УДК 551.24+551.73(235.216)

ТРИ ГЕНЕРАЦИИ БАССЕЙНОВ РАННЕГО ТУРКЕСТАНСКОГО ОКЕАНА: ЭДИАКАРИЙ–СИЛУР ЮЖНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2023 г. Ю. С. Бискэ*

Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: gbiskeh@yandex.ru Поступила в редакцию 07.07.2022 г. После доработки 14.11.2022 г. Принята к публикации 15.01.2023 г.

Результаты U-Pb датирования обломочного циркона из вулканотерригенных отложений эдиакария-силура, в основном из граувакковых турбидитов, после аккреции которых образован "каледонский" фундамент палеозойской структуры в Кызылкуме и в хребтах Юго-Западного Тянь-Шаня, включая Северную Фергану, позволили уточнить возрастную корреляцию и показать динамику образования этого комплекса. Он состоит из отложений, связанных с раскрытием, заполнением и последовавшим конвергентным развитием трех генераций бассейнов океанического типа, в том числе с возникновением и разрушением островных дуг. Ранний из этих бассейнов образован у активной вулканической окраины восточной Родинии/Гондваны, включавшей Каракум-Таджикский массив. Поверх кремнистых (тасказганских) осадков эдиакария здесь отложены песчанистые турбидиты (бесапанские и др.), возраст которых не моложе начала кембрия. Вторую генерацию представляют ордовикские бассейны, в которых батиальную часть отложений образуют радиоляриевые кремни нижнего ордовика, а основное заполнение составляют турбидиты среднего ордовика-руддана. Вновь раскрывшиеся силурийские бассейны океанического типа и их окраины заполнялись осадками третьей каледонской генерации, главным образом граптолитовыми алевропелитами и турбидитами, начиная с конца лландовери. Неполная сохранность эдиакарских-силурийских осадочных серий связана с их частичным поглощением (тектонической эрозией) в процессе дальнейшей субдукции и коллизии, главным образом уже в карбоне.

Ключевые слова: Тянь-Шань, Каракум-Таджикский массив, эдиакарий–силур, U–Pb датирование цирконов, островные дуги, бассейны океанического типа, турбидиты, батиальные отложения **DOI:** 10.31857/S0869592X23050022, **EDN:** WHXDBF

введение

В настоящей статье рассматривается "каледонский комплекс", или древняя часть коллизионных палеозоид между докембрийскими континентальными массивами – Ишим-Нарынским (Сырдарьинским), составляющим основную часть Срединного Тянь-Шаня, на севере, Каракум-Таджикским на юге и Таримским на востоке (рис. 1, 2). Традиционно (Зубцов и др., 1974; Бухарин и др., 1985; Бискэ, 1996; Biske et al., 2021) эта область описывается как запад Южного Тянь-Шаня, хотя включает и южную часть Срединного Тянь-Шаня в пределах современных Кураминского и части Чаткальского хребтов, южнее Каратерекской сутуры. Здесь до начала девона закончилась и затем была зафиксирована несогласием аккреция океанических и островодужных террейнов, тогда как граница собственно Срединного и Южного Тянь-Шаня сформировалась позже, в карбоне, на месте Туркестанского океана как коллизионная офиолитовая Ферганская сутура

(иначе Южно-Ферганская, Южнотяньшаньская), продолжающаяся на запад в виде Северо-Нуратинского и на восток в виде Атбашинского тектонических швов. Южный, Каракум-Таджикский, палеоконтинент с силур-девонским карбонатным чехлом ограничен с севера Зеравшанской (Ягноб-Вашанской) сутурой, которая может считаться реликтом южной ветви того же океана и также образована ближе к концу палеозоя и эффектно подчеркнута кайнозойским надвигом в долине р. Зеравшан. Отметим, что Южногиссарский (Кундаджуазский) офиолитовый шов, проходящий еще южнее, вдоль подножия Гиссарского хребта, сохранился на месте бассейна, раскрытого уже при расколе Каракум-Таджикского палеоконтинента в начале карбона.

Геологическая структура этой части Урало-Монгольских, или Центрально-Азиатских, палеозоид чрезвычайно сложная, складчато-надвиговая, включает нагромождение тектонических чешуй из разнообразных по составу палеозойских



формаций с очень редкими фрагментами докембрия. Она создана аккрешионными процессами на фоне конвергенции упомянутых больших континентальных массивов, а затем их коллизии и закрытия Туркестанского океана, что произошло в период между визе и поздним карбоном-началом перми (Мухин и др., 1989; Бискэ, 1996; Biske, Seltmann, 2010). В пределах собственно палеозойского этажа нижний ярус составляют главным образом мощные песчано-глинистые образования, которые частично подверглись аккреции еще до середины девона, после чего были перекрыты девон-каменноугольными вулканическими и карбонатными толщами. Подобные соотношения хорошо наблюдаются в Чаткало-Кураминских горах вдоль южной окраины Казахстанского континента, собранного коллизией в ордовике-силуре, и менее эффектны, но все же несомненно проявлены в пределах Южного Тянь-Шаня, особенно в западной части Кызылкумо-Алайского террейна (Мухин и др., 1989; Бискэ, 1996; Biske et al., 2021; Konopelko et al., 2021).

Интенсивная переработка древних палеозойских тектонических единиц, включая островные дуги, окраины континентов и террейны океанического типа, сопровождалась частичным или даже полным их поглощением субдукцией, с проявлением глубинной эрозии континентальной коры (Maruyama, Safonova, 2019; Konopelko et al., 2021), другие же их части возвращены к поверхности в виде метаморфических образований.

Рис. 1. Схема региональной палеозойской структуры западной части Южного Тянь-Шаня и соседних областей.

^{1 -} континентальные массивы, включающие фундамент древнее эдиакария: 2 – аккреционно-коллизионные комплексы палеозоя и меланжи, местами с докембрийскими фрагментами: а – додевонские, включая ордовикскую островную дугу (крап), б – в основном позднепалеозойские; 3 - офиолитовые сутуры; 4 – прочие разрывные линии позднего палеозоя, в том числе: а - коллизионные тектонические покровы, б – сдвиги; 5, 6 – опубликованные U-Pb возрасты: 5 - наиболее молодых кластеров обломочных зерен циркона (а – в отложениях эдиакария-начала кембрия, б – в силурийских песчаниках), 6 – изверженных пород, включая гранитоиды или кислые вулканиты (γ), андезиты, дациты (v), габбро (Г); в овальных рамках показаны возрасты для офиолитового комплекса. Использованы результаты (Миркамалов и др., 2012; Alexeiev et al., 2016, 2019; Käßner et al., 2016; Dolgopolova et al., 2017; Worthington et al., 2017; Biske et al., 2019, 2021; Hegner et al., 2019; Konopelko et al., 2019, 2021). Офиолитовые сутуры: Т – Терскейская, КТ – Каратерекская, Ф – Ферганская (Южнотяньшаньская), включая СН – Северо-Нуратинский и А – Атбашинский ее сегменты, 3 – Зеравшанская, ЮГ – Южногиссарская (Кундаджуазская). Пункты, упомянутые в тексте (в кружках): С р. Сумсар, А – Атойнакский хр. (р. Карасу), Б – р. Бидана, К – р. Киргизата, Р – р. Рабут, Г – Гармский выступ.

ТРИ ГЕНЕРАЦИИ БАССЕЙНОВ РАННЕГО ТУРКЕСТАНСКОГО ОКЕАНА



Рис. 2. Стратиграфическая корреляция подразделений эдиакария-силура юго-западной части Тянь-Шаня и Кызылкума.

1 – базальты океанического типа; 2 – надсубдукционные вулканические породы; 3 – известняки шельфов; 4 – известково-глинистые склоновые отложения; 5 – турбидиты; 6 – песчаники шельфов; 7 – черные сланцы и кремни; 8 - пестроцветные кремни, алевропелиты; 9 - конгломераты; 10 - гранитоидные интрузии; 11 - метаморфические толщи континентального фундамента. Черными цифрами показаны возрасты наиболее молодых кластеров обломочного циркона (млн лет) в обломочных толщах, красными полужирным шрифтом – U–Pb возраст циркона из изверженных пород, по данным (Alexeiev et al., 2016, 2020; Dolgopolova et al., 2017; Käßner et al., 2016; Biske et al., 2019, 2021; Konopelko et al., 2019, 2021).

ЭДИАКАРИЙ–РАННИЙ КЕМБРИЙ

Кора древнейшего Горифского бассейна (рис. 2, 3 (верхний профиль)), с которого началась история Южнотяньшаньского (Туркестанского) океана, датирована недостаточно. До сих пор получены лишь Pb-изохронный возраст порядка 583-745 млн лет для метаофиолитов р. Ягноб (горифская свита Зеравшано-Гиссарской области), отнесенных к обогашенному океаническому типу (E-MORB) (Баратов и др., 1983; Volkova, Budanov, 1999), и оценка возраста 757 ± 21 млн лет, сделанная по 5 зернам циркона из габбро-диабаза в основании (?) тасказганской свиты гор Джетымтау в Кызылкуме (U-Pb, SHRIMP; Миркамалов и др., 2012). Если этот последний результат отражает действительный возраст океанической коры, то скорее мы имеем здесь дело с остатком еще более

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

древнего бассейна у северного края континента Родиния.

Батиальные отложения терминального докембрия представлены в тасказганской свите Кызылкумских возвышенностей (Бухарин и др., 1985; Мухин и др., 1989; Savchuk et al., 2018). В стратотипе (урочище Тасказган в южной части гор Тамдытау) свита состоит из черных полосчатых углеродистых (графитистых) кварцитов с пластами хлорит-амфибол-альбитовых сланцев по базальтам (Абдуазимова, 2001), которые в верхней (?) части с переслаиванием сменяются доломитами. В горах Джетымтау кремни залегают на базальтах с переслаиванием. Карбонатные породы свиты содержат комплекс разнообразных микрофоссилий (акритархи и пр.), а также проблематичные отпечатки, стратиграфическое значение которых сомнительно: во всяком случае, они относятся к

Nº 5

2023

том 31



Рис. 3. Реконструкция истории океанических бассейнов и окраин для западного Тянь-Шаня. 1 – кора океанического типа; 2 – континентальная кора; 3 – магматические породы островных дуг и активных окраин: а – вулканические, б – интрузивные; 4 – батиальные кремни, глины; 5 – песчаники, турбидиты; 6 – известняки; 7 – аккреционные комплексы. Цифрами (млн лет) показаны U–Pb датировки циркона из изверженных пород и минимальные возрасты кластеров зерен обломочного циркона из песчаников в обобщенных колонках. Индексы отвечают палеонтологическим датировкам.

верхнему протерозою, а скелетных остатков палеозойского типа нигде не обнаружено (Абдуазимова, 2001). То же касается других толщ подобного состава, которые под разными названиями широко известны в Кызылкуме: к ним относятся кокпатасская толща гор Кокпатас, богамбирская и суялташская свиты Северного Нуратау, а также фрагменты черных кремнистых пачек и темных онколитовых известняков в тектонических меланжах Кызылкума, описанных как толща "бесапан-3", или косманачинская. Восточнее фрагменты черных кремней (фтанитов) описаны в меланжах Туркестано-Алайской горной системы (Бискэ, 1987, 1996) (рис. 4в). Мощности всех подобных образований в непрерывных разрезах не превышают 200-500 м.

Присутствие карбонатных пород с ископаемой органикой должно указывать на мелководное происхождение по крайней мере части разреза этих толщ. С другой стороны, карбонатные и кремнистые породы тасказганского типа нигде не переслаиваются с терригенными осадками. Скорее всего, мы имеем здесь дело с фрагментами верхней части осадочного слоя внутриокеанических поднятий-симаунтов. Горифские метабазальты в Зеравшано-Гиссарской горной области также сочетаются с кремнистыми породами (Volkova, Budanov, 1999), но карбонаты здесь неизвестны.

Турбидиты, заполнившие глубокий бассейн на рубеже докембрия и палеозоя, в последнее время датированы в основном U–Pb LA-ICPMS мето-



Рис. 4. (а) Несогласное налегание девонских карбонатных отложений на эдиакарий—нижний кембрий (бесапанская серия), горы Тамдытау, фото Д.В. Конопелько; (б) то же, детально, Чарвак-сай, горы Сев. Нуратау; (в) меланж с глыбами и утесами черных кремней (эдиакарий?) и известняков среднего—верхнего кембрия, в матриксе силурийские сланцы, а также сланцы, песчаники и кремни ордовика, гора Кузгунташ у пос. Бель-Урюк, предгорья Алайского хребта (Южная Фергана); (г) брекчия из андезитовых обломков, 442 млн лет, урубулакская свита, горы Моголтау, Кураминский хребет.

дом по цирконам. К турбидитам относятся следующие подразделения палеозоя (рис. 2).

Нижний, додевонский, структурный этаж, или иначе тасказган-бесапанский аккреционный комплекс Кызылкума и Северного Нуратау (рис. 4а, 4б), включает песчано-глинистую "бесапанскую свиту" (серию), которая первоначально описана в южной части поднятия Тамдытау и детально изучается с тех пор, как в ней были открыты и интенсивно разрабатываются крупнейшие запасы золота, связанные с позднепалеозойскими процессами (месторождения Мурунтау и другие). Позже было показано, что бесапанская свита не является цельным стратиграфическим подразделением, а состоит по крайней мере из двух аллохтонных тектонических пластин, в свою очередь сложенных различными формациями (Мухин и др., 1989;

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Savchuk et al., 2018). В стратиграфической номенклатуре Узбекистана (Абдуазимова, Абдуллаев, 1998; Абдуазимова, 2001) сделан пересмотр более ранних представлений и введены новые названия для разных частей "бесапана" (рис. 2). Принято, что в составе нижней тектонической елиницы на тасказганские кремни, скорее согласно, налегает 1000-метровая кургантауская свита черных тонкополосчатых алевропелитов, или "бесапан-1", в которой установлен геохимический профиль и редкоземельный спектр океанического типа (Брежнев и др., 1989; Savchuk et al., 2018), а выше по разрезу следует столь же мощная, более песчанистая рохатская свита ("бесапан-2") с кремнисто-кварцевым (лититовым), иногда аркозовограувакковым составом обломков и с примесью туфов (Мухин и др., 1985). Верхняя пластина име-

том 31 № 5 2023

ет в основании косманачинскую рудную толщу ("бесапан-3"), которую сейчас рассматривают как олистостром или тектонический меланж (Мухин и др., 1989), где наряду с кремнями тасказганского типа находятся песчаники с обломками, в том числе гравийного размера, вулканических пород различной кислотности, а также гранитоидов (Бухарин и др., 1985). В кровлю серии помещают песчанисто-флишоидную мурунскую свиту ("бесапан-4"). Кроме того, в разных структурных единицах Тамдытау известны фрагменты метаморфизованных осадочных формаций (джургантауская, учкудуктауская свиты), которые считались докембрийскими (Хохлов, 1977).

Показано (Миркамалов и др., 2012; Konopelko et al., 2019, 2021), что возраст самых молодых зерен обломочных цирконов составляет для учкудуктауских песчаников около 600 млн лет, в свитах "бесапан-2" и "бесапан-4" около 560-520 млн лет (при кластерных значениях 624, 587 млн лет) и для джургантауской свиты 540-520 млн лет. Таким образом, время седиментации всех перечисленных свит находится в интервале конец (?) эдиакария (венда¹)-ранний кембрий. Уровень метаморфизма разных фрагментов одной и той же песчано-турбидитовой формации не связан с возрастом, поэтому гранат-амфиболитовые породы джургантауской свиты, скорее всего, представляют эксгумированную наиболее глубинную часть аккреционной структуры более позднего, девонского (?) или среднекаменноугольного, этапа. Что касается находок микрофоссилий ордовика в песчаных свитах прежнего "бесапана" (Абдуазимова, 2001), то они в случае палеонтологической достоверности могут указывать на фрагменты более молодых турбидитов (см. ниже).

Восточнее, в хребтах Северном Нуратау и Туркестанском, наблюдается сходная первичная последовательность, хотя и описанная в другой номенклатуре. Черные кремнистые породы с карбонатными прослоями, типа тасказганских (например, Поршняков и др., 1999), перекрыты здесь калтадаванской свитой песчанисто-алевритовых циклитов полимиктового состава, с мощными зерновыми потоками, прослоями гравелитов и с отдельными сланцевыми пачками. Эти отложения могут быть проксимальными разновидностями турбидитов. Песчаники отвечают кварц-полевошпатовым грауваккам (литаренитам). Отнесение калтадаванских песчаников к ордовику (Абдуазимова, 2001) основано на ошибочном включении в эту свиту ордовикских отложений с граптолитами. Песчаники калтадаванской свиты содержат кластеры зерен детритового циркона не моложе 564 и 532 млн лет и отдельные зерна с возрастом до 514 млн лет, что отвечает возрасту этих отложений в пределах вто-

¹ Продолжительность вендского периода от 600 до 535 млн лет назад (Стратиграфический..., 2000).

рой половины эдиакария (венда) и начала кембрия (Konopelko et al., 2021; Biske et al., 2021).

Было показано, что метаморфизованные ягнобская и катармайская "свиты" левобережья р. Зеравшан и Фан-Каратегинских гор представляют собой образованные в карбоне тектонические комплексы (Леонов, 1979), вплоть до меланжей. Исключив ордовикские и силурийские отложения. а иногла и среднепалеозойские мраморизованные известняки, мы оставляем в составе ягнобской серии близкие к турбидитам песчано-сланцевые толщи с наиболее молодыми кластерами зерен циркона венд-кембрийского возраста: 570 млн лет в катармайской свите, 590-500 млн лет в ягнобских песчаниках (Worthington et al., 2017; Konopelko et al., 2019; Biske et al., 2021). В конце докембрия ягнобские ритмиты заполняли бассейн океанического типа, где подстилались горифскими базальтами и кремнями (Volkova, Budanov, 1999). Наконец, еще южнее, в Гиссарском хребте и его юго-западных отрогах, близкие по седиментационному возрасту толщи аккретированы и позже метаморфизованы, будучи включенными в фундамент Каракум-Таджикского массива. В Гармском выступе зеленые сланцы и парагнейсы (фан-ягнобские) содержат наиболее молодые зерна циркона с возрастами 590–570, до 535 млн лет (Konopelko et al., 2015; Worthington et al., 2017), в Байсунских горах – с возрастом около 570 млн лет (Konopelko et al., 2019). Возрастные спектры обломочных цирконов из меловых отложений и современных речных песков на востоке Гиссарского хребта также указывают на продолжение интенсивных термальных событий в этом районе примерно до рубежа 550 млн лет (Worthington et al., 2017). Можно еще напомнить, что в менее измененных песчано-глинистых свитах гор Байсунтау и Сурхантау был известен комплекс акритарх раннекембрийского типа (например, Бухарин и др., 1985).

Источники обломочного материала. Возрастные спектры зерен обломочного циркона во всех пробах из песчанистых отложений венда-низов кембрия на западе Южного Тянь-Шаня (Konopelko et al., 2017, 2021; Biske et al., 2021) указывают на постоянное присутствие следующих источников сноса: 1) магматических пород в возрастном интервале 500-1050, до 1200 млн лет, которым отвечает несколько непостоянных пиков на кривой плотности вероятности возрастов обломочного циркона; 2) фрагментов континентального фундамента с возрастами термальных событий 2400-2700 и 1800-2000 млн лет и слабее выраженными пиками около 1500-1600 млн лет. Первая группа обычно превалирует. Зерна цирконов моложе 620 млн лет иногда имеют положительные, до +10, значения $\varepsilon_{\rm Hf}$ (Konopelko et al., 2021), т.е. ювенильное происхождение. Однако преобладающие величины ε_{Nd} в песчаниках эдиакария—нижнего кембрия составляют от —16 до —9, что указывает на образование этих отложений в результате разрушения соседних докембрийских континентов.

Возрастные спектры цирконов и изотопные соотношения в целом для песчаников рассмотренной группы отражают строение фундамента континентов Тарима и Срединного Тянь-Шаня (Ge et al., 2014; Rojas-Agramonte et al., 2014; Huang et al., 2018), а также Каракум-Таджикистана, где модельные возрасты и изотопные характеристики коровых гранитов указывают примерно на те же докембрийские события в истории фундамента, ныне почти не наблюдаемого (Konopelko et al., 2015; Käßner et al., 2016). Нижнедокембрийская кора континентов региона в конце мезопротерозоя была частично достроена в Северном Тянь-Шане (Kröner et al., 2013), а затем в течение неопротерозоя (позднего рифея) вновь преобразована процессами. происходившими на активной континентальной окраине (Rojas-Agramonte et al., 2014). При этом возрастные спектры обломочных цирконов из песчаников на востоке Южного Тянь-Шаня, на окраине Тарима, указывают на ослабление термальных событий к концу эдиакария и в начале кембрия, особенно в интервале около 540-550 млн лет назад (Yang et al., 2014), и прекращение магматизма после рубежа 630-620 млн лет (Xiao et al., 2019; Zhu et al., 2019).

Однако те же возрастные спектры циркона на западе Южного Тянь-Шаня отчетливо отражают продление этих процессов в венде и вплоть до раннего кембрия, что привело к добавлению в них вклада из нового магматического источника, частично ювенильного.

Где находился этот источник? Вряд ли его можно найти на севере. Те среднепалеозойские метапесчаники Южного Тянь-Шаня (канская, балыктинская и другие свиты), материал которых происходит с севера, из Срединного Тянь-Шаня (Biske et al., 2019), почти не содержат цирконов в венд-раннекембрийском возрастном интервале. Скорее всего, главным источником был континентальный блок внутри Южного Тянь-Шаня, составивший потом основу Кызылкум-Алайского микроконтинента (Бискэ, 1996), на что указывает преобладание в силурийских песчаниках Кызылкума-Туркестанского хребта тех же кластеров зерен циркона докембрийского возраста (см. ниже). Не исключено первоначальное единство этого блока с фундаментом Каракум-Талжикистана. ныне также почти исчезнувшим. По крайней мере, эдиакарские термальные события там уже отчетливы: в Гармском выступе метаморфических пород обнаружены ортогнейсы с магматическими кристаллами циркона, указывающими на этап магматизма со средним возрастом около 609 млн лет, а также ядра зерен эдиакарского возрастного интервала в более молодых гранитах Гиссарского массива (Кäßner et al., 2016). При этом важно иметь в виду, что, скорее всего, раннекембрийский фундамент Каракум-Таджикского массива был затем сильно перестроен или даже частично замещен в ходе субдукции в раннем карбоне, путем тектонической эрозии древней его части и аккреции нового материала, в котором, наряду с более молодыми толщами, существенную долю составляли те же ягноб-катармай-бесапанские турбидиты (Worthington et al., 2017).

Кроме континентальной коры Каракум-Таджикистана и его активной окраины, отложения морских прогибов эдиакария (венда)-нижнего кембрия, вероятно, имели отчасти и магматические источники островодужного типа, включая ювенильные, находившиеся первоначально внутри раннего Туркестанского океана и к концу палеозоя включенные в меланжи уже внутри Южного Тянь-Шаня. На это указывают находка в Южной Фергане пластины гранодиоритов с возрастом около 624 млн лет и $\varepsilon_{Nd}(t) = +5.8$ (Alexeiev et al., 2020); плагиограниты, более отчетливо связанные с офиолитами и датированные цирконами с возрастом 505 млн лет и $\varepsilon_{\rm Hf}$ = +12.7 (Dolgopolova et al., 2017) в массиве Султануиздаг на крайнем западе Южного Тянь-Шаня; несколько проявлений нижнекембрийских островодужных вулканических серий в Южной Фергане, в Алайском хребте и в Кызылкуме, в том числе палеонтологически датированных как ленские (Репина и др., 1975; Бискэ, 1987). Таким образом, можно предположить существование в этот период энсиматической островной дуги (Наукатской, рис. 3, верхний профиль) или различных дуг с неопределенной полярностью субдукции, фрагменты которых ныне входят в состав Ош-Уратюбинского террейна. Одновременно могла быть активной и окраина Каракум-Таджикского массива, уже отделенного от Гондваны.

Интересно еще появление четких кластеров обломочного циркона с пиковыми значениями возраста 613 и 621 млн лет в неоген-четвертичных отложениях долины Кызылсу (Кашгарской) (Yang et al., 2014), образовавшихся в результате перемыва смятых осадочных толщ Восточного Алая и Заалайского хребта. Легче всего истолковать эти данные как свидетельство восточного продолжения Каракум-Таджикского континента, что и предполагалось раньше (Бискэ, 1996).

Магматическая пауза в среднем—позднем кембрии и начале ордовика. На шельфе Ишим-Нарынского континента (Срединный Тянь-Шань) средний и верхний кембрий (Осмонбетов, 1982; Неевин и др., 2011) представлены существенно карбонатными породами, которые в верхней части переходят в карбонатно-глинистые отложения нижнего ордовика. Подобная же последовательность хорошо известна в чехле Таримского континента (Carroll et al., 2001; Gao, Fan, 2012). В пределах Южного Тянь-Шаня небольшие по мощности (до 100—200 м) пластины карбонатных пород этого возраста встречаются в Алайском, Туркестанском хребтах и местами в Кызылкуме либо изолированно в составе меланжей, либо в кровле пестрых по составу вулканокластических образований (Репина и др., 1975; Бискэ, 1987, 1996; Абдуазимова, 2001). По большей части они хорошо охарактеризованы трилобитами, водорослевыми и другими органогенными остатками, что позволяет интерпретировать их как карбонатные шапки островодужных вулканических построек.

Несколько иной тип разреза кембрия-тремадока установлен в Нуратинских горах и в осевой части Туркестанского хребта. В последнем в долине Рабут в верховьях р. Арглы известны зрелые кварцевые песчаники с карбонатной примесью. мощностью в несколько сотен метров, содержащие остатки позднекембрийских трилобитов (Репина и др., 1975; Абдуллаев и др., 1977). Возраст полтвержден составом зерен обломочного циркона. с наиболее молодым кластером около 490 млн лет (Biske et al., 2021). Песчаники рабутской свиты, несомненно, происходят с шельфа континентального блока, так как зерна цирконов из них показывают обычный для региона спектр докембрийских возрастов. При этом хорошо выраженные эдиакарские пики 625, 595, 555 млн лет и кембрийский пик 520 млн лет, при минимальном возрасте 498 млн лет, указывают на родство Рабутского блока с Каракум-Таджикским континентом. Возможно, мы имеем дело с северным краем последнего, отчлененным в начале кембрия. Действительно, в Нуратау-Туркестанских горах встречаются черные сланцы с фрагментами археоциатовых известняков нижнего кембрия (алтыкольская свита) и более широко распространены средневерхнекембрийские доломитистые микриты или песчанистые известняки, переходящие в тонкоритмичные карбонатные турбидиты, с редкими фоссилиями (спикулы губок, хиолиты, конодонты, беззамковые брахиоподы) и силицит-глинисто-карбонатными пачками (рухшифская, или живачисайская, свита (Бискэ, 1996; Абдуазимова, 2001; Сабиров, 2012)). Этот тип фаций указывает скорее на глубокий бассейн. отделявший в кембрии Рабутский блок от Каракум-Таджикского континента (рис. 3) (Biske et al., 2021).

Нижняя часть ордовика, датированная граптолоидеями и хитинозоа, в тех же разрезах снова представлена черными сланцами: это каракушская свита узбекских районов Южного Тянь-Шаня (Абдуазимова, 2001) и низы вардаштской свиты в таджикских районах Зеравшанского бассейна (Сабиров, 2012).

ОРДОВИК

Раскрытие Туркестанского океана в начале ордовика установлено по крайней мере в двух районах. Офиолиты, входящие в состав аллохтонного меланжа Сартала-Надир в Туркестано-Алайских горах, представляют задуговой океанический бассейн, в котором габбро-гипербазиты перекрыты, с образованием брекчии размыва, батиальными красными и зелеными кремнистыми осадками и базальтами (Герман, Будянский, 1990; Абакумова, Шинкарев, 1994; Куренков, Аристов, 1995). Раннеордовикский возраст установлен (по конодонтам, радиоляриям) только для маломощной глинисто-кремнистой части разреза. Офиолиты, вскрытые на северном склоне Чаткальского хребта на р. Каратерек (Иванов и др., 2002; Alexeiev et al., 2016), по своим особенностям, включая обеднение легкими редкоземельными элементами, отвечают MORB (Hegner et al., 2022), а перекрывающий их осадочный слой состоит из кремней с протоконодонтами конца кембрия-тремадока и с конодонтами лланвирна. В обоих районах более молодые образования в непрерывных разрезах не показаны.

Батиальные отложения. В более позднем, флоско-дарривильском, интервале к батиальным относятся маломошные (100-300 м) пестроцветные кремнисто-глинистые тонкослоистые отложения с прослоями микритовых известняков, которые известны как джалатарская свита в Северном Нуратау (Абдуазимова, 2001) и продолжают разрез сходных по составу, но темноцветных слоев нижнего ордовика. Пластины и небольшие глыбы пестрых кремнистых пород с ранне-среднеордовикскими радиоляриями и конодонтами довольно типичны также для меланжей Южной Ферганы (Бискэ, 1987, 1996). Здесь же, в Южной Фергане и Алае, известны фрагменты нижнепалеозойских известняковых построек (Бискэ, 1987), которые могли наращиваться на вулканических выступах в открытом море вплоть до раннего ордовика или несколько дольше.

Турбидиты широко представлены в Кызылкуме и Нуратинских горах, где описаны в составе нескольких свит с почти синонимичными названиями (Абдуазимова, 2001; Сабиров, 2012). По описаниям, подтвержденным палеонтологическими данными, мощные песчано-алевролитовые отложения склонового типа, иногда с прослоями фоновых кремнисто-глинистых осадков относятся к среднему и верхнему ордовику, обычно начиная с дарривильского яруса (слои с Glyptograptus teretiusculus в составе иланчисайской свиты Северного Нуратау). Для верхнего ордовика более характерны вулканомиктовые зеленоцветные граувакки и даже туфы, как в тайманской свите в аллохтоне Тамдытау или в каирской свите Южного Нуратау. Возможно, некоторые из таких толщ, датированные хитинозоями, включены в "зеленый бесапан"

(Абдуазимова, Абдуллаев, 1998; Абдуазимова, 2001). В Туркестано-Алайской части Южного Тянь-Шаня песчаники среднего—верхнего ордовика встречаются в виде редких тектонических чешуй, обычно в составе меланжей Ош-Уратюбинской покровной единицы (Бискэ, 1987, 1996).

Источники обломочного материала. При недостатке специальных исследований, все же несомненно, что обломочный материал ордовикских ритмично-слоистых граувакк происходит из отложений островных дуг и активных окраин континентов. Собственно вулканические породы сохранились в небольшом количестве, но все же их больше, чем аналогичных венд-кембрийских.

Отложения среднего-верхнего ордовика, относящиеся к Каракум-Таджикскому континентальному массиву, известны в горах Зирабулак и Кульджуктау и восточнее в Зеравшано-Гиссарских горах. Везде они сорваны с предполагаемого фундамента и представлены в основном кварцевыми песчаниками с гравийно-галечной примесью и с карбонатными пачками, содержащими остатки бентоса (Абдуазимова, 2001). Эти отложения (алтыаульская, казакасуйская, шахриомонская свиты) образуют мелководный шельфовый комплекс (Шванов, 1983), но при этом включают лавы и туфы риолит-дацит-андезитового состава, которые рассматриваются как признак активной окраины массива (Шаякубов, Далимов, 1998; Далимов, Ганиев, 2010; Миркамалов и др., 2018). На это же указывает кластер зерен циркона из меловых песчаников Гиссарского хребта с четким максимумом 453 млн лет и по крайней мере один фрагмент верхнеордовикских метаандезитов с возрастом 450 млн лет, который сохранился в составе ягнобского, или фан-каратегинского, комплекса (Worthington et al., 2017).

Казалось бы, именно окраина Каракум-Таджикского континента могла быть источником мощных турбидитов среднего-верхнего ордовика (включая каирские, см. выше), ныне известных в хребте Южный Нуратау на другом, северном, борту долины р. Зеравшан. Такой реконструкции препятствует существование Зеравшанской шовной зоны вдоль самой долины, с проявлениями недатированных офиолитов, аккреционными структурами и метаморфизмом карбона (катармайский комплекс; Шаякубов, Далимов, 1988), на месте которой мог находиться бассейн неопределенно большой ширины. Поэтому более вероятно, что магматический материал в толшах среднего и верхнего ордовика Кызылкума и Нуратау происходил не за счет размыва окраины Каракум-Таджикского континента, а из энсиалической островной дуги внутри Туркестанского океана (рис. 3, средний профиль). Исчезнувшая дуга (Биданинская на рис. 3) могла включать упомянутый выше Рабутский континентальный блок и вместе со

своим аккреционным комплексом позже составила основу Кызылкум-Алайского микроконтинента (Biske et al., 2021). На это указывает обильный ордовикский вулканический материал в песчаниках силура Кызылкумов и Туркестано-Алая (см. ниже); находки фрагментов известково-щелочных гранитоидов восточнее, в южноферганском меланже, включая гранодиорит из долины Бидана в Алайском хребте, датированный 472 млн лет и с $\epsilon_{Nd}(t) = -9.1$ (Alexeiev et al., 2020), а также известные ранее на р. Киргизата (Бискэ, 1987) вулканомиктовые конгломераты (шамшалинские) с андезит-дацитовыми гальками, покрывающие здесь известняки нижнего ордовика.

Однако более заметный в современной структуре фрагмент ордовикской вулканической дуги был установлен по нескольким выходам в пределах восточной части Чаткальского хребта, в горах Бозбутау на севере Ферганы и. после смешения по правому Таласо-Ферганскому сдвигу, восточнее, в северном подножии уже Атбашинского хребта. Реконструированная здесь Чаткало-Атбашинская дуга (Alexeiev et al., 2016) представлена лавами и туфами преимущественного кислого, в меньшей степени среднего и основного состава, неопределенно большой мощности, датированными около 449-467 млн лет. Nd-изотопные отношения для породы и Нf-изотопные отношения в цирконе указывают на континентальное основание дуги. Тот же возраст (467–461 млн лет) получен для метавулканитов семизсайской свиты Чаткальского хребта. Песчано-глинистые отложения, связанные с окончанием вулканизма и размывом Чаткало-Атбашинской дуги, сохранились здесь же в виде субстрата метаморфической иштамбердинской свиты, а также, вероятно, ими являются верхнеордовикские граувакковые турбидиты Моголтау (кайракская свита).

Чаткало-Атбашинская дуга представляла отдельную область надсубдукционного магматизма, которая на севере отделялась от Ишим-Нарынского континента упомянутым выше Каратерекским бассейном с океанической корой, покрытой кремнистыми осадками вплоть до среднего ордовика. Показано (Alexeiev et al., 2016; Hegner et al., 2022), что закрытие этого океана в результате его субдукции под дугу к югу (в современных координатах) произошло до начала силура. Отсутствие признаков Чаткало-Атбашинской дуги восточнее хр. Атбаши могло быть вызвано последующей субдукционной эрозией южной окраины Срединного Тянь-Шаня, с этого времени ставшего Казахстанским палеоконтинентом (Alexeiev et al., 2016).

Со среднего ордовика источником вулканогенно-кластического материала становится также северная (в современных координатах) окраина Таримского континента. Здесь в девонских песчаниках Сулутерекского выступа и Ферганского хребта Южного Тянь-Шаня, несомненно происходивших с Таримского континента, цирконы имеют четкие пики в интервале 440–460 млн лет и отрицательные значения $\varepsilon_{\rm Hf}$ (t) (He D. et al., 2007; Huo et al., 2019; Biske et al., 2019). Однако источником средне-верхнеордовикских песчаников данного континента скорее служила его южная, Куньлуньская, окраина, тогда как на северной окраине (Кельпинтаг) в силурийских песчаниках не обнаружены ордовикские цирконы. Внутри Таримского континента в позднем ордовике интенсивное погружение сменилось поднятиями и отмечено угловыми несогласиями (Liu et al., 2012).

Тем не менее и в Южном Тянь-Шане конвергентные события конца ордовика явно привели к сужению открытых бассейнов и появлению на их месте аккреционных структур, о чем свидетельствует редкость в современной структуре непрерывных разрезов ордовика—силура. Такая последовательность намечается только в батиальных кремнистоглинистых фациях вдоль Зеравшанского шва в Таджикистане (Сабиров, 2012) и в турбидитовых фациях по южному краю Срединного Тянь-Шаня в горах Моголтау (Абдуазимова, 2001).

СИЛУР

Океаническая кора, возникшая в конце ордовика и в силуре (рис. 2; рис. 3, нижний профиль). Фрагменты коры этого возраста установлены в главной Южнотяньшаньской сутуре Туркестанского океана, которая является весьма протяженной границей Южного и Срединного Тянь-Шаня, хорошо обнаженной лишь в Северо-Восточной Фергане. Офиолитовый комплекс, обычно входящий в состав метаморфических пород, частично высокобарических (Hegner et al., 2010; Muhlberg et al., 2016), представляет здесь компонент аккреционной структуры серпуховско-башкирского возраста, который частично после эксгумации был перемещен и залегает в составе аллохтонов Южного Тянь-Шаня (Христов, Миколайчук, 1986; Hegner et al., 2010; Бискэ, 2018). Офиолиты той же сутуры в Северо-Восточной Фергане (Атойнакский хребет, левобережье р. Карасу) включают метаморфизованные гипербазиты, габбро и базальты срединно-океанического типа с проявлениями серий параллельных даек (Шванов, 1983; Христов и др., 1986), иногда с бонинитовой тенденцией; габбро датированы в 440 ± 6 млн лет (Hegner et al., 2019). Традиционно они описывались здесь в составе майлисуйской серии. Другие зеленосланцевые серии Южнотяньшаньской сутуры и ее аллохтонов – канская, маджерумская, иттынусайская (Шванов, 1983; Бискэ, 1996; Абдуазимова, 2001; Сабиров, 2012) также включают базальтовую часть офиолитового комплекса. Здесь же установлены метагаббро с возрастом 447 \pm 4 млн лет в Северном Нуратау (Миркамалов и др., 2012) и аллохтонная пластина

габбро в синформе Тамдытау в Кызылкуме. Последняя, скорее всего, происходит из примитивной внутриокеанической дуги, возраст которой 438 млн лет (Dolgopolova et al., 2017).

Батиальные океанические отложения. Верхнюю, надбазальтовую, часть майлисуйской серии и ее аналогов образуют пестроцветные или темные кремнистые сланцы в сочетании с микрокварцитами и метатуфовыми альбит-хлоритовыми сланцами (Христов и др., 1986). Конодонты из майлисуйских кремней определены как скорее силурийские (Пучков и др., 1986). Близкие по составу отложения, но менее измененные, с известняковыми постройками или их дебрисом, скорее относятся уже к склонам внутриплитных или островодужных симаунтов. Они включались в другие подразделения (каиндинская, манубалдинская свиты). Из-за тектонического скучивания строение разрезов обычно вызывает вопросы. Известняки в составе вулканогенно-обломочных толщ близ Южнотяньшаньской сутуры по ископаемому бентосу (кораллы и пр.) относятся к интервалу от верхнего венлока (?) или лудлова до основания девона (Бискэ, 1996).

Для остальных, нижних, тектонических покровов в герцинской структуре Южного Тянь-Шаня силурийские кремни мало характерны, в основном же представлены черносланцевые граптолитовые фации силура, описанные как сюгетская свита Южной Ферганы и ее аналоги, охватывающие сходные лландоверийские отложения от Кызылкума на востоке до Джанджирского хребта в Центральном Тянь-Шане (Бискэ, 1996, 2017). Черные сланцы отличаются небольшой мощностью (200-300 м, редко до 500 м) и обычно детально скоррелированы по отпечаткам граптолитов (Риненберг, 1990; Pickering et al., 2008). Их подошва почти везде тектонически сорвана; и лишь в отдельных случаях, например в подошве лянгарской свиты на р. Зеравшан, не вполне надежно установлено (Сабиров, 2012) налегание черных сланцев нижнего лландовери (руддана) на сланцы ордовика, что указывает на сохранение в начале силура батиальных участков более древнего океанического бассейна к северу от Каракум-Таджикского континента. В этом Зеравшанском бассейне, в дальнейшем Вашан-Калмакасуйской зоне (Бискэ, 1996), которая прослежена на восток через южные склоны Алая до Восточно-Алайского хребта, весь остальной разрез силура также представлен батиальными глинистыми сланцами.

Батиальные алеврит-глинистые отложения более молодого венлокско-пржидольского интервала, иногда до лохкова, обычно отличаются зеленоватосерой окраской и включают переотложенный вулканомиктовый и карбонатный материал, что отражает их косвенные латеральные связи с островной дугой и отмелями. Эти отложения представлены в некоторых разрезах Южной Ферганы, лучше всего в составе курсалинской свиты на р. Шахимардан в Южной Фергане (Корень и др., 1986) или гарибакской свиты долины Зеравшана (Сабиров, 2012). Они также насчитывают лишь первые сотни метров по мощности и могут включать кремнистые пачки.

Турбидиты. Только к северу от Южнотяньшаньской сутуры, т.е. уже в Срединном Тянь-Шане, установлен непрерывный разрез турбидитов с граптолитами верхнего ордовика и основания лландовери (нижний руддан). Деление его на свиты условно и основано на датировках, полученных по граптолитам. Возраст верхней части этой серии, "урубулакской свиты" гор Моголтау, подтвержден датированием наиболее молодых зерен обломочного циркона из вулканомиктовых песчаников, а также по переотложенным обломкам андезитов (рис. 4г) и отвечает началу руддана (около 442 млн лет; Biske et al., 2021). Отложения аэрона-телича датированы граптолитами в более восточных выходах в Чаткальском хребте. Они также представляют собой по большей части типичные турбидиты грауваккового состава, с обломками разнообразных вулканических пород, включая риолиты, а также гранофиров, кварцитов, известняков, вплоть до известняковых брекчий и олистолитов с раннесилурийскими кораллами на р. Сумсар. Отмечаются пачки вулканитов островодужного типа (Риненберг и др., 1991; Alexeiev et al., 2016). В Фергано-Атойнакских горах (Восточная Фергана) и далее к востоку вдоль южной окраины Срединного Тянь-Шаня песчано-глинистые отложения, включающие силур, частично метаморфизованы вплоть до парагнейсов (балыктинская свита, атбашинский комплекс), в результате вовлечения их в аккреционную структуру активной окраины среднего карбона (Бискэ и др., 1986; Biske et al., 2019; Rojas-Agramonte et al., 2014).

Флишевая формация в силуре Южного Тянь-Шаня широко представлена, скоррелирована по граптолитам и изучалась так же давно, как и черносланцевая. Ее местная номенклатура в регионе насчитывает более 20 названий, большей частью синонимичных (Осмонбетов, 1982; Шванов, 1983; Абдуазимова, 2001; Шадчинев, Бахтдавлятов, 2008; Сабиров, 2012; Дженчураева, 2015; Бискэ, 2017). Она включает турбидиты разных типов, а также фоновые глинистые осадки (рис. 2).

Флиш низов лландовери (руддан—аэрон) в Южном Тянь-Шане представлен локально в Нуратинских горах (караташская свита). Значительно больше распространены мощные (1000—1500 м) турбидиты телича и венлока, картируемые в Туркестанском хребте как кштудакская и более песчанистая и мелководная, со знаками ряби, падаскская свиты, а в Кызылкуме турбидиты входят в состав более тонкообломочной байменской свиты. Песчаники по составу чаще отвечают кварцевым грауваккам (литаренитам) или аркозо-грауваккам, но местами включают обильные обломки вулканических и метаморфических пород.

Отложения венлока и верхнего силура в разрезах, которые можно отнести к глубокому шельфу и склонам Кызылкум-Алайского микроконтинента, известны локально в Нуратау-Туркестанских горах, но более распространены в составе Ош-Уратюбинского террейна, в Алайском хребте, где обычно картировались в объеме пульгонской свиты и, согласно датированию по граптолитам, могут в кровле включать также лохков (Корень, Лыточкин, 1992; Бискэ, 1996). Представлены они турбидитами песчано-глинистого состава, в верхнем силуре иногда карбонатно-глинистыми.

Источники обломочного материала. Северная окраина Каракум-Таджикского континента в начале силура была покрыта зрелыми кварцевыми песчаниками зинахской свиты (Шванов, 1983; Сабиров, 2012), которые вверх по разрезу переходят в карбонатные отложения шельфа. Зинахские песчаники содержат популяцию детритовых цирконов с пиковым возрастом 442 млн лет (Biske et al., 2021), а западнее, в узбекской части окраины сходные отложения содержат прослои риолитовых туфов (Мухин и др., 1991; Абдуазимова, 2001), что в совокупности отражает продолжение и завершение активно-окраинного вулканизма в раннем силуре.

В пределах Южного Тянь-Шаня байменские и кштудакские турбидиты лландовери, судя по возрастным спектрам зерен циркона, образованы тем же докембрийским детритом, что и венд-кембрийские песчаники этого района. В нем представлены кластеры с неопротерозойским, включая эдиакарий, возрастом (1000-610 млн лет) и с широкими пиками в интервалах 2800-2400 и 2100-1550 млн лет, что вместе с отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(t)$ по породе и $\varepsilon_{Hf}(t)$ для зерен циркона указывает на снос с докембрийского континента. Скорее всего, источник сноса был местный, возможно фундамент Кызылкум-Алайского террейна (Biske et al., 2021). Здесь же присутствует кластер зерен циркона с хорошо выраженным пиком 448-470 млн лет, что указывает на разрушение в начале силура магматических пород среднего и особенно позднего ордовика. Наиболее молодые, до 434 млн лет, зерна циркона в песчаниках довольно малочисленны, хотя синхронные раннесилурийские вулканические породы местами сохранились. На западе Кызылкум-Алайского террейна они фиксируются в виде прослоев туфов или переотложенного материала, например в джазбулакской свите Нуратинских хребтов, иногда в виде пластин вулканических пород, датированных палеонтологически в горах Тамдытау и Сангрунтау (Бискэ, 1996). Восточнее, на р. Абшир в Южной Фергане, известны нескольких тектонических пластин, сложенных надсубдукционными базальтами и дацитами мощностью до 600 м (Alexeiev et al., 2020), туфы которых содержат отпечатки граптолитов терминального телича или венлока. Обломочный шлейф с хорошо выраженными силурийскими кластерами зерен циркона (430-436 млн лет) был образован позже на девонском склоне Кызылкум-Алайского террейна (Biske et al., 2019). Севернее, вероятно, располагалась другая островодужная постройка, возможно образованная путем задугового спрединга. Позже на ее поверхности сформировалась Ош-Уратюбинская известняковая гряда. Силурийский вулканизм фиксируют конгломераты с галькой вулканических пород в горах Пшемак на левобережье р. Исфара (Бискэ, 1996), перекрытые в венлоке-раннем девоне батиальными осадками, а также проявления нижнесилурийских вулканитов в Восточной Фергане (Бискэ, 1991, 1996).

На северо-западной приферганской окраине Таримского континента в начале силура продолжался магматизм, следы которого хорошо отражены присутствием в более молодых породах кластеров зерен цирконов со средними значениями возрастов 441 млн лет в Ферганском хребте (Biske et al., 2019) и 436-422 млн лет восточнее (Yang et al., 2014; Liu et al., 2019). Последнее совпадает с датировками магматизма как в Южной Фергане, так и на северной окраине Таримского континента. В Тариме установлены местные силурийские источники, а именно магматические породы китайской окраины континента между городами Байчен и Корла (Dong et al., 2016), а также хорошо представленные в обнажениях островодужные вулканические породы силурийской дуги Хайду, датированные от 439 млн лет и вплоть до раннего девона (Алексеев и др., 2015; Zhong et al., 2019). Таким образом, можно предположить существование в раннем силуре единой зоны надсубдукционного вулканизма от островной дуги Кызылкум-Алайского террейна до северной окраины Таримского континента, подобной современной Алеутской дуге – окраине Аляски (Алексеев и др., 2015).

Северная окраина Туркестанского океана в силуре также оставалась активной, о чем свидетельствуют остатки магматических формаций и продуктов их переотложения. В горах Моголтау (югозапад Чаткальского хребта) установлены граниты (425—416 млн лет) континентального происхождения с отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ и докембрийским модельным возрастом (Dolgopolova et al., 2017). Восточнее на р. Кассансай и в районе пер. Чанач отмечены вулканические породы надсубдукционного типа, залегающие, после ордовикской аккреции и внедрения гранитов, с угловым несогласием в основании, а также силурийские граниты (420 млн лет) (Риненберг и др., 1991;

Alexeiev et al., 2016). Далее к востоку в Атбашинском хребте сохранились фрагменты гранитного массива, датированные в 436 млн лет (Alexeiev et al., 2016) и представляющие, вероятно, продолжение той же островной дуги. Раннесилурийские зерна циркона (438-428 млн лет) резко преобладают в силур-девонских метапесчаниках (канских и др.) из аккреционных образований среднего карбона вдоль Южнотяньшаньской сутуры (Biske et al., 2019). Таким образом, можно предполагать поступление обломочного материала за счет разрушения краевого вулканического пояса на Казахстанском континенте, тем более что восточнее в китайской части региона нижнесилурийские вулканические породы и их след в цирконовых кластерах песчаников появляются в той же позиции вдоль северной океанической сутуры (Алексеев и др., 2015; Zhong et al., 2019). Их отсутствие в промежуточном звене Южнотяньшаньской сутуры, на востоке киргизского Южного Тянь-Шаня, очевидно, связано с поглощением в ходе коллизионной субдукции.

В течение позднего венлока—раннего девона островные дуги и активные окраины Южного Тянь-Шаня заканчивают развитие, переходят в пассивную стадию и затем покрываются песчанокарбонатными отложениями среднего—верхнего девона и карбона (Бискэ, 1996; Alexeiev et al., 2017).

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ В РЕГИОНАЛЬНОЙ ИСТОРИИ ЭДИАКАРСКИХ— СИЛУРИЙСКИХ СОБЫТИЙ

Реконструкции для конца неопротерозоя-начала кембрия (Хераскова и др., 2010; Самыгин и др., 2015; Domeier, 2018; Кузнецов, Романюк, 2021) предполагают продолжение в эти периоды распада континента Родиния с образованием океанов Прототетис и Палеоазиатского в виде широкого пространства между еще единой в то время Гондваной, Балтикой, Сибирью и блоками Китая, Казахстана – Тянь-Шаня и Тарима. Последние уже были разобщены Туркестанским океаном. При этом в континентальных блоках Казахстана, включая Иссык-Кульский и Ишим-Нарынский (Северный и Срединный Тянь-Шань), и на Таримском континенте после рубежа примерно 620 млн лет преобладали отложения пассивных окраин и рифтов, в том числе ледниковые, а магматические события окраинно-континентального или коллизионного типа не проявлены. Наоборот. они хорошо известны в Центральной и Южной Европе и прослежены на восток по U-Pb датировкам циркона из гранитов и переотложенного обломочного циркона до Большого Кавказа и Прикаспия (Хераскова и др., 2010, 2020; Камзолкин и др., 2018; Кузнецов, Романюк, 2021), Армянского массива (Galovan, 2020), Эльбурса, Центрального Ирана и Лутского массива (Rossetti



Рис. 5. Докембрийские континентальные массивы западной Азии. 1 – докембрийская континентальная кора; 2 – коллизионные пояса фанерозоя, включая микроконтиненты; 3 – реликтовые бассейны океанического типа; 4 – районы проявления: а – магматизма и/или высокотемпературного метаморфизма в эдиакарии–раннем кембрии, б – песчаников с кластерами обломочного циркона того же возраста (опубликованные датировки, млн лет).

et al., 2015; Moghadam et al., 2017; Shamanian, Hattori, 2021; Chu et al., 2021) (рис. 5). Магматизм эдиакария-начала кембрия относят на территории Европы к коллизионным событиям, образовавшим кадомский орогенический пояс. Продолжением этого пояса восточнее Кавказа является, по-видимому, обширный регион западнотихоокеанского типа, возникший как результат аккреционно-коллизионных, в том числе магматических, событий в эдиакарии-начале кембрия на окраине Гондваны. Кроме Эльбурса, Биналуда и Каракум-Таджикского массива, он включает древние блоки Памира, Цяньтан в Тибете и Гималаи (см. сводку в (Domeier, 2018)). Не исключено, что в той же перигондванской позиции находились первоначально блоки нынешнего юго-восточного Урала с провенанс-сигналом кадомского возраста 650-500 млн лет, в том числе с несвойственными Балтийскому континенту кембрийскими отложениями с археоциатами в Сакмарском аллохтоне (Кузнецов, Романюк, 2021).

Что касается континентальных блоков современного Казахстана, где провенанс-сигнал этого

кунълуне (Zhang et al., 2019). Возможно, тогда же произошло раскрытие океана к югу от Каракум-Таджикистана (рис. 3, верхний профиль). К сожалению, в целом варианты позиций Каракум-Таджикского блока относительно окраины Гондваны, а также Балтики и Сибири в тот период пока трудно определить (рис. 6). Несомненно лишь последовавшее в палеозое большое сближение Каракум-Таджикистана с Балтикой, что могло произойти лишь по трансформным правым сдвигам.
В течение большей части кембрия и в начале ордовика для обширного региона Тянь-Шаня, асбашие с Самаки Самаки.

ордовика для обширного региона Тянь-Шаня, особенно для Срединного Тнь-Шаня, а также для Казахстана типично развитие карбонатных шельфов и отдельных платформ. При этом, в отличие от Южного Тянь-Шаня, для Северного Тянь-

возраста отсутствует или слабо выражен, то их от-

деление от Гондваны (Родинии) и начальное рас-

крытие Туркестанского океана должно было произойти значительно раньше начала кембрия.

Скорее всего, к концу неопротерозоя относится и

отделение Таримского континента, с образова-

нием мощных флишоидных серий в западном

том 31 № 5 2023



Рис. 6. Возможное положение континентальных массивов Тянь-Шаня на конец эдиакария (Хераскова и др., 2010, с изменениями).

1 – коллизионные пояса конца протерозоя и их границы, 2 – внутренние области докембрийских континентов, 3 – зоны субдукции, 4 – океаны, 5 – направление последовавшего в палеозое сдвигового смещения.

Шаня и Казахстана характерно появление новых островных дуг, в том числе внутриокеанического (энсиматического) типа, и океанический либо задуговой спрединг (Миколайчук и др., 1997; Ломизе и др., 1997; Дегтярев, 2012; Alexeiev et al., 2019). Эпизоды коллизии островных дуг с континентальными блокам сопровождались высокобарическим метаморфизмом (Скобленко, Дегтярев, 2021), но большие объемы кластического материала, типичные для коллизионных обстановок, здесь неизвестны.

К середине ордовика, начиная с дарривила и вплоть до руддана, относится следующая по времени перестройка общей структуры региона. В пределах современного Тянь-Шаня ее составляли: 1) коллизия Ишим-Нарынского блока с Иссык-Кульским (Северотяньшаньским); закрытие Терскейского океана с образованием Киргизско-Терскейской сутуры, на востоке замещенной современной "линией Николаева"; интенсивный гранитный магматизм; 2) конвергенция внутри Туркестанского океана, с образованием уже энсиалических дуг Чаткало-Атбашинской и Кызылкум-Алайской (рис. 3). Коллизионный процесс, создавший к концу ордовика Казахстанский континент (Windley et al., 2007; Дегтярев, 2012), сопровождался отложением огромной массы обломочных отложений, которые хорошо сохранились во впадинах позднего ордовика, но исчезли с южного склона новообразованного континента Казахстана, скорее всего вследствие более поздних субдукционных событий. Аналогичным образом на Куньлуньской окраине Таримского континента установлен магматизм конвергентного типа в интервале 474-430 млн лет. в конечной стадии отвечавший закрытию кембрийско-ордовикского Прото-Тетиса (Не В. et al., 2016; Zhang et al., 2019). Коллизия привела к массовому отложению терригенного материала на прежнем карбонатном шельфе Тарима в среднем и особенно в позднем ордовике, а далее к регрессии, несогласию и изменению структурного плана платформы (He D. et al., 2007; Zuza, Yin, 2017). Возможно, отсюда же происходят ордовикские зерна циркона, затем переотложенные на девонском континентальном склоне западного окончания континента (Biske et al., 2019).

Силурийский этап событий завершает "каледонский цикл". В самом начале силура (руддан) местами продолжалось накопление турбидитов, начавшееся в конце ордовика, но одновременно раскрывался новый бассейн с корой срединноокеанического типа, которая затем сохранилась в составе зеленосланцевых серий главного Южнотяньшаньского коллизионного шва. На близкое по времени раскрытие или расширение Туркестанского океана на востоке Южного Тянь-Шаня указывают две офиолитовые сутуры с остатками океанической и окраинно-морской коры, датированными в 450—442 млн лет (Wang B. et al., 2017; Zhong et al., 2019; Wang M. et al., 2021). Вопреки прежним представлениям, отраженным в реконструкции (Filippova et al., 2001), активными были обе окраины Туркестанского океана, более всего во временном интервале 440—430 млн лет. Одновременно, по крайней мере на западе Южного Тянь-Шаня, возникла вулканическая дуга внутри океана.

Вероятно, подобные же события развивались в силуре на современном юге региона. Здесь дальнейший раскол окраины Гондваны привел к раскрытию уже Палео-Тетиса, предположительно в виде задугового бассейна, с отделением от Гондваны полосы континентальных блоков – Гуннского супертеррейна в интерпретации (Stamphli, Borel, 2002), включавшего Каракумский, Туранский и Таримский блоки. Туранский блок, составлявший, вероятно, западное продолжение Каракум-Таджикского континента, обладал вулканической окраиной в конце ордовика и в лландовери (кластеры зерен циркона с возрастом около 450-430 млн лет), как показано в иранском Эльбурсе и Биналуде (Chu et al., 2021). В восточном Палео-Тетисе главный импульс магматизма проявлен около 445 млн лет, он соответствует коллизии Цайдама с Куньлуньским блоком (Zuza, Yin, 2017).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Датирование наиболее древних кластических толщ в западной части Южного Тянь-Шаня показало, что здесь сохранился большой объем обломочного материала эдиакарского-раннекембрийского возраста, поступивший в результате разрушения активной вулканической окраины Родинии/ Гондваны и, возможно, островной дуги к северу от этой окраины. Часть этого материала была в палеозое субдуцирована под окраину в районе Каракум-Таджикского ее отрезка, метаморфизована и вошла в состав ее фундамента. Однако признаков коллизии по кадомскому или тиманскому сценарию здесь не наблюдается, и в палеозое севернее Каракум-Таджикского континента сохранялся глубокий бассейн. Восточная, притаримская, часть Южного Тянь-Шаня не включает подобного комплекса, и существование океана к северу от Тарима в это время проблематично.

Примерно со среднего кембрия по тремадок на западе Южного Тянь-Шаня Туркестанский океан мог расширяться, однако в ордовике раскрытие сменилось новым периодом конвергенции. К нему относятся турбидитовые толщи среднего верхнего ордовика, которые хорошо развиты на западе Южного Тянь-Шаня и исчезают к востоку от современной Ферганской депрессии. Несомненна связь этой конвергенции с каледонским развитием, вплоть до массовой гранитизации, в области древнего Казахстанского континента, включая Срединный и Северный Тянь-Шань. Внутри Южного Тянь-Шаня каледониды выражены лишь перерывом вследствие вероятной аккреции к островным дугам в начале силура.

Общая геодинамическая цикличность в регионе, таким образом, включает: 1) тиманскую (кадомскую) конвергенцию; далее 2) период преобладающего дивергентного раскрытия и формирования карбонатных чехлов в конце кембрия; 3) каледонскую конвергенцию, замедление и прекращение которой имело место с венлока по середину девона. В пределах собственно Южного Тянь-Шаня, несмотря на дальнейшую субдукцию с поглощением остатков дуг и с тектонической эрозией кластических толщ эдиакария-силура, происходившую в карбоне при закрытии Туркестанского океана, эти отложения все же составляют хорошо различимый нижний ярус герцинской структуры. В конце силура и начале девона конвергентный магматизм на окраинах Южного Тянь-Шаня (Казахстанский континент, север Таримского блока) и частично внутри этой области (Кызылкум-Алайский блок) еще продолжался, но в течение венлока-среднего девона почти вся область оказалась покрытой известняковым чехлом.

Благодарности. Автор благодарен своим коллегам, которые оказывали помощь в написании данной работы, в особенности Д.В. Алексееву, Д.Л. Конопелько, Ю.М. Мамаджанову, И.Ю. Сафоновой, а также И.В. Сумаревой за работу над иллюстративным материалом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуазимова З.М. (отв. ред.) Стратиграфический словарь Узбекистана. Ташкент: ИМР, 2001.

Абдуазимова З.М., Абдуллаев Р.Н. Стратиграфия Мурунтауского рудного поля в свете новых данных // Узбекский геол. журн. 1998. № 4. С. 3–14.

Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчураева А.В., Гетман О.Ф., Аристов В.А., Крёнер А., Лю Хоншен, Чжон Линьлинь. Тектоническое районирование и палеозойская эволюция китайского Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2015. № 2. С. 3–35.

https://doi.org/10.7868/S0016853X15020022

Баратов Р.Б., Лутков В.С., Минаев В.Е., Старшинин Д.А., Федоров Г.Б. Вулканизм и состав литосферы Катармай-Ягнобского глаукофан-зеленосланцевого пояса (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. С. 958–964.

Бискэ Ю.С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Вестник Ленингр. ун-та. Сер. 7. 1987. Вып. 1. № 7. С. 3–11.

Бискэ Ю.С. Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1991. № 2. С. 41-46.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Бискэ Ю.С. Палеозой Южного Тянь-Шаня. Геологическая структура и история развития. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1996.

Бискэ Ю.С. Опыт представления литостратиграфических данных в сводках по геологии Горного Тянь-Шаня // Региональная геология и металлогения. 2017. № 70. С. 1–6.

Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.

Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1986.

Брежнев В.Д., Бурков Ю.К., Моргунова С.Г. Геохимические особенности раннепалеозойского осадконакопления // Тектоника Западного Тянь-Шаня. Отв. ред. Брежнев В.Д., Ильин А.В. М.: Наука, 1989. С. 16–32.

Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-фациальные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1985.

Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 225 с.

Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. Москва: ГЕОС, 2012.

Дженчураева Р.Д. (отв. ред.). Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015.

Зубцов Е.И., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. Новая схема домезозойской тектоники Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 5. С. 1153–1156.

Иванов К.С., Миколайчук А.В., Пучков В.Н., Ерохин Ю.В., Христов Е.В. Офиолиты Срединного Тянь-Шаня: тектоническое положение и возраст // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 12. С. 1093–1098.

Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Сомин М.Л., Смульская А.И., Иванов С.Д. Поздневендский фундамент в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57.

Корень Т.Н., Клишевич В.Л., Риненберг Р.Е. Опорный разрез верхнего силура и нижнего девона Южной Ферганы // Сов. геология. 1986. № 11. С. 62–74.

Корень Т.Н., Лыточкин В.Н. Биозональная схема силура Туркестано-Алая по граптолитам // Отечественная геология. 1992. № 11. С. 37–44.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.

Леонов М.Г. Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области // Тектоническое развитие земной коры и разломы. Ред. Пущаровский Ю.М., Яншин А.Л. М.: Наука, 1979. С. 217–230.

Ломизе М.Г., Дёмина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терскейский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника. 1997. № 6. С. 33–55.

Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии—раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.

Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Хан Р.С., Харин В.Г., Сергеев С.А. Результаты U–Pb (SHRIMP) датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 2012. Вып. 1. С. 3–25.

Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Селтманн Р., Конопелько Д.Л. Геодинамическая эволюция магматизма и связанного с ним оруденения Западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2018. Вып. 1. С. 3–5.

Мухин П.А., Толоконников А.В., Асадулин Эн.Э., Фадеичева Л.П., Миркамалов Р.Х. Условия накопления додевонских отложений Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) по петрохимическим данным // Узбекский геол. журн. 1985. № 6. С. 58–63.

Мухин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Е., Христов С.Е., Эгамбердыев С.А. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10. С. 47–58.

Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991.

Неевин А.В., Бискэ Ю.С., Неевин И.А. Стратиграфия нижнего палеозоя Сырдарьинского континентального массива в восточной части Срединного Тянь-Шаня, в связи с вопросами палеогеографии и геодинамики // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 2011. Вып. 2. С. 21–36.

Осмонбетов К.О. (гл. ред.). Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1.

Поршняков Г.С., Фидаев Д., Бискэ Ю.С. Региональная геологическая позиция карбонатно-фтанитовых пород богамбирской свиты (верхний докембрий, хр. Северный Нуратау, Узбекистан) // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 1998. Вып. 4 (№ 28). С. 56–59.

Пучков В. Н., Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В. Новые данные о возрасте зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. С. 435– 438.

Репина Л.Н., Яскович Б.В., Аскарина Н.А. Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов. Новосибирск: Наука, 1975.

Риненберг Р.Е. Стратиграфия силура Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1990.

Риненберг Р.Е., Гесь М.Д., Войтович И.И. Силур Чаткальской горной системы (Срединный Тянь-Шань) // Изв. Акад. наук Республики Кыргызстан. Физикотехн., матем. и горно-геол. науки. 1991. № 3. С. 86–95.

Сабиров А.А. (гл. ред.). Стратиграфический словарь фанерозоя Таджикистана (Северный, Центральный, Юго-Западный Таджикистан). Душанбе: Недра, 2012.

Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем—среднем палеозое // Геотектоника. 2015. № 3. С. 66–92.

Скобленко А.В., Дегтярев К.Е. Раннепалеозойские высоко- и ультравысокобарические комплексы западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса: возраст, условия и модели формирования // Петрология. 2021. T. 29. № 3. C. 256–291.

https://doi.org/10.31857/S0869590321030043

Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыеин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.

Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постникова И.С. Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембрии—раннем палеозое // Геотектоника. 2020. № 5. С. 29–54.

Хохлов В.А. Стратиграфия и метаморфизм древних образований Западного Узбекистана // Региональная геология Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977. С. 67–79.

Христов Е.В., Миколайчук А.В., Козырев В.И. Строение и состав офиолитов Северо-Восточной Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 45–58.

Шадчинев А.С., Бахтдавлятов Р.Д. Фанерозойская геология и минеральные ресурсы Кухистана. Душанбе: Broadtec Inwestment Co. Ltd., 2008. 406 с.

Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А., Шпотова Л.В., Коржаев В.П. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1988. 328 с.

Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983.

Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Biske Yu.S., Wong J., Geng H.Y., Ivleva E.A., Mühlberg M., Mikolaichuk A.V., Liu D. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // Gondwana Res. 2016. № 39. P. 261–291.

Alexeiev D.V., Cook H.E., Djenchuraeva A.V., Mikolaichuk A.V. The stratigraphic, sedimentologic and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian // Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. Eds. Brunet M.-F., McCann T., Sobel E.R. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 427. P. 231–269. https://doi.org/10.1144/SP427.3

Alexeiev D.V., Kröner A., Kovach V.P., Tretyakov A.A., Rojas-Agramonte Y., Degtyarev K.E., Mikolaichuk A.V., Wong J., Kiselev V.V. Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U–Pb zircon ages and geochemical data // Gondwana Res. 2019. № 66. P. 93–115.

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. V. 190. 104194. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104194

Biske Yu.S., Seltmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals–Turkestan oceans // Gondwana Res. 2010. № 17(2–3). P. 602–613.

Biske Yu.S., Alexeiev D.V., Ershova V.B., Priyatkina N.S., DuFrane S.A., Khudoley A.K. Detrital zircon U–Pb geochronology of middle Paleozoic sandstones from the South Tianshan (Kyrgyzstan): implications for provenance and tectonic evolution of the Turkestan // Gondwana Res. 2019.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

№ 75. P. 97–117.

https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.04.010

Biske Yu.S., Ershova V.B., Konopelko D.L., Stockli D., Mamadjanov 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 Res. 2021. $N_{\rm P}$ 99. P. 247–268.

Carroll A.R., Graham S.A., Chang E., McKnight C.L. Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China // Palaeozoic and Mesozoic tectonic evolution of central and eastern Asia: from continental assembly to intracontinental deformation. Eds. Hendrix M.S., Davis G. Geol. Soc. Am. Mem. 2001. V. 194. P. 47–69.

Chu Y., Wan B., Allen M.B., Chen L., Lin W., Talebian M., Xi G. Detrital zircon age constraints on the evolution of Paleo-Tethys in NE Iran: implications for subduction and collision tectonics // Tectonics. 2021. V. 40. Iss. 8. https://doi.org/10.1029/2020TC006680

Dolgopolova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: insights from U–Pb SHRIMP geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotope mapping of granitoids // Gondwana Res. 2017. \mathbb{N} 47. P. 76–109.

https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.022

Domeier M. Early Paleozoic tectonics of Asia: towards a full-plate model // Geosci. Frontiers. 2018. № 9. P. 789–862.

https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.11.012

Dong S., Li Z., Jiang L. The Ordovician–Silurian tectonic evolution of the northeastern margin of the Tarim block, NW China: constraints from detrital zircon geochronological records // J. Asian Earth Sci. 2016. № 122. P. 1–19.

Filippova L.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian J. Earth Sci. 2001. V. 3. \mathbb{N} 6. P. 405–426.

Galoyan Gh.L., Chung S., Melkonyan R.L. Lee Y.-H., Atayan L.S., Ghukasyan R.Kh., Khorenyan R.H., Grigoryan A.G., Sahakyan S.S., Avagyan N.A. Late Neoproterozoic–Early Cambrian, Late Paleozoic and Late Jurassic granitoid magmatism on the northern active margin of Gondwana, Tsaghkunyats anticlinorium of Lesser Caucasus (centralnorthern Armenia) // Proc. NAS RA. Earth Sci. 2020. V. 73. № 2. P. 16–43.

Gao Z., Fan T. Extensional tectonics and sedimentary response of the Early-Middle Cambrian passive continental margin, Tarim Basin, Northwest China // Geosci. Frontiers. 2012. \mathbb{N} 1–8.

https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.01.007

Ge R., Zhu W., Wilde S.A., He J., Cui X., Wang X., Zheng B. Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton // Tectonics. 2014. № 33. P. 302–329.

https://doi.org/10.1002/2013TC003501

He B., Jiao C., Xua Z., Cai Z., Zhang J., Liu S., Li H., Chen W., Yu Z. The paleotectonic and paleogeography reconstructions of the Tarim Basin and its adjacent areas (NW China) during the late Early and middle Paleozoic // Gondwana Res. 2016. № 30. P. 191–206. https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.09.011

https://doi.org/10.1010/J.gi.2013.09.0

№ 5

том 31

He D., Zhou X., Zhang C., Yang X. Tectonic types and evolution of Ordovician proto-type basins in the Tarim region // Chinese Sci. Bull. 2007. V. 52. Supp. I. P. 164–177.

Hegner E., Klemd R., Kroner A., Corsini M., Alexeiev D.V., Iaccheri L.M., Zack T., Dulski P., Xia X., Windley B.F. Mineral ages and P–T conditions of late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of melange sediments from Atbashi in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // Am. J. Sci. 2010. \mathbb{N} 310. P. 916–950.

Hegner E., Alexeiev D.V., Willbold M., Kröner A., Topuz G., Mikolaichuk A.V. Early Silurian tholeiitic-boninitic Mailisu ophiolite, South Tianshan, Kyrgyzstan: a geochemical record of subduction initiation // Int. Geol. Rev. 2019. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1610670

Hegner E., Alexeiev D.V., Messling N., Tolmacheva T.Yu., Willbold M. Cambrian-Ordovician mid-ocean ridge magmatism in the Kyrgyz Middle Tianshan and origin of the Karaterek ophiolite // Lithos. 2022. V. 410–411. 106576. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106576

Huang H., Zhang Z., Santosh M., Cheng Z., Wang T. Crustal evolution in the South Tianshan Terrane: constraints from detrital zircon geochronology and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // Geol. J. 2018. P. 1–22.

https://doi.org/10.1016/j.lith-

os.2021.10657610.1002/gj.3235

Huo H., Chen Z., Zhang Q., Han F., Zhang W. Detrital zircon ages and Hf isotopic compositions of metasedimentary rocks in the Wuqia area of Southwest Tianshan, NW China: implications for the early Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogenic belt // Int. Geol. Rev. 2019. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1579055

Käβner A., Ratschbacher L., Pfänder J.A., Hacker B.R., Zack G., Sonntag B.-L., Jahanzeb Khan, Stanek K.P., Gadoev M., Oimahmadov I. Proterozoic–Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tian Shan: U–Pb, 40 Ar/ 39 Ar, and fission-track geochronology and geochemistry of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 2016. V. 129. № 3–4. P. 281–303.

Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorch M., Fidaev D., Kern M., Sergeev A. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan, Tajikistan // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 711–727.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.09.004

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 Res. 2017. V. 47. P. 110–130. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.010

Konopelko D., Biske Yu., 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. № 177. P. 275–286.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.03.025

Konopelko D., Safonova I., Perfilova A., Biske Yu., Mirkamalov R., Divaev F., Kotler P., Obut O., Wang B., Sun M., Soloshenko N. Detrital zircon U–Pb–Hf isotopes and wholerock geochemistry of Ediacaran-Silurian clastic sediments of the Uzbek Tienshan: sources and tectonic implications // Int. Geol. Rev. 2021.

https://doi.org/10.1080/00206814.2021.2010134

Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D.Y., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd– Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Res. 2013. № 23. P. 272–295.

https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.004

Liu J., Ma X., Lin C., Yang H., Shu Z., Fu C., Schulte L. The Silurian red beds of Tarim Basin: signals of palaeoenvironment, palaeoclimate, and sea-level change // Geol. J. 2019. V. 55. Iss. 5. P. 3837–3856.

https://doi.org/10.1002/gj.3603

Maruyama S., Safonova I.Y. Orogeny and mantle dynamics: role of tectonic erosion and second continent in the mantle transition zone // IPC NSU. 2019. 208 p.

Moghadam H.S., Li X.H., Griffin W.L., Stern R.J., Thomsen T.B., Meinhold G., Aharipou R., O'Reilly S.Y. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: tales from detrital zircon geochronology // Lithos. 2017. № 268–271. P. 87–101.

Mühlberg M., Hegner E., Klemd R., Pfänder J., Kaliwoda M., Biske Y.S. Late Carboniferous high-pressure metamorphism of the Kassan Metamorphic Complex (Kyrgyz Tianshan) and final assembly of the SW Central Asian Orogenic Belt // Lithos. 2016. V. 264. P. 41–55.

Pickering K.T., Koren T.N., Lytochkin V.N., Siveter D.J. Silurian–Devonian active-margin deep-marine systems and paleogeography, Alai range, Southern Tien Shan, Central Asia // J. Geol. Soc. London. 2008. V. 165. P. 189–210.

Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang, J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tian Shan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 957–974.

Rossetti F., Nozaem R., Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi M., Theye T. Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block) // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 102. P. 24–44.

Savchuk Yu.S., Asadulina En.E., Volkova A.V., Aristova V.V. The Muruntau deposit: geodynamic position and a variant of genetic model of the ore-forming system // Geol. Ore Deposits. 2018. V. 60. \mathbb{N} 5. P. 365–397.

Shamanian G.H., Hattori K. Neoproterozoic evolution of northern Gondwana recorded in detrital zircon grains from the Gheshlagh bauxite deposit, Alborz Mountains, Iran Block // Gondwana Res. 2021. № 93. P. 184–196.

Stampfli G.M., Borel G.D. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 196. P. 17–33.

https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X

Volkova N.I., Budanov V.I. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics // Lithos. 1999. V. 47. P. 201–216.

Wang B., Zhai Y., Kapp P., de Jong K., Zhong L., Liu H., Ma Y., Gong H., Geng H. Accretionary tectonics of back-arc oceanic basins in the South Tianshan: insights from structural, geochronological, and geochemical studies of the Wuwamen ophiolite mélange // Geol. Soc. Am. Bull. 2017. https://doi.org/10.1130/B31397.1

Wang M., Zhang B., Ren R., Pei X., Zhang J., Chen Y., Li Z., Ge M. Tracing tectonic processes from oceanic subduction to continental collision through detrital zircon U–Pb and Lu–Hf isotope data: an example from the Chinese West Tianshan Orogen // Gondwana Res. 2021. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.09.006

Windley B.F., Alexeiev D.V., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. № 1. P. 31–47. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022

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. № 36(10). P. 1861–1912. https://doi.org/10.1002/2016TC004285

Xiao Y., Wu G., Matthew V.T., You L. Geochronological and geochemical constraints on Late Cryogenian to Early Ediacaran magmatic rocks on the northern Tarim Craton: implications for tectonic setting and affinity with Gondwana // Int. Geol. Rev. 2019. V. 61. № 17. P. 2100–2117. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1581847 Yang W., Jolivet M., Dupont-Nivet G., Guo Z. Mesozoic– Cenozoic tectonic evolution of southwestern Tian Shan: evidence from detrital zircon U/Pb and apatite fission track ages of the Ulugqat area, Northwest China // Gondwana Res. 2014. № 26. P. 986–1008.

Zhang C.-L., Zou H.-B., Xian-Tao Ye X.-T., Chen X.-Y. Tectonic evolution of the West Kunlun Orogenic Belt along the northern margin of the Tibetan Plateau: implications for the assembly of the Tarim terrane to Gondwana // Geosci. Frontiers. 2019. № 10. P. 973–988.

Zhong L., Wang B., de Jong K., Zhai Y., Liu H. Deformed continental arc sequences in the South Tianshan: new constraints on the Early Paleozoic accretionary tectonics of the Central Asian Orogenic Belt // Tectonophysics. 2019. N_{P} 768. 228169.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228169

Zhu X., Wang B., Cluzel D., He Z., Zhou Y., Zhong L. Early Neoproterozoic gneissic granitoids in the southern Yili Block (NW China): constraints on microcontinent provenance and assembly in the SW Central Asian Orogenic Belt // Precambrian Res. 2019. № 325. P. 111–131. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.02.019

Zuza A.V., Yin A. Balkatach hypothesis: a new model for the evolution of the Pacific, Tethyan, and Paleo-Asian oceanic domains // Geosphere. 2017. V. 13. \mathbb{N} 5. P. 1–49. https://doi.org/10.1130/GES01463.1

Рецензенты Д.В. Алексеев, Т.Ю. Толмачева

Three Generations of the Basins of the Early Turkestan Ocean: Ediacaran—Silurian of the Southern and Middle Tien Shan

Yu. S. Biske[#]

Institute of Earth Sciences of Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia #e-mail: gbiskeh@vandex.ru

The results of U–Pb dating of detrital zircon from volcanoterrigenous Ediacaran–Silurian deposits, mainly from grauwacke turbidites, after accretion of which the "Caledonian" basement of the Paleozoic structure was formed in Kyzylkum and in the ridges of the Southwestern Tien Shan, including Northern Fergana, allowed us to clarify the age correlation and show the dynamics of the formation of this complex. It consists of deposits associated with the opening, filling and subsequent convergent development of three generations of oceanic basins, including the emergence and destruction of island arcs. The earliest of these basins was formed at the active volcanic margin of the eastern Rodinia/Gondwana, which included the Karakum-Tajik massif. Sandy turbidites (Besapan, etc.), whose age is not younger than the beginning of the Cambrian, were deposited here on top of siliceous (Taskazgan) Ediacaran sediments. The second generation is represented by Ordovician basins, in which radiolarian flints of the Lower Ordovician form the bathyal part of the sediments, and the main filling is turbidites of the middle Ordovician–Ruddan. The newly opened Silurian oceanic basins and their margins were filled with sediments of the third Caledonian generation, mainly graptolite aleuropelites and turbidites, starting from the end of the Llandovery. Incomplete preservation of the Ediacaran–Silurian sedimentary series is due to their partial absorption (tectonic erosion) during further subduction and collision, mainly already in the Carboniferous.

Keywords: Tien Shan, Karakum-Tajik massif, Ediacaran–Silurian, U–Pb dating of zircons, island arcs, oceanic type basins, turbidites, bathyal deposits