциты, кварцито-сланцы; 7 – железистые кварциты; 8 – железистые сланцы; 9 – базальты; 10 – туфоалевролиты и туффиты основного состава; 11 – туфоконгломераты основного состава; 12 – андезиты; 13 – риолиты; 14 – туфоконгломераты кислого состава; 15 – туфы кислого состава; 16 – сланцы и гнейсы; 17 – амфиболиты и амфиболовые сланцы; 18 – сиениты; 19 – гранитоиды

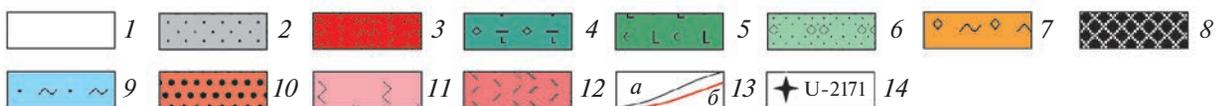
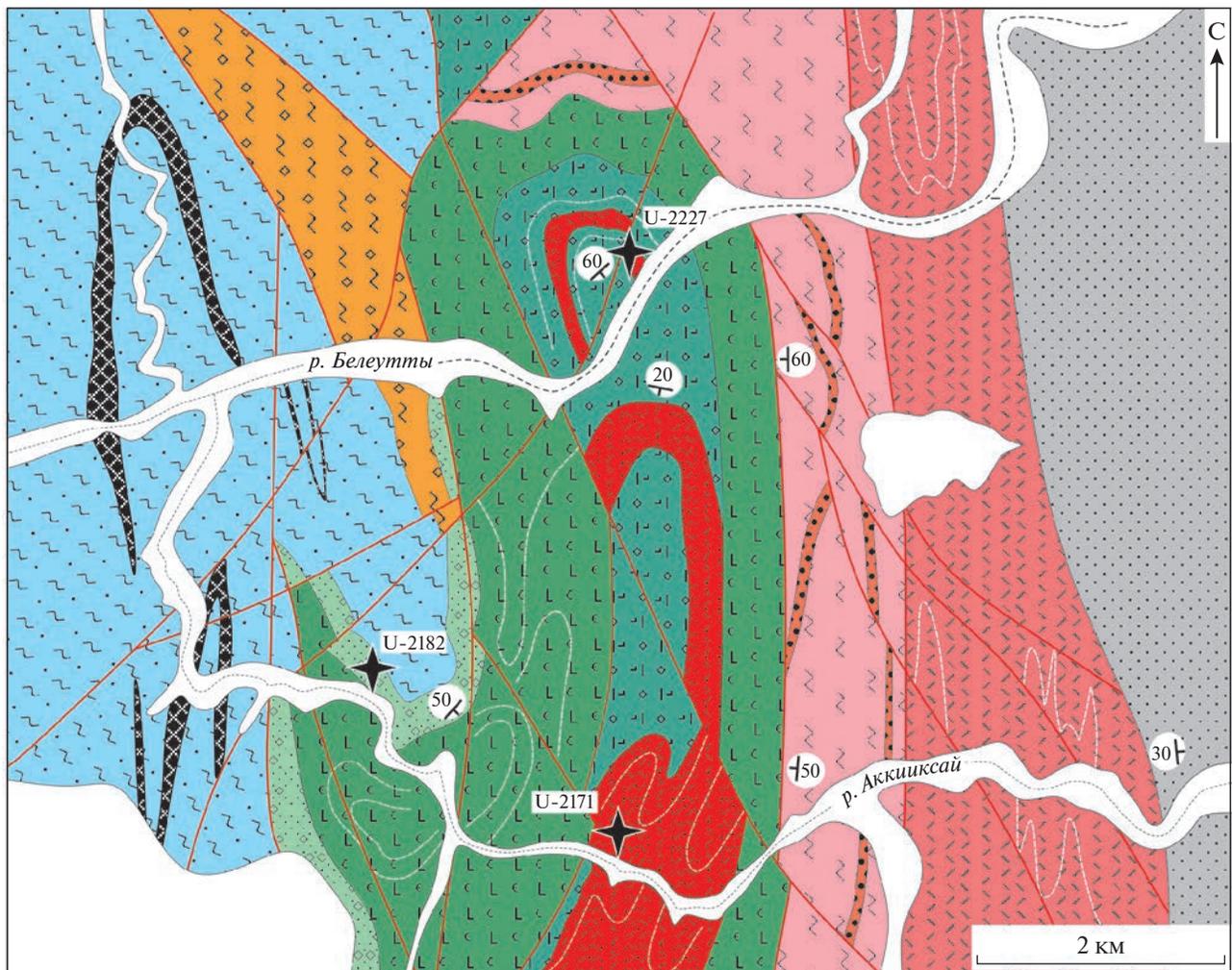


Рис. 4. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Белеутты и р. Акшиксай.

1 – кайнозойские отложения; 2 – каменноугольные терригенные отложения; 3–6 – вулканогенно-осадочный комплекс эдиакарского возраста: 3 – эффузивы, туфы среднего, кислого состава, 4 – туфоконгломераты основного состава, 5 – эффузивы и туфы основного состава, 6 – конгломераты с гальками кислых эффузивов, туфов и кварцитов; 7 – конгломераты, хлорит-серицитовые сланцы (боздакская серия); 8–9 – карсакпайская серия: 8 – железистые кварциты; 9 – кварц-серицит-альбитовые сланцы; 10–12 – белеутинская серия: 10 – кварциты, 11 – кварц-серицитовые сланцы, 12 – эффузивы и туфы кислого состава; 13 – границы: а – геологические, б – тектонические; 14 – места отбора и номера проб

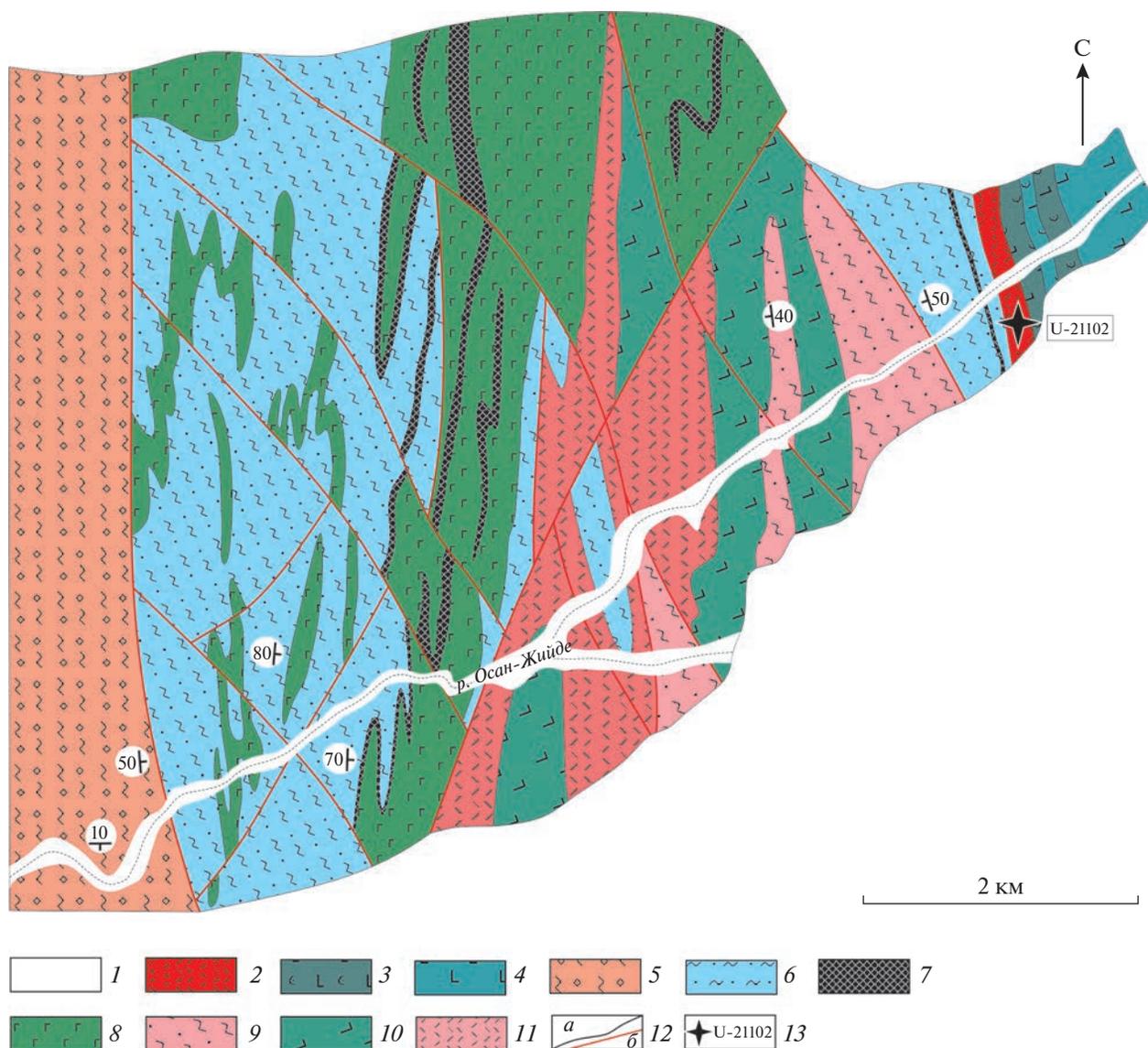


Рис. 5. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Осан-Жийде.

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – вулканогенный комплекс эдиакарского возраста: 2 – эффузивы и туфы кислого состава, 3 – туфы основного состава, 4 – эффузивы основного состава; 5 – сланцы и конгломераты боздакской серии; 6–8 – карсакапская серия: 6 – кварц-серицит-альбитовые сланцы, 7 – железистые кварциты, 8 – габбро-долериты; 9–11 – белеутинская серия: 9 – кварц-серицитовые сланцы, 10 – эффузивы и туфы основного, среднего состава, 11 – эффузивы и туфы кислого состава; 12 – границы: *a* – геологические, *b* – тектонические; 13 – места отбора и номера проб

песчаников проводилось в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей.

Геохронологические исследования локальным методом (SHRIMP II) проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (ЦНИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) по стандартной методике [5, 35].

U–Th–Pb изотопное датирование циркона методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН

(г. Москва, Россия) по стандартной методике [20, 23, 26, 47, 48, 54, 55].

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Эдиакарский комплекс

Для установления U–Pb возраста акцессорного циркона из вулканогенных пород были отобраны три пробы из плагиориолитов, туфов среднего и кислого состава (табл. 1).

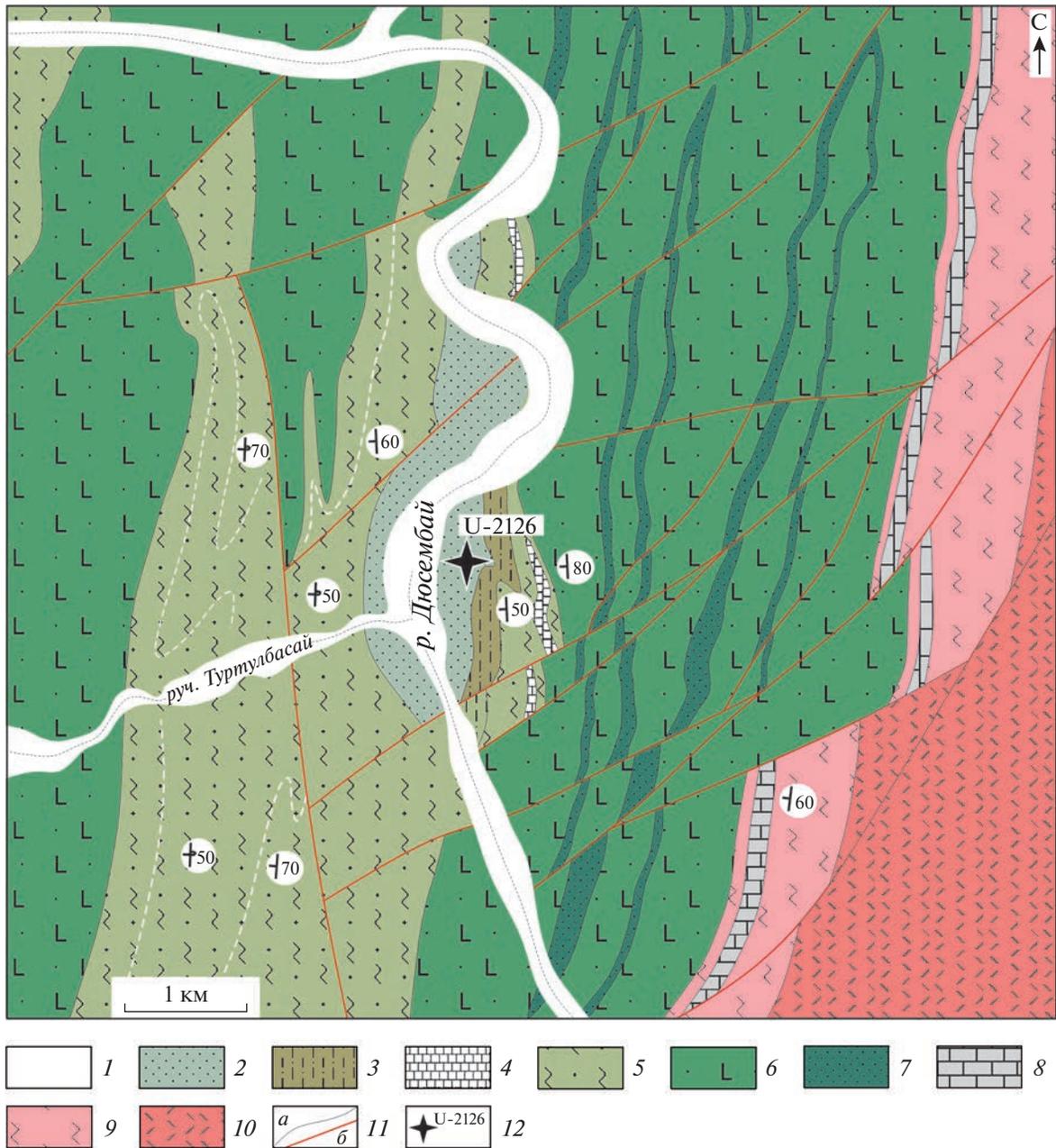


Рис. 6. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Дюсембай и р. Туртулбасай.

1 – кайнозойские отложения; 2–5 – нижнепалеозойский комплекс: 2 – песчаники, 3 – кремнистые алевролиты, 4 – известняки, 5 – филлитовидные сланцы; 6–7 – карсакупайская серия: 6 – рассланцованные туфы основного состава, туфоалевролиты и туффиты, 7 – горизонты микрокварцитов; 8–10 – аралбайская серия: 8 – мраморизованные известняки, 9 – серицит-полевошпат-кварцевые сланцы, 10 – рассланцованные эффузивы кислого состава; 11 – границы: а – геологические, б – тектонические; 12 – места отбора и номера проб

По р. Аккииксай отобрана проба U-2171 (47°0'35.77" с.ш., 66°37'8.86" в.д.) из туфов андезитового состава. В них акцессорный циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического, таблитчатого, дипирамидального габитуса, а также их обломками с коэффициентом удлинения от 2 до 3 и проявленной магматической зональностью (рис. 7).

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 14 кристаллов циркона (табл. 2).

Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 594 ± 3 млн лет (рис. 8).

По р. Белеуты отобрана проба U-2227 (47°02'35.2" с.ш., 66°37'26.2" в.д.) из плагиорио-

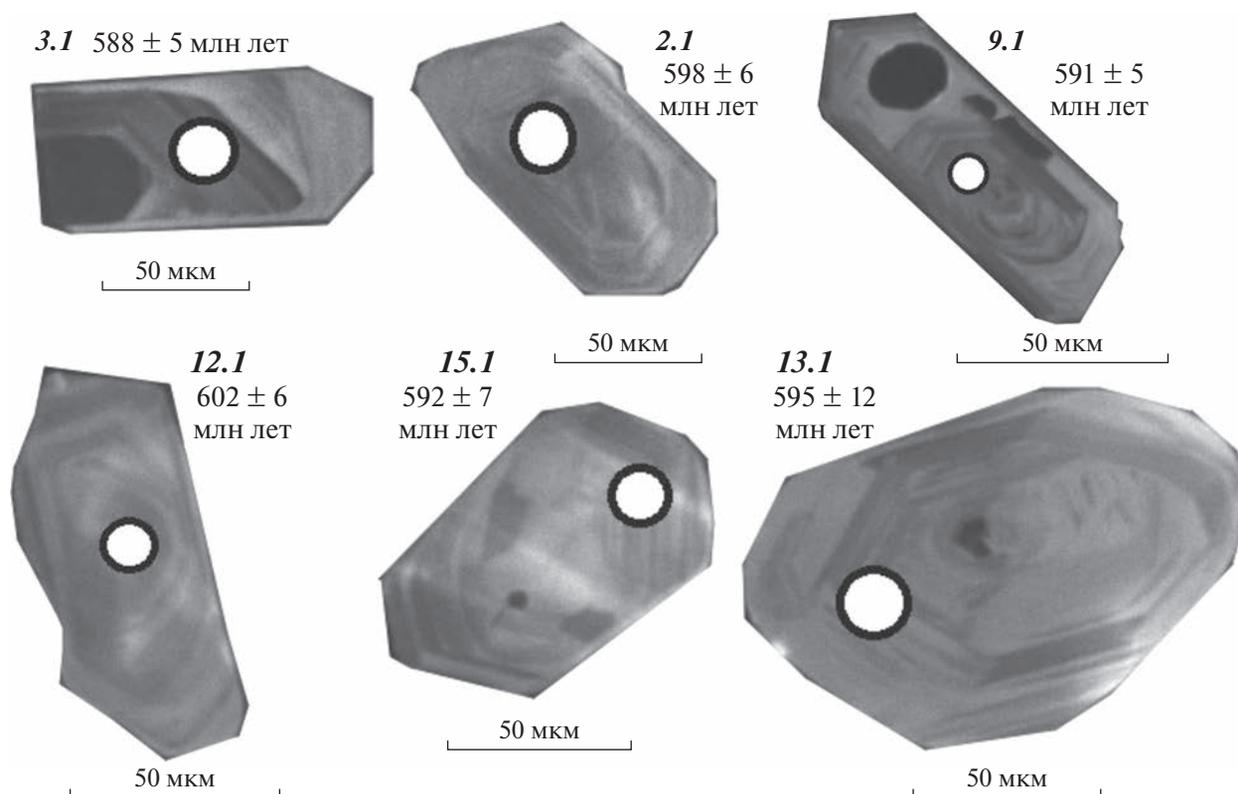


Рис. 7. Катодолуминесцентные изображения изученных цирконов из туфов андезитового состава (проба U-2171). Обозначены (кружки) участки датирования и конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

литов. В этих породах аксессуарный циркон образует субидiomорфные кристаллы призматического, дипирамидального габитуса с коэффициентом удлинения от 2-х до 3-х и проявленной магматической зональностью (рис. 9).

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 12 кристаллов циркона (табл. 2).

Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 595 ± 5 млн лет (рис. 10).

По р. Осан-Жииде отобрана проба U-21102 ($47^{\circ}13'16.90''$ с.ш., $66^{\circ}37'21.26''$ в.д.) из туфов риолитового состава (см. рис. 5). Аксессуарный циркон здесь представлен идиоморфными кристал-

лами призматического и дипирамидального габитуса размером 50–120 мкм, с коэффициентом удлинения от 2-х до 3-х. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 11).

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 15 кристаллов циркона (см. табл. 2). Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 600 ± 2 млн лет (рис. 12).

Также были изучены (LA-ICP-MS) обломочные цирконы из конгломератов в основании вулканогенного разреза по р. Аккииксай, была отобрана проба U-2182 ($47^{\circ}0'55.48''$ с.ш., $66^{\circ}36'10.09''$ в.д.). Здесь изученные цирконы представлены в ос-

Таблица 1. Характеристика проб, использованных для изотопно-геохронологических U–Th–Pb исследований и полученные оценки возраста.

Проба	с. ш.	в. д.	Расположение	Порода	Тип циркона	Возраст (млн лет)
U-21102	$47^{\circ}13'16.90''$	$66^{\circ}37'21.26''$	р. Осан-Жииде	Туф риолитовый	Аксессуарный	600 ± 2
U-2227	$47^{\circ}02'35.2''$	$66^{\circ}37'26.2''$	р. Белеутты	Плагиориолит	Аксессуарный	594 ± 5
U-2171	$47^{\circ}0'35.77''$	$66^{\circ}37'8.86''$	р. Аккииксай	Туф андезитовый	Аксессуарный	594 ± 3
U-2126	$47^{\circ}24'22.65''$	$66^{\circ}42'45.72''$	р. Дюсембай	Песчаник	Обломочный	519–3246
U-2182	$47^{\circ}0'55.48''$	$66^{\circ}36'10.09''$	р. Белеутты	Конгломерат	Обломочный	703–2465

Таблица 2. Результаты геохронологических U–Pb исследований зерен акцессорного циркона.

Проба (номер анализа)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (%)	Содержание (мкг/г)			Изотопные отношения				Rho	Возраст (млн лет) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		
U-2171										
3.1	0.00	10.3	125	83	0.68	0.0593 ± 4.1	0.7814 ± 4.2	0.0955 ± 1.0	0.23	587.9 ± 5.4
10.1	0.00	6.91	84	68	0.84	0.0609 ± 5.8	0.8043 ± 5.9	0.0958 ± 1.0	0.17	589.9 ± 5.8
7.1	0.21	8.45	103	82	0.83	0.0552 ± 7.6	0.7296 ± 7.8	0.0959 ± 1.6	0.20	590.2 ± 8.9
5.1	0.00	13.8	167	165	1.02	0.0613 ± 3.8	0.8101 ± 3.9	0.0959 ± 0.9	0.22	590.4 ± 4.9
14.1	0.56	4.73	57	35	0.63	0.0616 ± 10.1	0.8151 ± 10.1	0.0960 ± 1.3	0.13	590.8 ± 7.2
16.1	1.18	5.38	65	40	0.63	0.0527 ± 14.9	0.6974 ± 15.1	0.0960 ± 2.5	0.17	590.9 ± 14.3
9.1	0.11	9.33	113	87	0.80	0.0631 ± 4.9	0.8348 ± 4.9	0.0960 ± 0.9	0.18	591.0 ± 5.1
15.1	0.00	5.76	70	53	0.79	0.0640 ± 7.4	0.8481 ± 7.5	0.0961 ± 1.3	0.17	591.4 ± 7.1
13.1	0.00	7.26	87	68	0.81	0.0649 ± 7.8	0.8653 ± 8.2	0.0967 ± 2.2	0.28	594.9 ± 12.8
17.1	0.00	4.79	58	33	0.60	0.0596 ± 10.3	0.7958 ± 10.4	0.0968 ± 1.2	0.12	595.7 ± 7.1
6.1	0.08	8.76	105	113	1.11	0.0659 ± 6.1	0.8821 ± 6.2	0.0971 ± 0.9	0.16	597.4 ± 5.6
2.1	0.00	8.28	99	89	0.93	0.0548 ± 6.9	0.7341 ± 6.9	0.0972 ± 0.9	0.14	598.1 ± 5.6
12.1	0.08	8.27	98	84	0.89	0.0612 ± 6.6	0.8261 ± 6.7	0.0979 ± 1.1	0.16	602.2 ± 6.3
8.1	0.00	6.78	81	59	0.75	0.0597 ± 7.6	0.8075 ± 7.7	0.0980 ± 1.2	0.16	602.9 ± 6.9
U-21102										
14.1	0.00	20.10	245	134	0.57	0.0585 ± 7.5	0.7709 ± 7.6	0.0956 ± 1.0	0.13	588.5 ± 5.5
3.1	0.00	24.80	298	171	0.59	0.0600 ± 6.3	0.7994 ± 6.5	0.0966 ± 1.3	0.21	594.7 ± 7.6
8.1	0.12	15.00	181	137	0.78	0.0596 ± 9.4	0.7942 ± 9.4	0.0967 ± 1.0	0.11	595.2 ± 6.0
5.1	0.19	42.90	515	394	0.79	0.0599 ± 2.6	0.8003 ± 3.0	0.0970 ± 1.5	0.51	596.5 ± 8.8
13.1	0.00	36.10	433	304	0.72	0.0599 ± 3.4	0.8017 ± 3.5	0.0970 ± 0.7	0.21	596.8 ± 4.2
12.1	0.00	15.10	181	96	0.55	0.0641 ± 8.1	0.8580 ± 8.2	0.0970 ± 1.0	0.12	597.0 ± 5.8
15.1	0.00	18.50	222	153	0.71	0.0596 ± 5.9	0.7975 ± 6.1	0.0970 ± 0.9	0.14	597.1 ± 5.0

Таблица 2. Окончание

Проба (номер анализа)	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	Содержание (мкг/г)			Изотопные отношения				Rho	Возраст (млн лет)
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		
1.1	0.00	24.10	288	182	0.65	0.0620 ± 6.4	0.8330 ± 6.4	0.0974 ± 0.8	0.13	599.1 ± 4.9
11.1	0.00	24.20	289	173	0.62	0.0608 ± 4.8	0.8168 ± 5.0	0.0975 ± 1.3	0.25	599.6 ± 7.2
9.1	0.00	28.10	336	206	0.63	0.0649 ± 6.0	0.8733 ± 6.1	0.0975 ± 0.8	0.14	599.9 ± 4.7
6.1	0.10	21.50	256	178	0.72	0.0603 ± 5.2	0.8140 ± 5.2	0.0978 ± 0.8	0.16	601.8 ± 4.7
2.1	0.00	82.90	986	729	0.76	0.0580 ± 1.4	0.7824 ± 1.6	0.0979 ± 0.6	0.38	601.9 ± 3.4
7.1	0.00	27.40	326	206	0.65	0.0570 ± 6.0	0.7691 ± 6.1	0.0979 ± 0.9	0.14	602.1 ± 4.9
4.1	0.08	22.90	272	163	0.62	0.0597 ± 5.0	0.8069 ± 5.1	0.0980 ± 0.8	0.16	602.5 ± 4.6
10.1	0.00	18.90	224	140	0.64	0.0579 ± 8.0	0.7830 ± 8.1	0.0980 ± 1.0	0.12	602.8 ± 5.8
U-2227										
2.1	0.35	7.1	87	86	1.03	0.0645 ± 8.1	0.8492 ± 8.1	0.0954 ± 1.1	0.13	588 ± 6
5.1	0.30	8.9	108	103	0.99	0.0596 ± 6.9	0.7885 ± 7.1	0.0959 ± 2.0	0.27	590 ± 11
1.1	1.45	6.1	74	63	0.88	0.0617 ± 11.4	0.8191 ± 11.5	0.0963 ± 1.2	0.11	593 ± 7
8.1	0.33	3.7	44	23	0.53	0.0653 ± 12.6	0.8693 ± 12.7	0.0966 ± 1.5	0.12	594 ± 9
9.1	0.00	10.1	121	146	1.25	0.0656 ± 6.3	0.8738 ± 6.4	0.0966 ± 1.0	0.16	595 ± 6
14.1	0.68	9.2	111	101	0.94	0.0576 ± 8.2	0.7680 ± 8.3	0.0967 ± 1.0	0.12	595 ± 6
10.1	0.00	27.7	333	482	1.50	0.0588 ± 3.0	0.7867 ± 3.5	0.0970 ± 1.7	0.48	597 ± 10
4.1	0.00	14.0	167	221	1.37	0.0591 ± 7.6	0.7911 ± 8.0	0.0971 ± 2.6	0.32	598 ± 15
7.1	0.00	21.1	253	549	2.25	0.0611 ± 5.1	0.8194 ± 5.5	0.0972 ± 2.1	0.38	598 ± 12
3.1	0.00	7.9	95	119	1.29	0.0588 ± 10.1	0.7899 ± 10.4	0.0974 ± 2.4	0.23	599 ± 13
13.1	0.00	9.5	114	107	0.97	0.0615 ± 7.8	0.8269 ± 8.2	0.0974 ± 2.5	0.31	599 ± 15
11.1	0.00	4.4	52	31	0.62	0.0658 ± 12.2	0.8852 ± 12.3	0.0975 ± 1.4	0.12	600 ± 8

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.

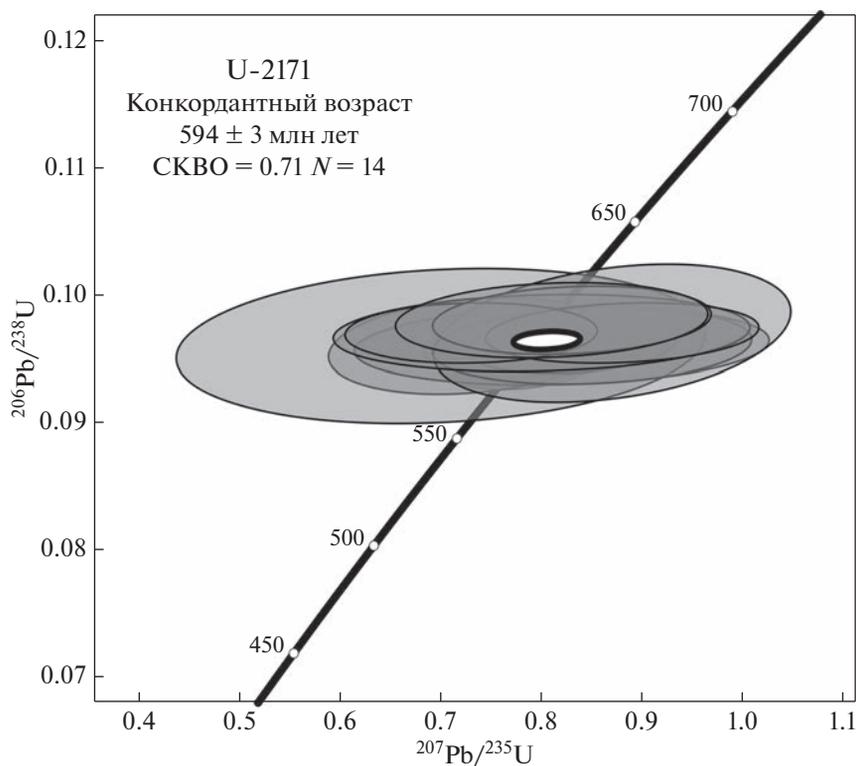


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из туфов андезитового состава (проба U-2171).

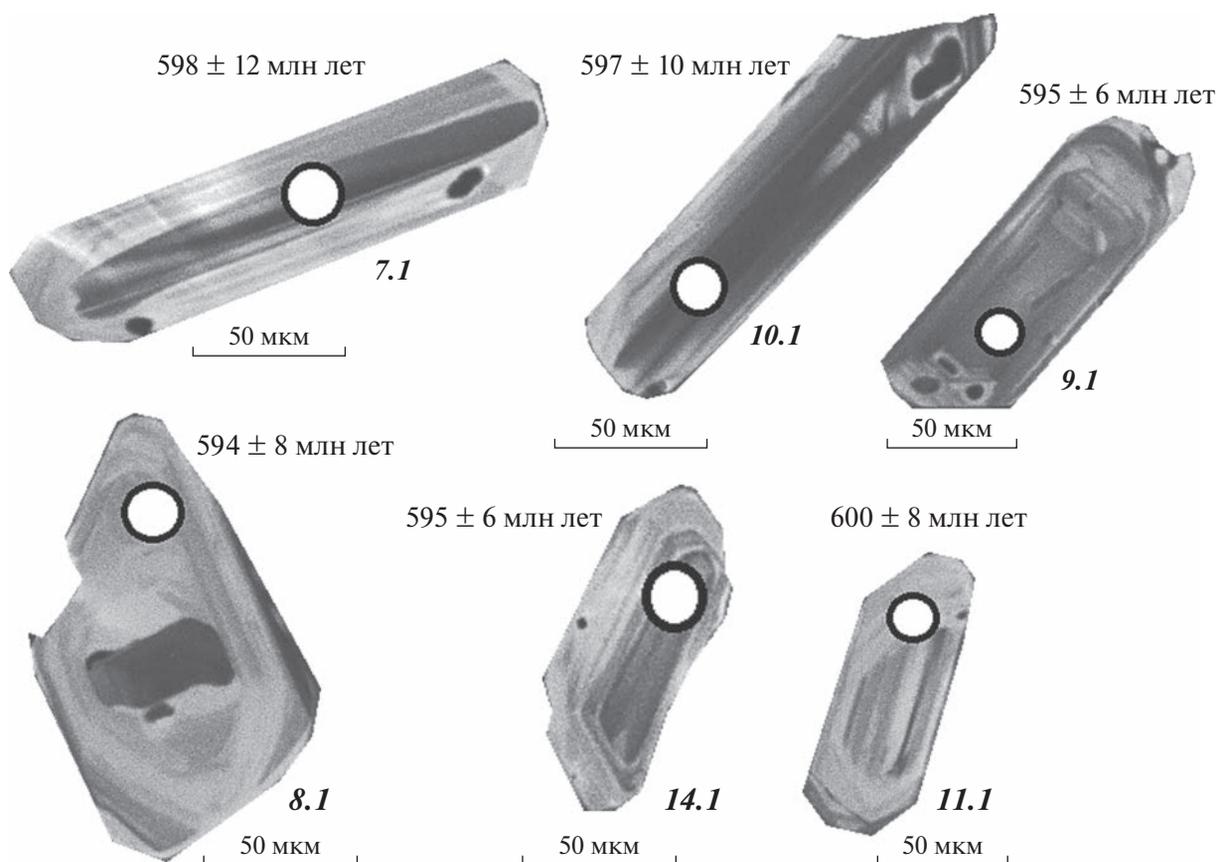


Рис. 9. Катодолуминесцентные изображения зерен циркона из плагиориолитов (проба U-2227). Обозначены (кружки) участки датирования и конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

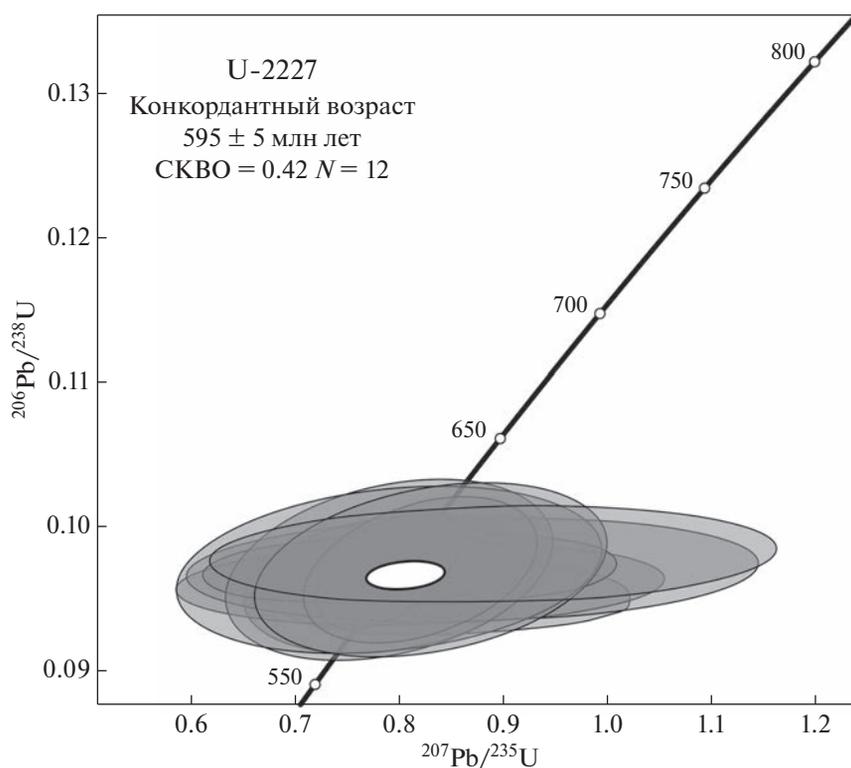


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для зерен циркона из плагиориолитов (проба U-2227).

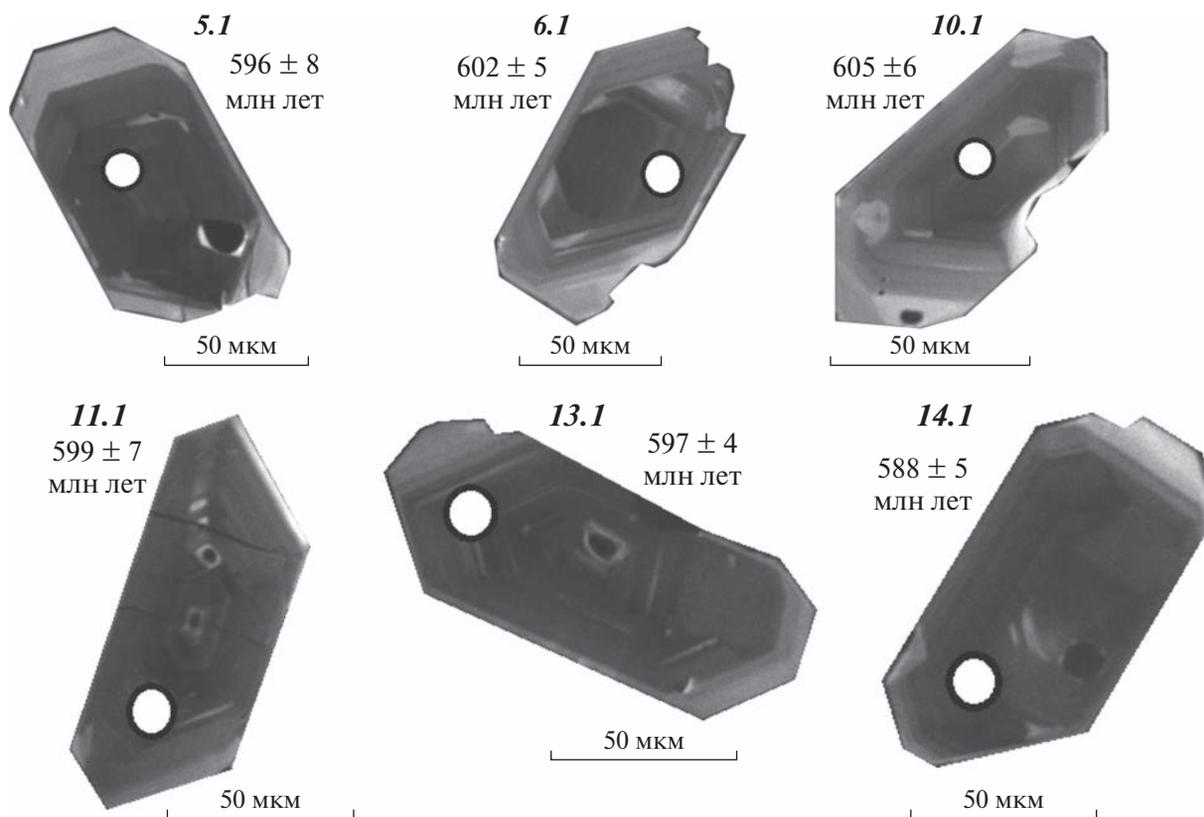


Рис. 11. Катодолуминесцентные изображения изученных цирконов из туфов риолитового состава (проба U-21102). Обозначены (кружки) участки датирования и конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

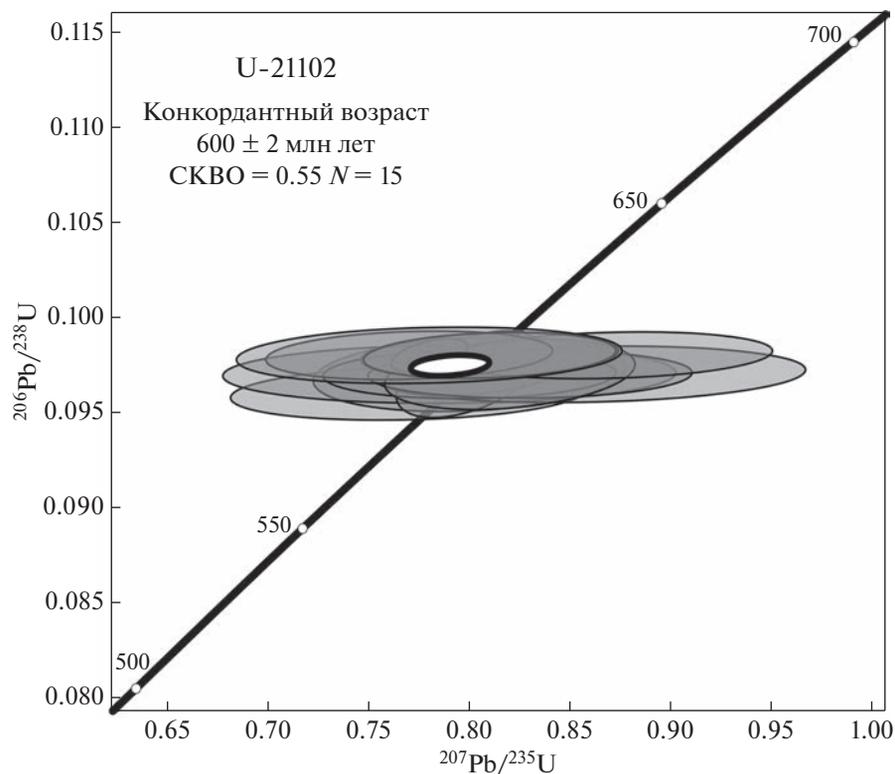


Рис. 12. Диаграмма с конкордией для зерен циркона из туфов риолитового состава (проба U-21102).

новном идиоморфными, от коротко- до длинно-призматических кристаллами размером 100–200 мкм с коэффициентом удлинения до 3-х. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью. Изучено 92 зерна циркона, для которых получено 87 конкордантных оценок возраста (Приложение 1: табл. S1).

Преобладающими являются неопротерозойские цирконы с возрастными интервалами от 702 до 878 млн лет с максимумами 710, 769, 792, 825 и 853 млн лет (рис. 13; табл. 3).

Отдельные зерна циркона имеют палеопротерозойские оценки возраста в интервале от 1990 до 2006 млн лет с максимумом 1993 млн лет (см. рис. 13; см. Приложение 1: табл. S1).

Нижнепалеозойский комплекс

В этом комплексе были изучены (LA-ICP-MS) обломочные цирконы из средне-крупнозернистых олигомиктовых песчаников из разреза по левому берегу р. Дюсембай и отобрана проба U-2126 (47°24'22.65" с.ш., 66°42'45.72" в.д.).

Все изученные цирконы здесь представлены в основном полуокатанными, окатанными или округлыми зернами, размер которых от 100 до 250 мкм и коэффициентом удлинения до 2-х. Большинство кристаллов имеют хорошо сохранившуюся осцилляторную магматическую зональность,

иногда в них присутствуют небольшие каймы и ксенокристаллические ядра.

Проанализировано 120 зерен циркона, для которых получено 87 конкордантных оценок возраста (см. Приложение 1: табл. S1). Основная популяция цирконов имеет неопротерозойские и мезопротерозойские оценки возраста с максимумами 569, 831, 984, 1178 и 1513 млн лет (см. рис. 13; см. табл. 3).

Отдельные зерна циркона имеют раннепалеопротерозойский возраст в интервале от 2456 до 2538 млн лет и максимумом 2497 млн лет (см. рис. 13; см. Приложение 1: табл. S1).

Два зерна циркона имеют раннекембрийские оценки возраста (519 и 521 млн лет). Возрастной пик наиболее молодой статистически значимой популяции цирконов составляет 569 млн лет (см. Приложение 1: табл. S1).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Изучение состава магматических и осадочных пород проводилось в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) рентгено-флуоресцентным методом (главные петрогенные элементы) на спектрометре S4

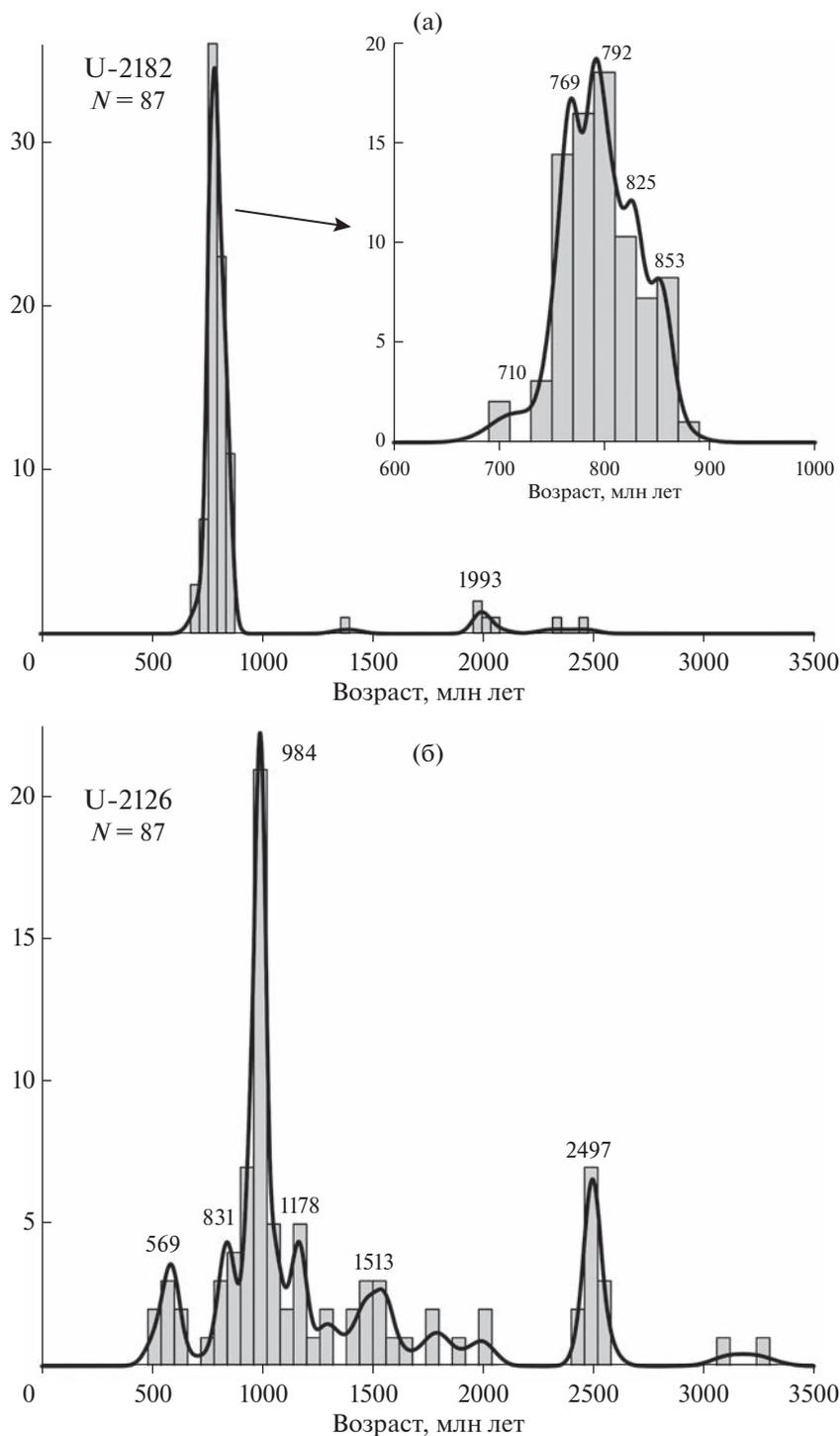


Рис. 13. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов детритовых цирконов из (а) матрикса конгломератов (проба U-2182) и (б) песчаников раннепалеозойского комплекса (проба U-2126). Возраст пиков (арабские цифры), рассчитанный с использованием программы Age Pick [67], (по [25]).

Pioneer (Bruker, Germany) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на

спектрометре ICAP-61 (Thermo Jarrell Ash, USA) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (редкие и редкоземельные элементы) на спектрометре X-7 (Thermo Elemental, USA). Изотопные Nd исследования валовых проб пород проводились в ЦКП ИГХ СО РАН (г. Иркутск,

Таблица 3. Пик возраста зерен детритового циркона для проб U-2126 и U-2182, рассчитанные с использованием программы Age Pick [67], (по [25]).

Проба	Интервалы значений		Пик (млн лет)	Количество зерен (шт.)
U-2126	573	1580	569	4
			831	6
			984	32
			1178	8
			1513	6
	2456	2538	2497	9
U-2182	702	878	710	3
			769	19
			792	23
			825	16
			853	10
		1990	2006	1993

Россия) с использованием масс-спектрометра ThermoFinnigan Neptune plus (Thermo Scientific, Bremen, Germany).

Эдиакарский комплекс

Эффузивы этого комплекса по содержаниям SiO_2 и сумме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ представляют собой дифференцированную серию от пикробазальтов до риолитов (рис. 14; табл. 4).

Разности основного состава представлены толеитовыми ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}_{\text{среднее}} - 2.4$, мас. %, $\text{TiO}_{2\text{среднее}} - 1.3$, мас. %) и субщелочными ($\text{Na}_2\text{O} +$

$\text{K}_2\text{O}_{\text{среднее}} - 3.8$, мас. %, $\text{TiO}_{2\text{среднее}} - 1.5$, мас. %) базальтами.

Вариации содержаний MgO (5.7–10.6, мас. %) в базальтах (SiO_2 42.7–49.7, мас. %), а также положительные корреляции с Ni и Cr отражают фракционирование оливина (рис. 15).

При этом отрицательные корреляции $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ с Mg# предполагают участие во фракционировании и плагиоклаза (см. рис. 15). Отрицательные корреляции между TiO_2 и Mg# указывают на накопление моноклинного пироксена в продуктах дифференциации (см. рис. 15).

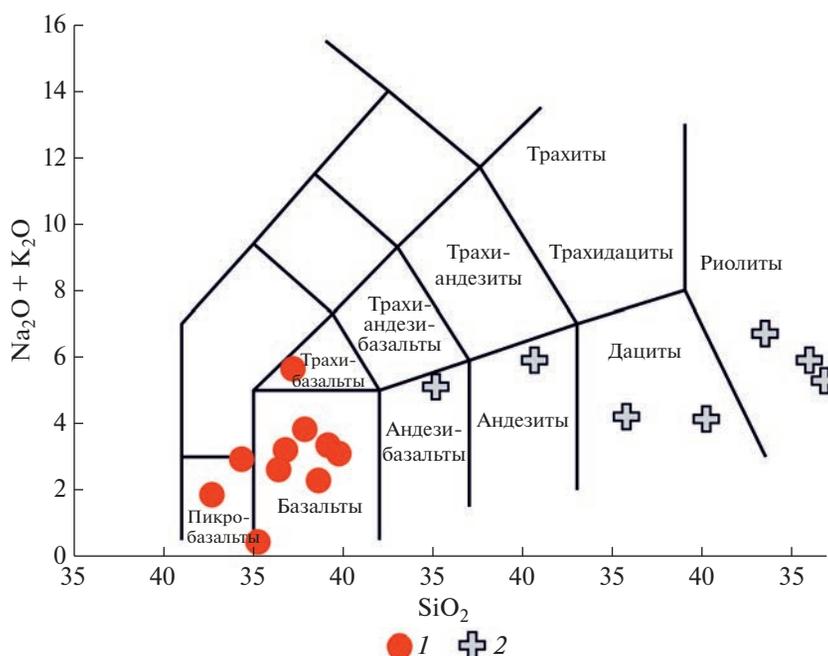


Рис. 14. Диаграмма SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для эффузивных пород эдиакарского комплекса (по данным [36]). 1–2 – эффузивы состава: 1 – основного, 2 – среднего и кислого

Таблица 4. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в эффузивных и туфогенных породах Эдиакарского комплекса.

Образец	эффузивы													туфы					
	U-2170	U-2172	U-2174	U-2177	U-2178	U-2179	U-21100	U-21101	U-2171/1	U-2149	U-1854	U-1856	U-1858	U-1859	U-1861	U-2146	U-2227	U-21102	U-2171
SiO ₂	49.14	49.74	48.61	42.68	46.77	45.22	46.39	47.84	76.77	73.46	44.33	55.14	70.19	75.93	65.75	47.19	73.46	77.97	60.63
TiO ₂	1.18	0.89	0.95	1.43	1.19	1.82	2.22	1.81	0.52	0.32	1.17	0.84	0.58	0.70	0.62	1.75	0.32	0.22	0.87
Al ₂ O ₃	14.44	13.61	12.24	13.37	13.59	11.94	11.59	11.05	10.69	13.41	15.44	14.33	12.09	11.35	14.57	14.40	13.41	7.75	14.77
Fe ₂ O ₃	5.32	5.16	4.43	10.94	8.81	7.76	7.34	9.41	2.58	2.17	7.25	3.98	4.55	2.16	3.28	4.90	2.17	1.59	4.29
FeO	5.91	4.96	5.3	5.69	4.71	7.58	9.4	4.61	0.39	0.71	7.81	5.99	0.83	0.76	3.37	5.22	0.71	0.36	3.64
MnO	0.17	0.15	0.17	0.21	0.18	0.16	0.21	0.23	0.06	0.02	0.23	0.16	0.07	0.05	0.08	0.16	0.02	0.04	0.12
MgO	8.01	7.29	9.71	10.09	10.61	5.73	7.48	6.54	1.11	0.98	8.01	4.63	0.91	0.49	2.41	9.81	0.98	1.49	3.62
CaO	7.97	12.36	13.17	9.28	6.98	12.23	8.75	10.26	1.37	0.76	7.72	6.97	3.94	1.40	2.24	5.77	0.76	5.12	3.08
Na ₂ O	3.32	2.83	1.78	1.71	2.35	0.08	2.09	2.57	3.58	6.54	2.75	4.32	1.08	3.45	1.56	2.33	6.54	1.72	1.81
K ₂ O	0.05	0.27	0.51	0.15	0.86	0.02	0.53	1.26	1.71	0.17	0.18	0.79	3.06	2.46	2.65	3.32	0.17	1.25	4.11
P ₂ O ₅	0.16	0.06	0.13	0.21	0.13	0.92	0.22	0.14	0.11	0.09	0.18	0.18	0.12	0.14	0.12	1.40	0.09	0.04	0.17
п.п.п.	3.71	2.12	2.44	3.63	3.29	5.73	2.75	3.77	1.06	1.32	4.05	2.00	2.49	1.03	2.96	3.17	1.32	2.43	2.5
Сумма	99.84	99.63	99.71	99.87	99.76	99.95	99.95	99.78	99.95	99.92	99.13	99.33	99.91	99.91	99.62	99.42	99.92	99.96	99.6
FeO*	10.70	9.60	9.29	15.54	12.64	14.56	16.01	13.07	2.71	2.66	14.33	9.57	4.93	2.70	6.32	9.63	2.66	1.79	7.50
Mg#	0.43	0.43	0.51	0.39	0.46	0.28	0.32	0.33	0.29	0.27	0.36	0.33	0.16	0.15	0.28	0.50	0.27	0.45	0.33
ASI	0.73	0.50	0.45	0.68	0.78	0.56	0.59	0.46	1.06	1.10	0.83	0.70	1.00	1.06	1.55	0.89	1.10	0.58	1.15
MAL1	-4.62	-9.26	-10.88	-7.42	-3.77	-12.13	-6.13	-6.43	3.92	5.95	-4.79	-1.86	0.20	4.51	1.97	-0.12	5.94	-2.13	2.83
FeO*/ FeO* + MgO	0.57	0.57	0.49	0.61	0.54	0.72	0.68	0.67	0.71	0.73	0.64	0.67	0.84	0.85	0.72	0.50	0.73	0.55	0.67

Таблица 4. Окончание

Элемент (г/т)	U-2170	U-2172	U-2174	U-2177	U-2178	U-2179	U-21100	U-21101	U-2171/1	U-2149	U-1854	U-1856	U-1858	U-1859	U-1861	U-2146	U-2227	U-21102	U-2171
Li	13.6	4.4	4	10	11	14.7	17.2	10	5.7	12.3	27.68	13.89	13.68	9.48	31.14	35.3	12.3	2.8	22.1
Be	0.32	0.34	0.58	0.56	0.94	0.67	1.2	1	2.1	1.2	0.54	1.59	2.54	2.03	3.32	1.8	1.2	1	2.7
Sc	47.1	42	36.2	53.8	55.8	52.9	45.7	41.1	12.6	11.4	41.06	35.09	12.22	13.89	12.33	21.5	11.4	4	31.2
V	254	250	238	340	308	224	408	387	31.8	27.1	240.4	160.8	33.03	40.39	44.14	198	27.1	22	115
Cr	283	283	431	184	186	199	118	98.8	36	17.5	243.4	164.3	23.08	35.23	18.81	281	17.5	29.3	42.6
Co	40.8	34.3	44.5	45.9	42.9	31.2	41	31	4.7	5.7	44.39	28.35	5.78	6.91	7.38	35.6	5.7	2.3	20.4
Ni	127	126	245	107	101	57.8	65.5	62.5	22.5	17.2	144.8	65.43	12.05	24.82	9.51	148	17.2	23.9	27.8
Cu	159	173	315	97.4	174	22.7	114	133	9.7	27.7	90.87	60.51	11.92	18.53	21.45	67.5	27.7	9.8	30
Zn	58.8	47.9	70.9	84.1	119	72.7	112	84.6	51.6	41.7	84.21	80.60	58.11	51.82	87.16	103	41.7	20.5	95.8
Ga	10.4	19.2	19.3	23.2	13.8	13.7	17.6	14.6	11.7	10.8	16.08	16.96	20.03	11.29	19.27	21.5	10.8	8.1	19.7
Rb	1.3	6.6	14.2	3.6	26.6	1.3	7.3	19.5	57.9	3.6	2.67	22.36	122.5	73.15	85.28	62.1	3.6	16.6	117
Sr	263	384	97.6	70.9	102	100	264	113	104	102	194.3	76.19	985.3	121.4	281.5	1021	102	148	224
Y	26.2	22.2	22.2	38.3	32.4	48.3	31	26.7	50.2	46.2	24.98	41.47	52.14	44.26	54.14	24.1	46.2	29.2	68.2
Zr	60.1	33.5	47.6	102	82.7	161	105	73.5	394	433	33.11	237.0	430.8	427.5	555.3	276	433	257	513
Nb	3.4	3.4	5.3	7.7	6.6	8.9	16.1	8.3	22.4	20.1	8.44	17.32	25.22	25.19	31.84	45.8	20.1	17.6	29.2
Cs	0.091	0.17	0.26	0.1	0.46	0.26	0.093	0.33	1.5	0.14	0.15	0.25	2.71	1.46	2.05	0.37	0.14	0.3	1.7
Ba	191	98.4	219	81.5	292	32.4	217	193	479	191	111.5	197.7	669.3	631.6	3254.	5721	191	144	1536
La	5.8	5.2	10.2	17.3	11.9	20.4	15.4	10.7	47.6	42.6	9.67	35.23	66.43	56.29	62.17	82.2	42.6	25.8	58.9
Ce	12.7	11.4	22.3	33	25.8	42.9	35.9	26.7	94.6	86.1	20.80	67.80	125.1	100.3	118.6	150	86.1	49.4	110
Pr	1.9	1.5	2.7	4.4	3.3	5.6	5.2	3.6	10	8.5	2.69	7.69	13.06	10.55	12.59	16.9	8.5	5.9	12.9
Nd	10.1	7.4	11.9	18.5	15.6	24.4	24.3	17.6	39.7	34.8	12.44	30.76	48.43	39.64	47.47	65.5	34.8	22.9	51.2
Sm	3.4	2.6	3.3	5.1	4.6	6.3	6.7	5.2	8.2	7	3.33	6.47	9.34	7.54	9.27	11.1	7.0	4.7	10.9
Eu	1.2	1.1	1.1	1.7	1.5	2.1	2.2	1.7	1.4	1.3	1.23	1.49	1.59	1.57	1.45	2.7	1.3	0.6	2.1
Gd	4.4	3.6	3.8	6.3	5.5	7.1	7.1	5.8	8.2	6.8	4.14	6.90	8.80	7.20	8.49	7.6	6.8	4.3	11.2
Tb	0.81	0.65	0.68	1.1	1	1.3	1.2	1	1.4	1.1	0.68	1.09	1.38	1.15	1.37	1.0	1.1	0.74	1.9
Dy	5.1	4.2	4.1	7	6.2	7.7	6.7	5.7	8.4	7.3	4.48	7.22	8.78	7.19	8.89	4.6	7.3	4.8	11.6
Ho	1.1	0.93	0.89	1.5	1.3	1.6	1.3	1.1	1.8	1.5	0.92	1.47	1.82	1.48	1.88	0.83	1.5	1	2.5
Er	3.2	2.8	2.7	4.7	4	5.2	3.5	3.1	5.3	4.3	2.61	4.36	5.41	4.42	5.77	2.2	4.3	3.3	7.4
Tm	0.41	0.37	0.35	0.61	0.49	0.67	0.4	0.37	0.77	0.61	0.36	0.61	0.80	0.64	0.85	0.27	0.61	0.5	1.1
Yb	2.8	2.5	2.4	4.2	3.4	4.9	2.6	2.3	4.8	3.5	2.17	3.97	5.29	4.26	5.85	1.8	3.5	3.4	7
Lu	0.39	0.35	0.33	0.6	0.44	0.71	0.28	0.27	0.73	0.5	0.30	0.61	0.80	0.63	0.89	0.26	0.50	0.5	1
Hf	1.5	0.98	1.3	2.5	2	3.7	2.1	1.5	8.9	9.3	0.96	5.13	10.03	9.92	12.58	5.0	9.3	6.7	12.8
Ta	0.23	0.25	0.32	0.47	0.57	0.52	1.1	0.58	1.3	1.2	0.50	0.96	1.45	1.39	1.75	1.9	1.2	1.1	1.6
Th	0.56	0.96	1.8	2.1	1.6	2.4	1.6	1	11.6	12.9	0.92	7.72	14.11	12.95	15.63	10.9	12.9	7.6	15.2
U	0.19	0.21	0.37	0.41	0.26	0.93	0.45	0.31	1.8	1.4	0.27	1.33	2.31	2.15	2.66	2.4	1.4	1.4	2.6
Ti	7072	5334	5693	8570	7132	10907	13304	10847	3116	1918	7011	5034	3475	4195	3715	10487	1917	1318	5214
(Gd/Yb)n	1.27	1.16	1.28	1.21	1.31	1.17	2.21	2.04	1.38	1.57	1.55	1.40	1.34	1.37	1.17	3.38	1.58	1.02	1.29
(La/Yb)n	1.40	1.40	2.87	2.78	2.36	2.81	4.00	3.14	6.69	8.22	3.01	5.99	8.47	8.93	7.18	30.65	8.29	5.12	5.68
Eu/Eu*	0.95	1.10	0.95	0.92	0.91	0.96	0.98	0.95	0.52	0.58	1.01	0.68	0.54	0.65	0.50	0.90	0.59	0.41	0.58

Примечание. FeO* = 0.9 FeO + F₂O₃; ASI = (Al/(Ca - 1.67P + Na + K)); MALI = (Na₂O + K₂O - CaO).

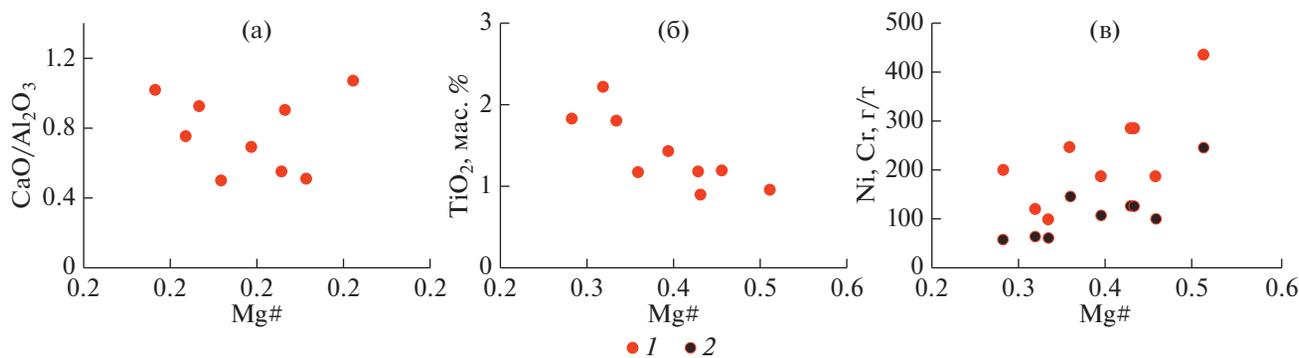


Рис. 15. Вариационные диаграммы некоторых петрогенных и редких элементов для пород основного состава. (а) – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – Mg\# ($\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3)$); (б) – TiO_2 – Mg\# ; (в) – Ni , Cr – Mg\# . 1 – Cr ; 2 – Ni

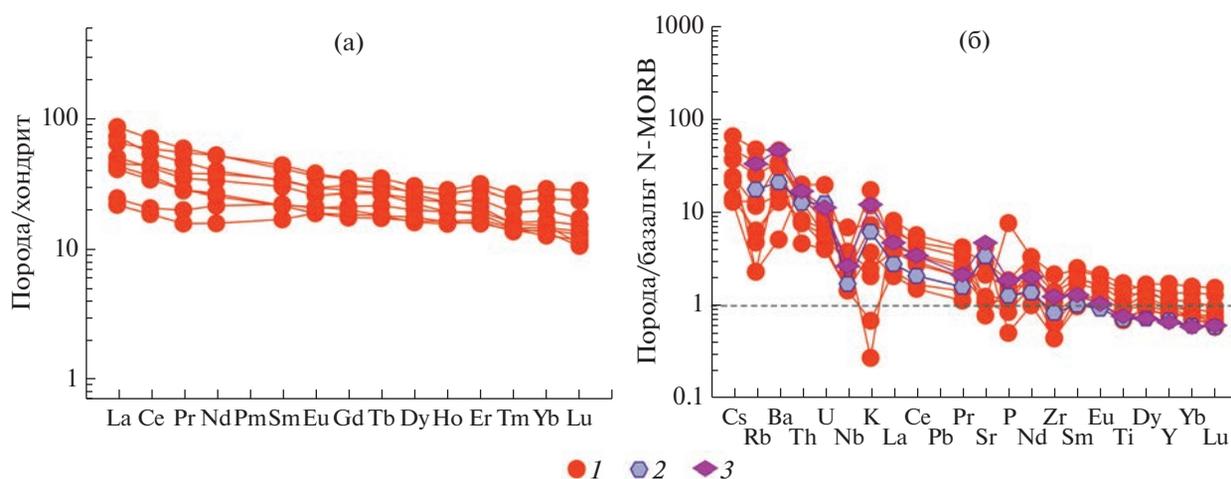


Рис. 16. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в базальтах эдиакарского комплекса, нормированные на состав: (а) хондрита (по [50]) и (б) базальта N-MORB (по [50]), средние составы базальтов энсиматических и энсиалических дуг (по [30]).

1–3 – базальты: 1 – эдиакарского комплекса, 2 – энсиматических дуг, 3 – энсиалических дуг

Данное накопление также подтверждается наличием его вкрапленников в базальтах. Базальты демонстрируют высокие содержания РЗЭ, сопоставимые с базальтами E-MORB, обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ $((\text{La}/\text{Yb})_n$ 1.4–4), а также Cs, Rb, Ba, Th на фоне обеднения Nb, Ta, Zr (рис. 16).

Более кислые разности представлены андезитами, риодацитами и риолитами принадлежащими известково-щелочной, известковистой (MAI –2.1–5.9), преимущественно высокоглиноземистой (ASI 0.6–1.5) и низкожелезистой ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ 0.49–0.85) сериям (см. рис. 14, рис. 17).

В эффузивах среднего и кислого состава проявлена обратная зависимость большинства петрогенных элементов и SiO_2 , что позволяет связывать их происхождение с дифференциацией одного расплава.

Исключением является концентрация $\Sigma\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, закономерное снижение которой при переходе от андезибазальтов к дацитам, сменяется резким повышением в более кислых риолитах. Снижение концентраций MgO, CaO, Ni, Co, V при росте SiO_2 до ~70 мас. %, указывает на фракционирование амфибола на ранних стадиях эволюции расплава, что подтверждается положительной корреляцией Dy и Er [19] (рис. 18).

При этом наличие незначительного обеднения Eu (Eu/Eu^* 0.5–0.65) предполагает участие и плагиоклаза во фракционировании. Для пород характерно обогащение легкими РЗЭ $((\text{La}/\text{Yb})_n$ 5.2–8.9), а также высокие концентрации Cs, Rb, Ba, Th, U на фоне обеднения Nb, Ta, Ti (рис. 19).

Для риолитов эдиакарского комплекса характерны незначительные вариации ϵNd (–9...–11) и значений модельного возраста ($t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 1.95$ –2.22 млрд лет) (табл. 5).

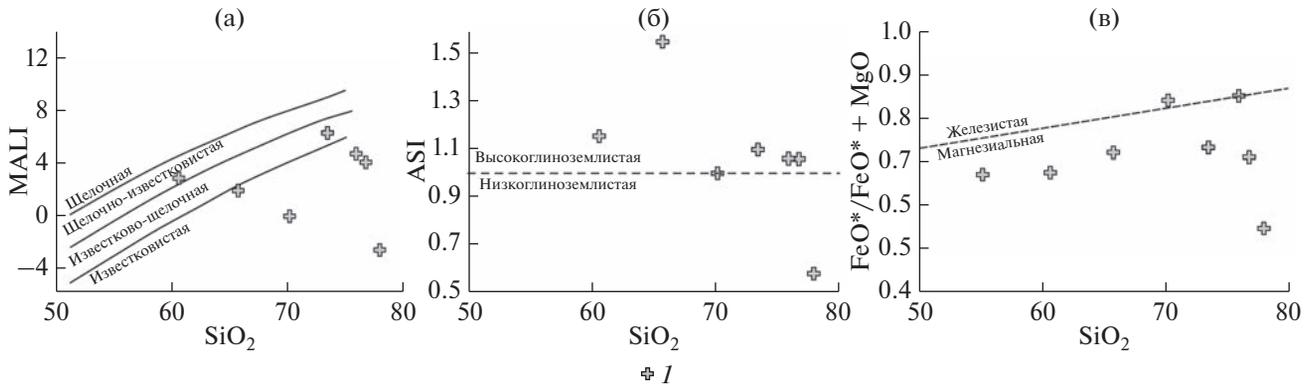


Рис. 17. Петрохимические диаграммы для пород среднего, кислого состава эдиакарского комплекса (по данным [21]). (а) – SiO₂ – MAlI (Na₂O + K₂O – CaO); (б) – SiO₂ – ASI (Al/(Ca – 1.67P + Na + K)); (в) – SiO₂ – FeO*/(FeO* + MgO). I – эффузивы эдиакарского комплекса

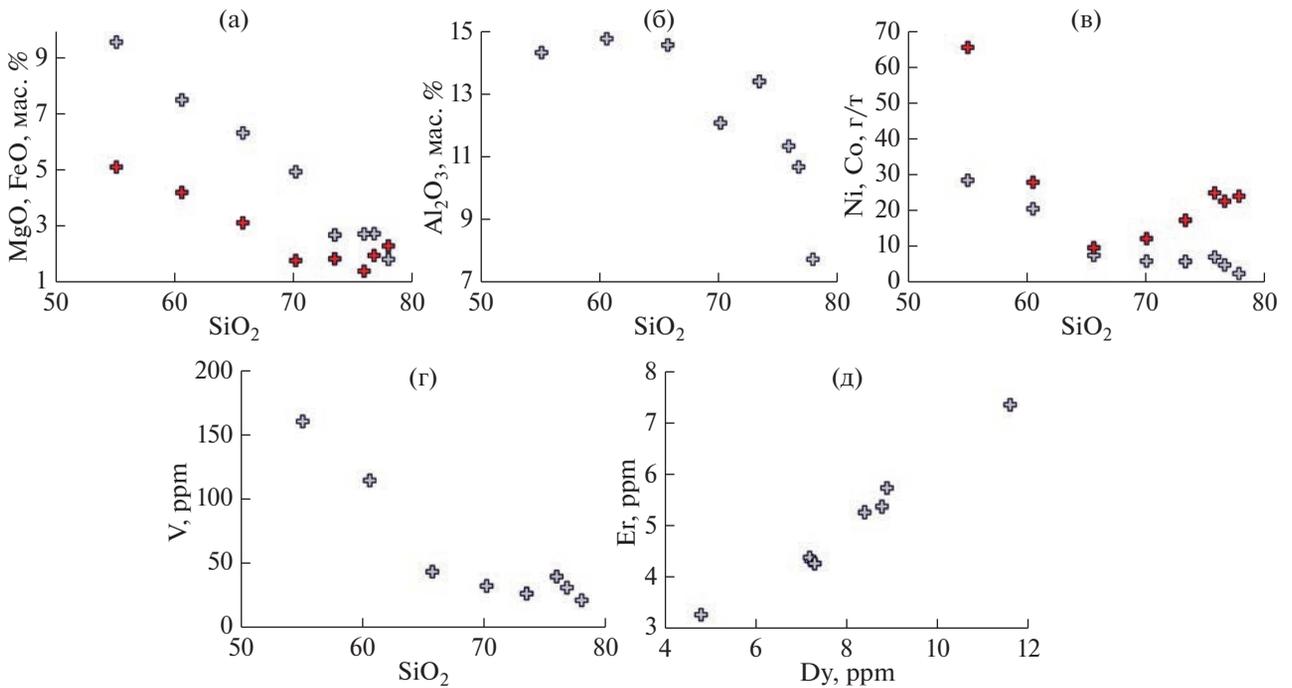


Рис. 18. Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов для пород среднего, кислого состава эдиакарского комплекса. (а) – MgO, FeO* – SiO₂; (б) – Al₂O₃ – SiO₂; (в) – Ni, Co – SiO₂; (г) – V – SiO₂; (д) – Er – Dy.

Таблица 5. Сводная таблица результатов Sm–Nd-изотопного анализа эффузивов эдиакарского комплекса.

Проба	Порода	Возраст (млн лет)	Sm (г/т)	Nd (г/т)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (t)	t _{Nd} DM
U-1858	Риолит	600	47.9	2.99	0.1177	0.511752 ± 5	–11.3	2219
U-1859	Риолит	600	44.54	28.6	0.1111	0.511835 ± 7	–9.2	1949

Примечание. Величины ε_{Nd}(T) рассчитаны на возраст 600 млн лет.

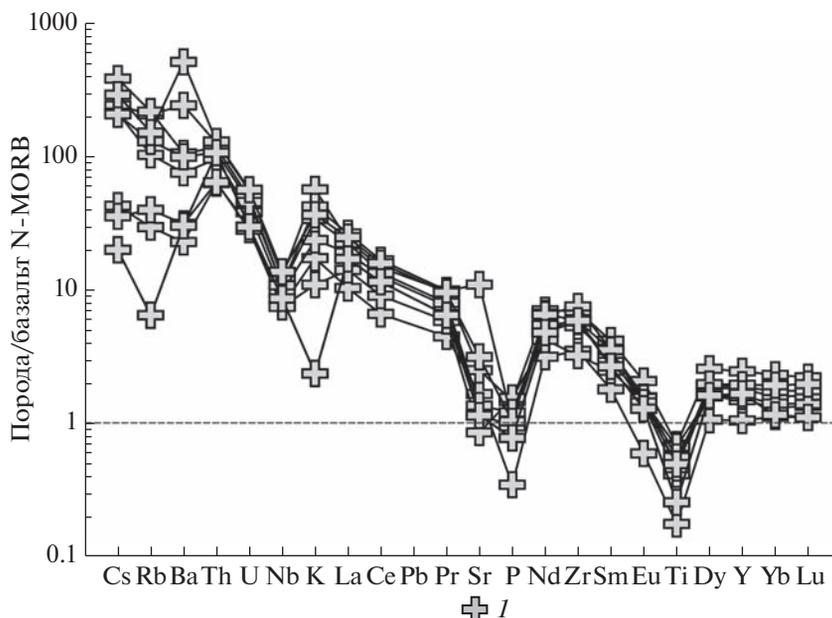


Рис. 19. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах среднего, кислого состава эдиакарского комплекса, нормированные на состав базальта N-MORB (по [50]).
I – эффузивы эдиакарского комплекса

Нижнепалеозойский комплекс

Терригенные породы этого комплекса, представленные песчаниками, на классификационной диаграмме $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ тяготеют к полям лититов, аркозов и филлитовидные сланцы относятся к глинистым сланцам (рис. 20, табл. 6).

Присутствие в минеральном составе песчаников полевых шпатов указывает на незначительное проявление процессов выветривания, что подтверждают и относительно низкие значения 67–69 индекса CIA химического выветривания. В сравнении с PAAS породы обеднены всеми РЗЭ (рис. 21).

При нормировании на состав хондрита породы демонстрируют дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ 15–18), вследствие обеднения тяжелыми РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ 2–2.2) и выраженную Eu аномалию (Eu/Eu^* 0.57–0.66), близкую к PAAS (см. рис. 21).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст и обстановки формирования эдиакарского и нижнепалеозойского комплексов Карсакапайской зоны

В результате проведенных комплексных геологических, геохронологических и геохимических исследований в Карсакапайской зоне Южного Улутау впервые выделены комплексы эдиакарского и нижнепалеозойского возрастов.

Для определения нижнего возрастного предела формирования вулканогенно-осадочного комплекса можно использовать оценку возраста наиболее молодой популяции обломочных цирконов из базальных конгломератов (проба U-2182), которая составляет ~710 млн лет. Формирование основного объема вулканогенных пород (пробы U-2171, U-2272 и U-21102) происходило в интервале ~600–594 млн лет.

Разрез был сформирован в интервале ~710–595 млн лет, что соответствует второй половине криогения–первой половине эдиакрия [14].

Особенности состава эффузивов вулканогенно-осадочного комплекса позволяют объединить данные эффузивы в дифференцированную базальт-андезит-риолитовую серию. Наименее дифференцированные разности (пикробазальты и базальты) показывают высокие содержания РЗЭ, близкое к базальтам E-MORB (см. рис. 16). Обогащение базальтов Cs, Rb, Ba, Th на фоне обеднения Nb, Ta, Zr указывают на участие в их образовании вещества надсубдукционной мантии (см. рис. 16).

Более высокие отношения в базальтах Th/Yb, чем в базальтах E-MORB также предполагают участие в их образовании вещества надсубдукционной мантии (рис. 22).

Характер распределения редких и редкоземельных элементов в эффузивах основного состава сопоставим с базальтами островных дуг (см. рис. 16, см. рис. 22). Андезибазальты, андезиты, риодациты и риолиты принадлежат преимуще-

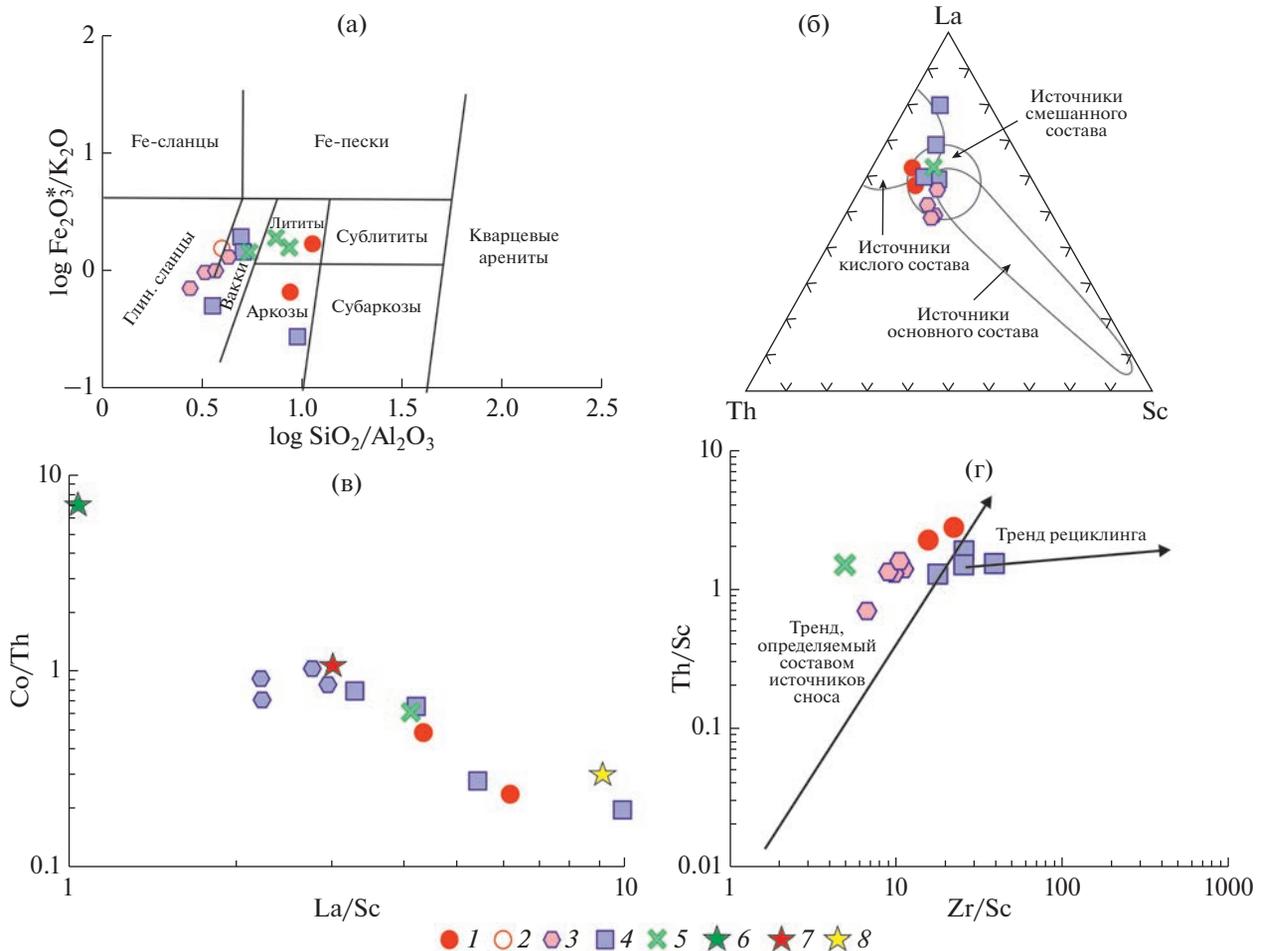


Рис. 20. Диаграммы для нижнепалеозойских осадочных и метаосадочных пород. (а) – диаграмма $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$, по [22]; (б) – диаграмма La–Th–Sc, по [16]; (в) – диаграмма La/Sc – Co/Th, по [38], (г) – диаграмма Zr/Sc – Th/Sc, по [51].

Приведено: Fe_2O_3^* – общее железо.

1–2 – осадочные породы нижнепалеозойского комплекса Южного Улутау: 1 – песчаники, 2 – филлитовидные сланцы; 3 – гранат-слюдяные сланцы Чуйского блока, по [52]; 4 – гранат-слюдяные сланцы Кендыктасского блока, по [46]; 5 – гранат-слюдяные сланцы Жельтавского террейна [43]; 6 – средний состав андезитов, по [30]; 7 – состав верхний континентальной коры, по [15]; 8 – средний состав кислых магматических пород протерозойского возраста, по [15]

ственно известковистой и высокоглиноземистой сериям и характеризуются низкой железистостью, что на фоне обеднения Nb, Ta, Ti также указывает на их надсубдукционное происхождение (см. рис. 19). Это подтверждается и расположением на тектоно-магматических дискриминантных диаграммах в областях гранитоидов островных дуг, активных континентальных окраин, а также гранитов I-типа (рис. 23).

Петро-геохимические особенности эффузивов среднего и кислого состава характеризуют их как продукты кристаллизационной дифференциации расплава основного состава, сопровождавшейся фракционированием амфибола и полевого шпата. При этом резкое увеличение щелочности в наиболее кислых эффузивах может отражать контаминацию расплава веществом континен-

тальной коры, либо указывать на коровую природу риолитов. Участие вещества докембрийской континентальной коры в магмогенерации подтверждается и изотопными составами Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$: $-9 \dots -11$; $t_{\text{Nd}}^{\text{DM}}$ 1.95–2.2 млрд лет) кислых эффузивов (см. табл. 6).

Таким образом, эффузивные породы эдиакарского комплекса являются дифференцированной островодужной серией, родоначальные расплавы для которой были сформированы за счет плавления вещества надсубдукционной мантии. Изотопные характеристики кислых эффузивов позволяют предполагать, что развитие надсубдукционной системы происходило на континентальной коре, комплексы которой, в том числе раннедокембрийские, участвовали в образовании расплавов (см. табл. 6).

Таблица 6. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в терригенных породах нижнепалеозойского комплекса.

Проба	U-2219	U-2126	U-2125
окислы (мас.%)	песчаник	песчаник	филлит
SiO ₂	84.08	82.22	63.84
TiO ₂	0.28	0.35	0.71
Al ₂ O ₃	7.51	9.36	16.12
FeO	0.67	0.2	4.06
Fe ₂ O ₃	1.51	1.63	2.74
MnO	0.03	0.02	0.13
MgO	0.87	0.91	3.32
CaO	0.44	0.22	0.32
K ₂ O	1.18	2.46	4.08
Na ₂ O	2.11	1.38	0.11
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.13
ппп	1.17	1.16	4.01
сумма (%)	99.93	99.98	99.55
FeO*	2.03	1.67	6.53
CIA	66.9	69.79	78.16
log(SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	1.05	0.94	0.6
log(Fe ₂ O ₃ */K ₂ O)	0.24	-0.17	0.2
Элемент (г/т)	U-2219	U-2126	U-2125
Li	13.92	9.57	—
Be	0.65	0.81	—
Sc	5.02	3.86	—
V	27.34	27.91	—
Cr	48.00	51.85	—
Co	5.51	2.56	—
Ni	17.75	20.30	—
Cu	15.42	8.62	—
Zn	31.37	33.19	—
Ga	6.27	6.47	—
Rb	46.20	76.65	—
Sr	48.84	24.98	—
Y	9.32	6.80	—
Zr	78.98	86.41	—
Nb	4.78	6.18	—
Mo	0.43	0.68	—
Cs	2.68	2.00	—
Ba	119.50	310.78	—
La	21.84	24.04	—
Ce	45.36	44.46	—
Pr	4.67	5.05	—
Nd	17.83	18.24	—
Sm	3.45	3.52	—
Eu	0.55	0.63	—
Gd	2.47	2.34	—
Tb	0.33	0.31	—
Dy	1.96	1.41	—
Ho	0.47	0.27	—
Er	0.89	0.81	—
Tm	0.12	0.12	—
Yb	0.96	0.87	—
Lu	0.17	0.15	—
Hf	2.14	2.21	—
Ta	0.35	0.46	—
W	0.75	0.79	—
Tl	0.16	0.41	—
Pb	17.03	17.40	—
Bi	0.20	0.12	—
Th	11.29	10.78	—
U	1.38	1.84	—

Примечание. FeO* = 0.9FeO + Fe₂O₃, CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] × 100, (мол. кол.), (по [39]).

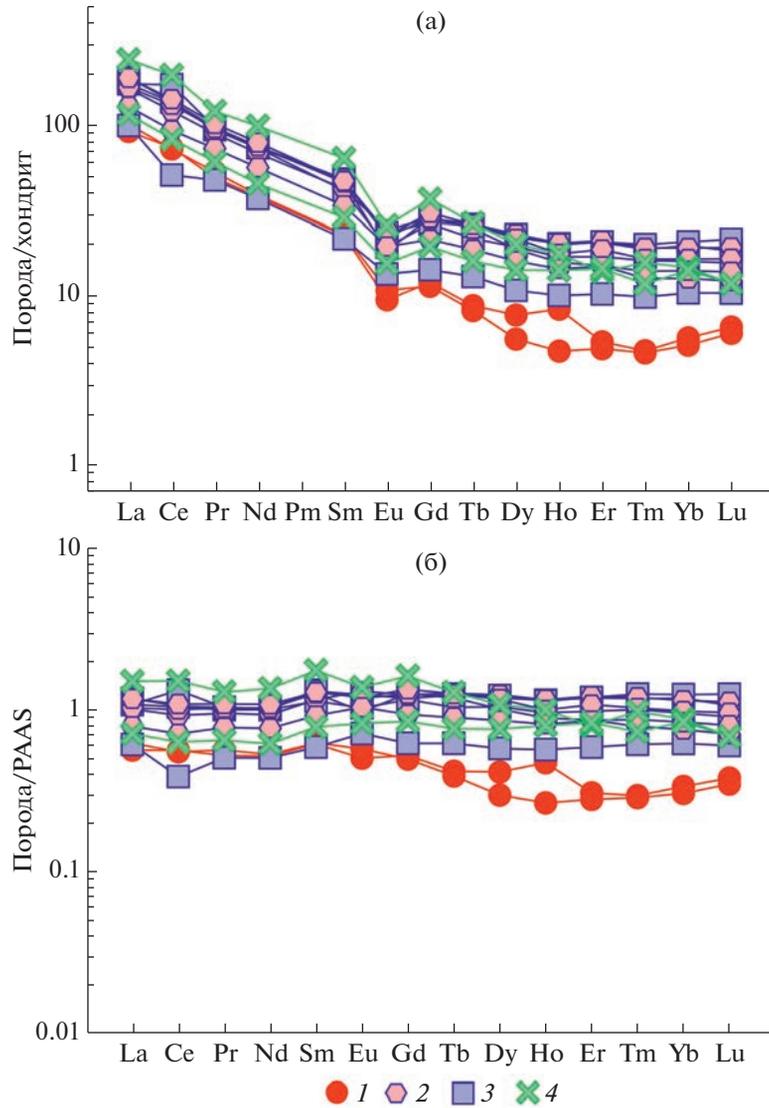


Рис. 21. Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные: (а) на состав хондрита, (по [50]), (б) на состав постархейского австралийского глинистого сланца (РААС), (по [51]). 1 – песчаники нижнепалеозойского комплекса Южного Улутау; 2–4 – гранат-слюдяные сланцы: 2 – Чуйского блока, (по [52]), 3 – сланцы Кендыктасского блока, (по [46]), 4 – Жельтавского террейна, (по [43])

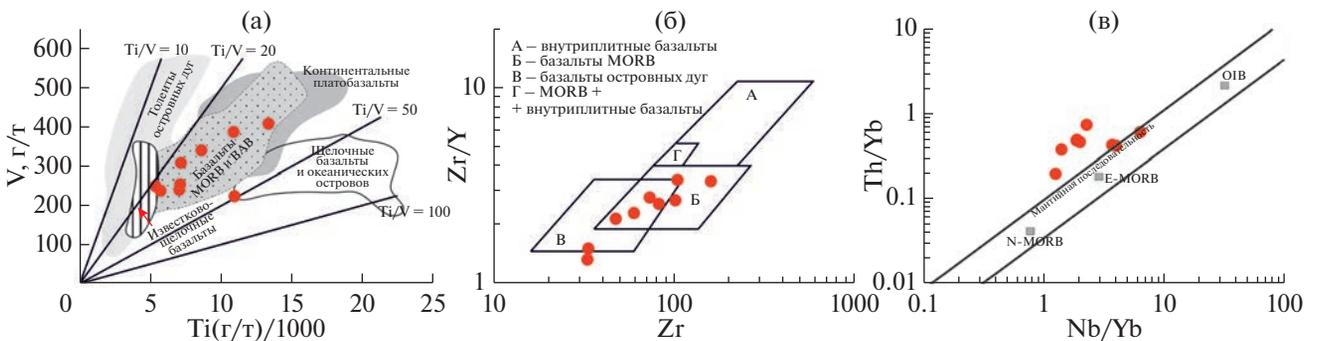


Рис. 22. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для базальтов эдиакарского комплекса. (а) – $V-Ti/1000$, по [49]; (б) – $Zr/Y-Zr$, (по [40]); (в) – $Th/Yb-Nb/Yb$, по [42].

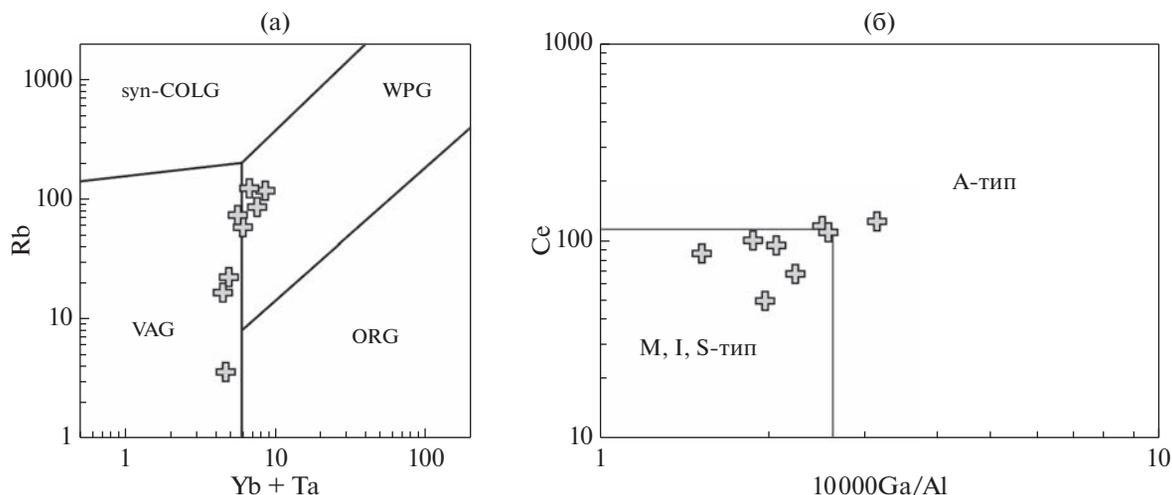


Рис. 23. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород среднего, кислого состава эдиакарского комплекса.

(а) – Rb–Y + Ta, по [41], (б) – Ce–10000Ga/Al, по [53]

Время формирования нижнепалеозойского комплекса может быть оценено по возрасту наиболее молодой статистически значимой популяции цирконов из песчаников, которые составляет ~570 млн лет, что соответствует второй половине эдиакария [14]. Наличие единичных зерен цирконов с возрастом ~520 млн лет может указывать на раннекембрийское время накопления осадочного разреза, строение которого свидетельствует о завершении эволюции надсубдукционной системы и начале формирования терригенно-карбонатного комплекса чехла.

Тектоническая эволюция Южного Улутау в позднем докембрии

На основании современных представлений о позднекембрийской эволюции западной части Центрально-Азиатского пояса предполагается, что в это время террейны запада Центрального Казахстана, Юго-Западного Казахстана и Срединного Тянь-Шаня занимали близкое палеогеографическое положение относительно Таримского кратона и, вероятно, кратона Янцзы [7, 12, 17]. Это определило сходство их тектонической эволюции на протяжении неопротерозоя, в которой выделяются два основных этапа, связанных с развитием активной континентальной окраины.

В течение первого этапа (~850–720 млн лет) происходило формирование протяженного вулканоплутонического пояса, маркировавшего активную северо-западную окраину суперконтинента Родиния [24, 44, 45, 62, 63]. В разных сегментах этой окраины в преддуговых и задуговых бассейнах, во фронтальных и тыловых частях энсиалической островной дуги происходило фор-

мирование различных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов [7, 12].

В Южном Улутау с этим этапом связано образование основного объема пород докембрийского возраста. Формирование вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Карсакпайской зоны происходило в пределах энсиалической островной дуги (аралбайская и большая часть разреза белеутинская серии) и задугового бассейна (большая часть разреза карсакпайская серия). Формирование риолит-гранитных ассоциаций Майтубинской зоны связано с процессами растяжения в тыловой зоне этой островной дуги [7].

В течение второго этапа (~720–615 млн лет) происходило раскрытие рифтогенных прогибов как в западной части Центрально-Азиатского пояса (Ишим–Срединно-Тянь-Шаньский), так и в пределах кратонов Тарима и Янцзы вследствие задугового растяжения, вызванного обратной миграцией зоны субдукции [24, 45]. С этим этапом связано накопление грубообломочных, в том числе тиллоидов, и кремнисто-карбонатных толщ, которое сопровождалось излиянием щелочных базальтов и гранитоидным магматизмом А-типа [37, 60, 61].

Образования этого этапа представлены на западе Майтубинской и Байконурской зон породами акбулакской и улутауской серий, а также щелочными сиенитами с возрастом 673 ± 2 млн лет [17].

В Карсакпайской зоне образования криогения достоверно не установлены. Однако такой возраст могут иметь многочисленные дайки и силы основного состава, которые прорывают все доэдиакарские комплексы, в том числе породы карсакпайской серии с возрастом ~745 млн лет [7]. Отсутствие таких тел среди пород эдиакария поз-

Таблица 7. Сопоставление с использованием программ Normalized Prob plot [65] и Cumulative Prob plot, [66] Age Pick [67] полученных результатов U–Pb датирования обломочных цирконов из песчаников и блоков западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), (по [25]).

Степень перекрытия					
	U-2126				
АН-1470	0.659	АН-1470			
TS-1019	0.537	0.512	TS-1019		
АН-1822	0.711	0.752	0.604	АН-1822	
КН-1828	0.671	0.646	0.651	0.758	КН-1828
Степень сходства					
	U-2126				
АН-1470	0.741	АН-1470			
TS-1019	0.623	0.656	TS-1019		
АН-1822	0.746	0.816	0.676	АН-1822	
КН-1828	0.744	0.793	0.727	0.786	КН-1828

Примечание. Обр. U-2126 – песчаники Южного Улутау (полученные данные); обр. АН-1470 и обр. АН1822 – сланцы Жельтавского террейна, (по 43, 46); блоки ЦАСП: Чуйский (обр. TS-1019 – Чуйско-Кендыктасский террейн, (по [52]) и Кендыктасский (обр. КН-1828 – Чуйско-Кендыктасский террейн, (по [46])).

воляет связывать проявление этого гипабиссального магматизма в Карсакпайской зоне с рифтогенным этапом в криогении.

Завершению рифтогенных процессов на северной окраине Таримского кратона соответствует завершающий эпизод формирования внутриплитных базальтов с возрастом ~615 млн лет, который, вероятно, фиксирует отделение активной континентальной окраины от северной части кратона при раскрытии Туркестанского (Южно-Тянь-Шаньского) океана [58]. Затем северная окраина Таримского кратона и кратон Янцзы были отделены от активной окраины Туркестанским океаном, продолжали свое развитие в пассивном режиме при отсутствии магматизма [24, 45, 58]. Здесь в течении эдиакария в шельфовых условиях происходит накопление терригенно-карбонатных, карбонатных, черносланцевых и кремнисто-карбонатных толщ [27, 57].

Эдиакарские надсубдукционные комплексы Улутауского террейна могут свидетельствовать об его участии в структуре активной континентальной окраины в конце неопротерозоя. Ее развитие завершается в начале кембрия, когда в Карсакпайской зоне начинается накопление терригенно-карбонатных толщ.

*Палеотектоническое положение
Улутауского и террейнов Юго-западного
Казахстана в конце неопротерозоя*

Проявления надсубдукционного магматизма в эдиакарии отмечаются в настоящее время только в пределах Улутауского террейна. Однако в ниж-

непалеозойских метаосадочных толщах Жельтавского и Чуйско-Кендыктасского террейнов присутствует популяция обломочных цирконов эдиакарского (~550–600 млн лет) возраста. Общее распределение возрастов обломочного циркона в этих толщах близко с песчаниками терригенно-карбонатной толщи Карсакпайской зоны Южного Улутау, что выражается в присутствии популяций зерен циркона с возрастными 800–850, 890–903, 940–990, 1070–1085, 1110–1170 млн лет [46, 52].

Сопоставление результатов U–Pb исследований с помощью программы Overlap-Similarity [64] показало, что оценки возрастов обломочного циркона из песчаников Южного Улутау и метаосадочных сланцев Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского террейнов дают значения степени перекрытия 0.537–0.746, а степень сходства составляет 0.623–0.746 [25] (табл. 7).

Полученные значения позволяют считать, что накопление данных толщ происходило в пределах одного бассейна за счет эрозии одних и тех же комплексов. Об этом также свидетельствуют близкие значения, наблюдаемые на кривых кумулятивной вероятности (см. рис. 22). Рассматриваемые породы также имеют сходные геохимические особенности, которые позволяют считать близкими источники сноса и условия осадконакопления. На диаграмме Хирона породы всех террейнов тяготеют к полям лититов, аркозов, вакк и глинистых сланцев (рис. 20).

Соотношения в породах Th–La–Sc указывают на смешанный состав источников сноса (см. рис. 20). На диаграмме Co/Th–La/Sc породы группируются в области состава верхней конти-

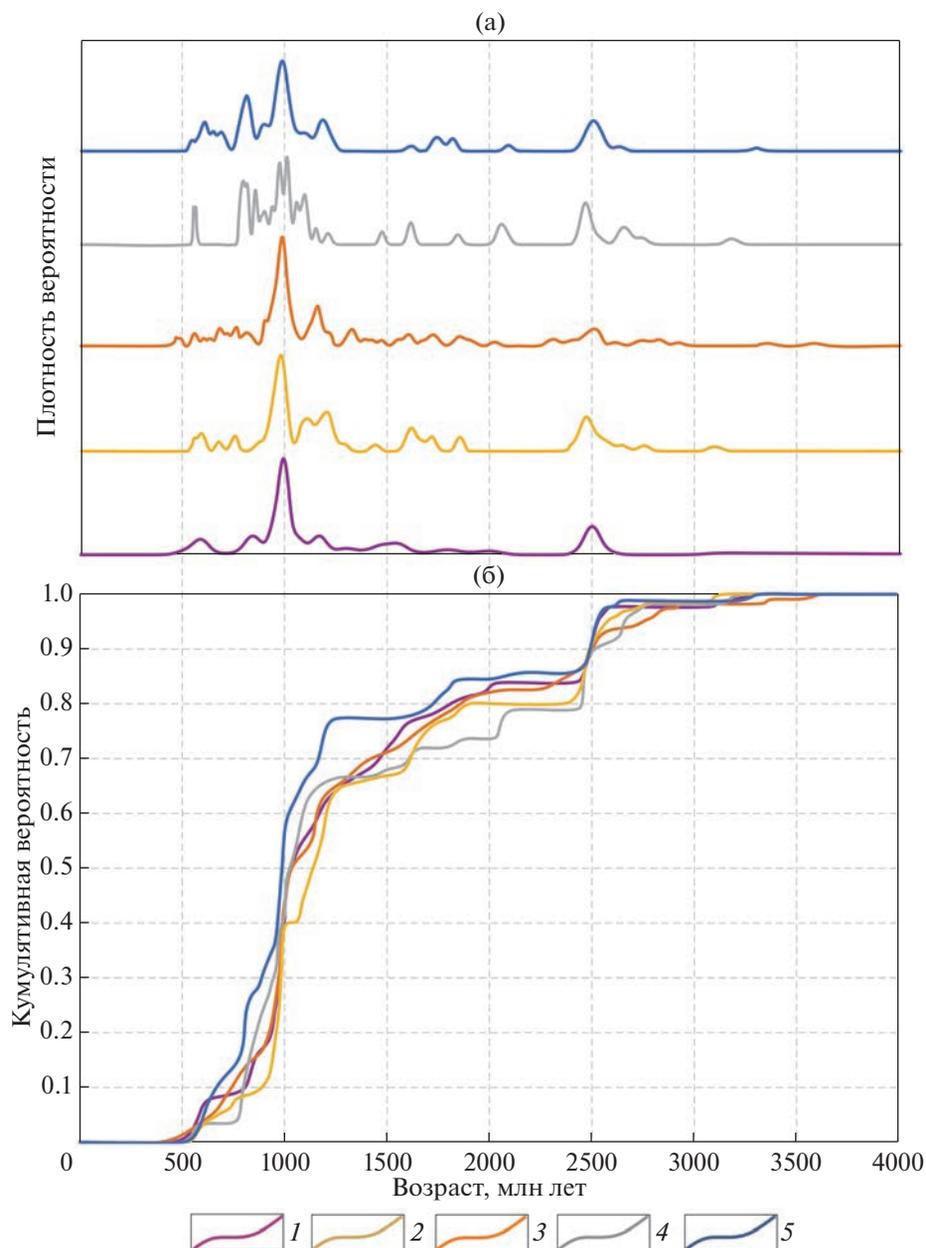


Рис. 24. Графики (а) плотности вероятности и (б) кумулятивной вероятности с распределением возрастов обломочных цирконов из раннепалеозойских толщ (построены с использованием программ Normalized Prob plot [65] и Cumulative Prob plot [66], (по [25])).

1 – песчаники Южного Улутау (проба U-2126); 2–5 – сланцы: 2 – Жельтавского террейна (Жингельдинский блок) (по [43, 46]), 3 – сланцы Жельтавского террейна (Анрахайский блок) (по [43]), 4 – Чуйско-Кендыктасского террейна (Чуйский блок) (по [52]), 5 – Чуйско-Кендыктасского террейна (Кендыктасский блок) (по [46])

нентальной коры со смещением в сторону гранитов, что предполагает участие среди источников сноса, как пород среднего, так и кислого составов. При этом отношение Th/U в песчаниках и сланцах находится в пределах 5.8.–13.5, что значительно превышает PAAS (Th/U) и указывает на участие в их образовании рециклированного осадочного материала. Это подтверждается и несколько повышенными Zr/Sc отношениями,

определяющими положение части пород вдоль тренда рециклинга.

Таким образом, метаосадочные сланцы Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского террейнов и терригенно-карбонатный комплекс Южного Улутау могут являться фрагментами единой осадочной последовательности, накопление которой происходило не раньше начала кембрия после завершения магматизма. Присутствие в метаоса-

дочных породах нижнего кембрия обломочного циркона с возрастом ~550–600 млн лет указывает на возможное участие эдиакарских магматических комплексов в строении Жельтавского и Чуйско-Кендыктасского террейнов. Широкое распространение в этих террейнах магматических комплексов с возрастными ~830–770 млн лет, указывает, что эти блоки, как и Улутауский террейн входили в структуру активной континентальной окраины на протяжении почти всего неопротерозоя [46].

В последние годы появились данные о присутствии надсубдукционных комплексов эдиакарского возраста в структуре Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского террейна. К таким комплексам относятся гранодиориты Наукатского массива (624 ± 5 млн лет) и ортогнейсы Гармского метаморфического комплекса (661–552 млн лет) [11, 29]. Участие эдиакарских комплексов в фундаменте палеозойского Южного Тянь-Шаня также подтверждается присутствием захваченных расплавами цирконов с возрастными 850–600 млн лет в пермских гранитоидах [32].

Изотопно-геохронологические исследования детритовых цирконов из парапород раннекаменноугольных метаморфических комплексов северной окраины Каракумо-Таджикского террейна (Гармский, Байсунский, Лолабулакский) показывают преобладание среди источников сноса неопротерозойских, в том числе и эдиакарских образований, которым соответствует наиболее молодая популяция детритовых цирконов с возрастными 650–535 млн лет [4, 29, 31, 33, 56].

Эрозия эдиакарских комплексов привела к поступлению кластического материала и накоплению палеозойских терригенных комплексов, о чем свидетельствует популяция цирконов с возрастными 670–550 млн лет в кембрийских (ягнобский комплекс), силурийских (знахская свита) песчаниках Каракум-Таджикского террейна и кембрийско–силурийских песчаниках Кызылкум-Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня [13, 56].

Приведенные данные позволяют предполагать, что в течении эдиакария Южный Тянь-Шань, как и Улутауский, Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский террейны, участвовали в строении активной окраины, но при этом окраина кратонов Тарима и Янцзы являлась пассивной.

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные позволили впервые установить, что в строении Южного Улутау участвуют островодужные вулканогенно-осадочные комплексы эдиакарского возраста. Оценки возраста риолитов, туфов андезитового и риолитового составов (594 ± 3 , 595 ± 5 , 600 ± 2 млн лет) являются первым свидетельством проявления

эдиакарского надсубдукционного магматизма в палеозоидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня.

2. Обломочные цирконы близкого (~550–600 млн лет) возраста ранее были выявлены в нижнепалеозойских метаосадочных толщах Жельтавского и Чуйско-Кендыктасского террейнов юго-западного Казахстана, также могут свидетельствовать об участии этих блоков в строении вулканоплутонического пояса конца неопротерозоя. К фрагментам этого пояса также могут быть отнесены неопротерозойские блоки в пределах Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикский террейн, в строении которых участвуют магматические комплексы с возрастными ~660–550 млн лет.

3. Формирование эдиакарского надсубдукционного пояса может являться продолжением эволюции неопротерозойской активной континентальной окраины, возникшей в тонийское время на северо-западной окраине суперконтинента Родиния.

4. Начавшаяся в криогении обратная миграция зоны субдукции, сопровождалась рифтогенными процессами в тыловой области, что в начале эдиакария привело к отделению Таримского кратона и кратона Янцзы пространством Туркестанского палеоокеана от активной окраины и локализации надсубдукционного магматизма в пределах Улутауского, Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского террейнов, блоков Южного Тянь-Шаня и в Каракум–Таджикском террейне.

5. Субдукционные процессы возникли на временной границе криогения–эдиакария, завершение субдукционных процессов происходило в начале кембрия в интервале ~550–535 млн лет.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам А.А. Сорокину (ИГиП ДВО РАН, Амурская обл., г. Благовещенск, Россия) и Т.В. Донской (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и В.В. Ярмолуку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии, авторы благодарны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069, в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН, Nd изотопные исследования были выполнены в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. – Под ред. Ю.А. Зайцева – М.: МГУ, 1979. 251 с.
2. Крылов И.Н., Сергеев В.Н., Хераскова Т.Н. Находка кремнистых микрофоссилий в кембрийских отло-

- жениях Байконурского синклиория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 51–56.
3. Милеев В.С., Розанов С.Б. Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. — Под ред. Ю.А. Зайцева — М.: МГУ, 1976. 366 с.
 4. Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Хан Р.С., Харин В.Г., Сергеев С.А. Незульматы U–Pb (SHRIMP) датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) // Вестн. СПбГУ. 2012. № 7. С. 3–25.
 5. Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдждж 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.
 6. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Федоров Б.В. Мезопротерозойский бимодальный магматизм Улутауского террейна Центрального Казахстана // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 5–13.
 7. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В. Позднедокембрийские риолит-гранитные вулканоплутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2022. № 4. С. 3–34.
 8. Третьяков А.А., Данукалов Н.К., Дегтярев К.Е. Позднедокембрийские вулканогенные и вулканогенно осадочные толщи Улутауского массива (Центральный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста. — В сб.: *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики*. — Мат-лы ЛП Тектонического совещания. — М.: ГЕОС, 2020. С. 338–343.
 9. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. — М.: Недра, 1983. 160 с.
 10. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
 11. Alexeiev D.V., Biske G.S., Kröner A., Tretyakov A.A., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Ediacaran, Early Ordovician and early Silurian arcs in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // *J. Asian Earth Sci.* 2020. Vol. 190. P. 104194.
 12. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyy Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // *Gondwana Research.* 2023. Vol. 119. P. 313–340.
 13. Biske Yu.S., Ershova V.B., Konopelko D.L., Stockl D., Matadjanov Yu.M., Wang X.S. Detrital-zircon geochronology and provenance of Ediacaran–Silurian rocks of the central to northern Tajikistan traverse: Geodynamic implications for the evolution of the Tian Shan // *Gondwana Research.* 2021. Vol. 99. P. 247–268.
 14. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Epi-sodes.* 2013 (updated 02.2022). Vol. 36. № 3. P. 199–204.
 15. Condie K.C. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales // *Chem. Geol.* 1993. Vol. 104. P. 1–37.
 16. Cullers R.L. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // *Chem. Geol.* 1994. Vol. 113. P. 327–343.
 17. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research.* 2017. Vol. 47. P. 44–75.
 18. Depaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature.* 1981. Vol. 291. P. 193–196.
 19. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas // *Trans. R. Soc. Edinb: Earth Sci.* 1996. Vol. 87. P. 205–215.
 20. Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., Riley S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2006. Vol. 70. A158. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2006.06.1383>
 21. 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. Vol. 42. P. 2033–2048.
 22. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. Vol. 58. P. 820–829.
 23. Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th)–Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // *Geo-standards and Geoanalytical Research.* 2016. Vol. 40. № 3. P. 311–332.
 24. Ge R., Zhu W., Wilde S.A., He J., Cui X., Wang X., Bihai Z. Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton // *Tectonics.* 2014. Vol. 33. P. 302–329.
 25. Gehrels G.E., Detrital zircon U–Pb geochronology: Current methods and new opportunities. — In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. — Ed. by C. Busby, A. Azor, (Wiley-Blackwell, Chichester, UK. 2012). P. 47–62.
 26. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled

- plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211. P. 47–69.
27. Jiang G., Shi X., Zhang S., Wang Y., Xiao S. Stratigraphy and Paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551 Ma) in South China // *Gondwana Research.* 2011. Vol. 19. P. 831–849.
28. Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Skuzovatov S.Y., 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 reconstruction // *Precambrian Research.* 2021. Vol. 354. 106040.
29. Käbner A., Ratschbacher L., Pfänder J.A., Hacker B.R., Zack G., Sonntag B.-L., Khan J., Stanek K.P., Gadoev M., Oimahmadov I., Proterozoic-Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tien Shan: U–Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology and geochemistry of granitoids // *GSA Bull.* 2017. Vol. 129. P. 281–303.
30. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis of primitive andesite and lower crust // *Treat. Geochem.* 2014. P. 749–806
31. Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorsch M., Fidaev D., Kern M., Sergeev S. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan // *J. Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 113. P. 711–727.
32. Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A.A. Geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // *Gondwana Research.* 2017. Vol. 47. P. 110–130.
33. Konopelko D., Biske Y.S., Kullerud K., Ganiev I., Seltmann R., Brownscombe W., Mirkamalov R., Wang B., Safonova I., Kotler P., Shatov V., Sun M., Wong J. Early Carboniferous metamorphism of the Neoproterozoic South Tien Shan–Karakum basement: New geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan // *J. Asian Earth Sci.* 2019. Vol. 177. P. 275–286.
34. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. 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. Vol. 47. P. 28–43.
35. 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 the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc. London. Mem.* 2004. Vol. 30. P. 69–74.
36. 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. Vol. 27. P. 745–750.
37. Long X.-P., Yuan C., Sun M., Kroner A., Zhao G.-C., Wilde S., Hu A.-Q. Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China // *Precambrian Research.* 2011. Vol. 187. P. 1–14.
38. McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. “Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics,” in: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments.* Ed. by M.J. Johnson, A. Basu, (GSA Spec. Pap. 1993. Vol. 284). P. 21–40.
39. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. Vol. 299. P. 715–717.
40. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. Vol. 69. P. 33–47.
41. Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 956–983.
42. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. Vol. 100. P. 14–48.
43. Pilitysyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L., Batanova V.G. Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic belt): *P–T* paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // *Lithos.* 2019. Vol. 324–325. P. 115–140.
44. *Precambrian Geology of China.* – Ed. by M. Zhai, (Springer, NY, USA. 2015). P. 390.
45. Ren R., Guan S.W., Zhang S.C., Wu L., Zhang H.Y. How did the peripheral subduction drive the Rodinia breakup: Constraints from the Neoproterozoic tectonic process in the northern Tarim Craton // *Precambrian Research.* 2020. Vol. 339. P. 1–17.
46. Skoblenko (Pilitysyna) A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Yu., Pang K.-N., Lee H.-Y. Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // *Gondwana Research.* 2022. Vol. 105. P. 117–142.
47. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. P. 1–35.
48. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. “U–Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow),” in: *Analysis of Geological and Environmental Materials of 10th Int. Conf., Sydney, Australia,* (Sydney, Australia. 2018. Abstr. Book), P. 63.

49. *Shervais J.W.* Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 101–118.
50. *Sun S.S., McDonough W.F.* “Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes,” in: *Magmatism in the Ocean Basins*. Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
51. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. – (Blackwell, Oxford, UK. 1985). P. 312.
52. *Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Salnikova E.B., Kovach V.P., Lee H.-Y., Wang K.-L., Batanova V.G., Kovalchuk E.V.* Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendykta terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian orogenic belt): Zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution // *Precambrian Research*. 2019. Vol. 332. P. 105397.
53. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites – geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 407–419.
54. *Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards and Geoanalytical Res.* 1995. Vol. 19. P. 1–23.
55. *Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.-P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli P.M., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skår Ø., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.-F.* Further characterization of the 91500 zircon crystal // *Geostandards and Geoanalytical Res.* 2004. Vol. 28. P. 9–39.
56. *Worthington J.R., Kapp P., Minaev V., Chapman J.B., Mazdab F.K., Ducea M.N., Oimahmadov I., Gadoev M.* Birth, life, and demise of the Andean – syncollisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // *Tectonics*. 2017. Vol. 36. P. 1861–1912.
57. *Wu L., Guan S.W., Ren R., Wang X.B., Yang H.J., Jing J.Q., Zhu G.Y.* The characteristics of Precambrian sedimentary basin and the distribution of deep source rock: A case study of Tarim basin in Neoproterozoic and source rocks in early Cambrian, Western China // *Petrol. Explor. Dev.* 2016. Vol. 43. P. 905–915.
58. *Wu H.-X., Dilek Y., Zhang F.-Q., Chen H.-L., Chen H., Wang C.-Y., Lin X.-B., Cheng X.-G.* Ediacaran magmatism and rifting along the northern margin of the Tarim craton: Implications for the late Neoproterozoic Rodinia configuration and breakup // *GSA Bull.* 2022. Vol. 135. № 1–2. P. 367–388.
59. *Xu B., Jian P., Zheng H., Zou H., Zhang L., Liu D.* U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: Implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations // *Precambrian Research*. 2005. Vol. 136. P. 107–123.
60. *Zhang C.-L., Li X.-H., Li Z.-X., Lu S.-N., Ye H.-M., Li H.-M.* Neoproterozoic ultramafic-carbonatite complex, granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, Western China: Geochronology, geochemistry and tectonic implications // *Precambrian Research*. 2007. Vol. 152. P. 149–169.
61. *Zhang C.L., Zou H.B., Li H.K., Wang H.Y.* Multiple phases of Neoproterozoic ultramafic-mafic complex in Quruqtagh, northern margin of Tarim: Interaction between plate subduction and mantle plume? // *Precambrian Research*. 2012. Vol. 222–223. P. 488–502.
62. *Zhang C.L., Ye X.T., Zou H.B., Chen X.Y.* Neoproterozoic sedimentary basin evolution in southwestern Tarim, NW China: New evidence from field observations, detrital zircon U–Pb ages and Hf isotope compositions // *Precambrian Research*. 2016. Vol. 280. P. 31–45.
63. *Zhao G.C., Wang Y.J., Huang B.C., Dong Y.P., Li S.Z., Zhang G.W., Yu S.* Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea // *Earth Sci. Rev.* 2018. Vol. 186. P. 262–286.
64. Overlap-Similarity, [http:// www.geo.arizona.edu/alc](http://www.geo.arizona.edu/alc) (Accessed April, 2023).
65. Normalized Prob, [http:// www.geo.arizona.edu/alc](http://www.geo.arizona.edu/alc) (Accessed April, 2023).
66. Cumulative Prob plot, [http:// www.geo.arizona.edu/alc](http://www.geo.arizona.edu/alc) (Accessed April, 2023).
67. Age Pick, [http:// www.geo.arizona.edu/alc](http://www.geo.arizona.edu/alc) (Accessed April, 2023).

Ediacaran and Cambrian Volcanogenic and Sedimentary Complexes of Southern Ulutau (Central Kazakhstan): Structure, Substantiation of Age and Setting of Formation

A. A. Tretyakov^{a, *}, K. E. Degtyarev^a, N. A. Kanygina^a, A. N. Zhuravlev^a, S. Yu. Skuzovatov^b

^aGeological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

^bVinogradov Institute of Geochemistry of the Siberian Branch RAS, bld. 1A, Favorsky str., 664033 Irkutsk, Russia

*e-mail: and8486@yandex.ru

The article presents the results of studying and substantiating the age of the Ediacaran volcanogenic-sedimentary and Cambrian sedimentary strata isolated for the first time within the southern part of the Ulutau

terrane (Southern Ulutau) in the west of Central Kazakhstan. Age Estimates (SHRIMP II) obtained 594 ± 3 , 594 ± 5 , 600 ± 2 Ma for effusive and tufogenic rocks, as well as their isotope-geochemical characteristics, are the first evidence of the manifestation of Ediacaran suprasubduction magmatism in the paleozoics of Kazakhstan and the Northern Tien Shan. The data obtained indicate the participation of the Ulutau terrane at the end of the Precambrian in the structure of the volcanic-plutonic belt, fragments of which are also Neoproterozoic blocks within Southwestern Kazakhstan (the Zeltava and Chui–Kendyktas terranes) of the Southern Tien Shan and the Karakum–Tajik terrane. The formation of the Ediacaran suprasubduction belt may be a continuation of the evolution of the Neoproterozoic active continental margin that arose in the Tonian period on the northwestern margin of the supercontinent Rodinia.

Keywords: Ediacaran, Cambrian, rhyolites, andesites, U–Pb dating, subduction, Rodinia