

УДК 551.24(235.216)

КАРБОНАТНЫЕ МАССИВЫ ТАЛАССКИХ РАЗРЕЗОВ В СТРУКТУРЕ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2020 г. А. В. Миколайчук^{1, 2, *}, Н. О. Сейитказиев^{2, 3}, Д. В. Гордеев³

¹Институт геологии НАН КР,
бул. Эркиндык, д. 30, 720481 Бишкек, Кыргызстан

²Северо-Кыргызская геологическая экспедиция,
725008 пос. Ивановка, Чуйская обл., Кыргызстан

³Кыргызский государственный университет геологии и горного дела,
просп. Чуй, д. 164, 720001 Бишкек, Кыргызстан

*e-mail: alexander@mikolaichuk.com

Поступила в редакцию 21.10.2019 г.

После доработки 24.02.2020 г.

Принята к публикации 24.03.2020 г.

В пределах хр. Джетым известны докембрийские массивы мраморированных известняков и кварцитов, не имеющие аналогов на всем протяжении Срединного Тянь-Шаня. Авторами установлено, что кварцит-карбонатная толща занимает самое высокое структурное положение в серии тектонических покровов района. По результатам новых U–Pb датировок детритовых цирконов и цирконов из прорывающих интрузий надежно доказывается рифейский возраст кварцит-карбонатной толщи, что дает основание сопоставлять ее с автохтонным комплексом Каратау-Таласского террейна. Автохтонная и параавтохтонная единицы хр. Джетым сложены рифей-вендскими отложениями Срединного Тянь-Шаня. Геохимические характеристики и уточненный возраст вулканоплутонического комплекса Большого Нарына, полученные в результате наших исследований, свидетельствуют, что данный район в позднем рифее представлял собой сегмент перикоеанического континентального рифта, проявившегося в интервале 750–700 млн лет в пределах всего Тарим–Тянь-шань–Казахстанского региона.

Ключевые слова: позднепротерозойские отложения, тектонические покровы, U–Pb датировки, Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S0016853X20040086

ВВЕДЕНИЕ

В подножье хр. Джетымбель и вдоль северных склонов хр. Джетым прослеживается терригенно-карбонатная толща, структурное положение которой не один десяток лет оставалось необъяснимым для исследователей региона. В.Г. Королев в 1957 г. [21, 40] выделил терригенно-карбонатную толщу и назвал ее бординской толщей по одноименному притоку р. Арчалы. На основании литологического сходства бординской толщи с тарагайской и суекской свитами Бурханской зоны предполагался ее рифейский возраст и обосновывалась принадлежность к каледонидам Северного Тянь-Шаня [21]. Но в более поздней публикации В.Г. Королев [23], обращая внимание на то, что бординская толща наблюдается только в тектонических соотношениях с прилегающими комплексами, все-таки допускал ее стратиграфическое залегание в основании вулканитов Большого Нарына, и, тем самым, не исключал, что бординская толща может принад-

лежать к докембрийским комплексам Срединного Тянь-Шаня.

Исследования последующих лет не решили этой дилеммы. Более того, они привели к полной неопределенности в понимании как стратиграфического, так и структурного положения данного стратона. Высказывались аргументы в пользу того, что бординская толща завершает разрез серии Большого Нарына [15], тогда как в более поздних исследованиях допускалось ее стратиграфическое залегание между верхними и нижними вулканитами рифея Срединного Тянь-Шаня [37].

Настоящая публикация посвящена решению накопившихся геологических противоречий и неопределенностей данного региона, что стало возможным благодаря проведению среднемасштабной геологической съемки восточной части хребта Джетым. Целью статьи является рассмотрение покровного строения рифей–раннепалеозойских комплексов Срединного Тянь-Шаня и доказать участие в этом структурном ансамбле

разрезов из Таласского террейна, что свидетельствует о крупномасштабных перемещениях на рубеже среднего и позднего ордовика.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ РЕГИОНА И СТАНОВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО СТРУКТУРНОГО ПЛАНА ХРЕБТА ДЖЕТЫМ

В Кыргызском сегменте Тянь-Шаня традиционно выделяется три тектонические единицы:

– каледониды Северного Тянь-Шаня, представленные аккретированными комплексами докембрия и нижнего палеозоя;

– герциниды Южного Тянь-Шаня, сложенные покровно-складчатыми комплексами среднего палеозоя;

– Срединный Тянь-Шань, разделяющий каледониды Северного Тянь-Шаня и герциниды Южного Тянь-Шаня, и представляющий собой полихронную покровно-складчатую провинцию.

Рассматриваемый нами район относится к Срединному Тянь-Шаню (рис. 1).

Протерозойские и раннепалеозойские комплексы Срединного Тянь-Шаня являются составной частью Сырдарьинского террейна [8], или Ишим-Срединнотяньшаньского микроконтинента, по [48]. Северной (здесь и далее – в современных координатах) к этому микроконтиненту примыкал Сакский [4, 5, 10, 48], или Терсейский палеоокеан, по [8, 28]. На кристаллическом основании Ишим-Срединнотяньшаньского микроконтинента, сложенном нижнепротерозойскими метаморфитами комплекса Куйлю и вулканоплутоническими комплексами позднего рифея [19, 54], с венда и до среднего ордовика включительно формируется комплекс пассивной окраины, сопряженный с Сакским палеоокеаном [1, 35, 50]. Закрытие данного палеоокеана в позднем ордовике привело к становлению Казахского (Киргизско-Казахского) композитного палеоконтинента [4, 5, 10, 53]. Неавтохтонный комплекс каледонид, с несогласием перекрывающий отложения докембрия и раннего палеозоя, представлен терригенными шельфовыми отложениями позднего ордовика, такими как алмалинская свита [59] в Северном Тянь-Шане, и тезской свитой в Срединном Тянь-Шане [26, 35]. В силуре и раннем девоне Казахский палеоконтинент представлял собой область денудации. Но начиная с жигета и по башкир включительно, вдоль его южной периферии формируется карбонатная платформа, слагающая среднепалеозойский комплекс пассивной окраины Срединного Тянь-Шаня [47].

В поздней перми большая часть Тянь-Шаня была вовлечена в левосторонние сдвиговые смещения [8, 49], что привело к кардинальной структурной перестройке региона и проявлению внутриплитного гранитоидного магматизма [8, 52, 60, 62]. Имен-

но на этом этапе формируются краевые разломы, ограничивающие Срединный Тянь-Шань с юга и севера (см. рис. 1, рис. 2). Атбаши-Иныльчекский левый сдвиг наследует сутуру Туркестанского палеоокеана [6–8, 60]. Северной границей Срединного Тянь-Шаня является Линия Николаева, формирование которой имеет более длительный и сложный характер.

В районе Западного Присонкуля эта граница проводится по подошве Кавакского тектонического покрова, сложенного среднепалеозойскими карбонатными отложениями Срединного Тянь-Шаня и шарьированного на сероцветные прибрежно-морские осадки Сонкуль-Турукского, а затем и красноцветные континентальные отложения Джумгалского прогибов Северного Тянь-Шаня [36, 43, 44]. Но восточней 76 меридиана в.ш. Кавакский покров фрагментируется сериями левых сдвигов, вдоль которых, вплоть до госграницы с Китаем, среднепалеозойские красноцветные и сероцветные отложения северного типа отделяются от разновозрастных морских отложений Срединного Тянь-Шаня [2, 13, 30, 48].

В пределах Северного Тянь-Шаня вдоль Линии Николаева с запада на восток последовательно примыкают:

- Каратау-Таласский террейн, сложенный параавтохтонной и двумя аллохтонными единицами позднедокембрийского-раннепалеозойского возраста [64];

- вулканогенные разрезы Киргизско-Терсейской зоны, интерпретируемые как сутура Сакского палеоокеана;

- отложения Бурханской зоны Северо-Тяньшаньского микроконтинента [48], (см. рис. 1).

На востоке Кыргызского Тянь-Шаня (верховье р. Сарыджаз), сероцветные прибрежно-морские осадки Сонкуль-Турукского прогиба вновь с несогласием залегают на раннепалеозойских офиолитах Кыргызско-Терсейской зоны и по левосторонним сдвигам сопрягаются с морскими карбонатными отложениями Срединного Тянь-Шаня (см. рис. 1). Появление раннепалеозойских офиолитов вдоль Линии Николаева, по-видимому, послужило основанием для многих исследователей принимать ее за сутуру Сакского палеоокеана [4, 10, 28].

В том же восточном направлении происходит пятикратное сокращение ширины Срединного Тянь-Шаня, от 100 км на меридиане г. Нарын (76° в.ш.), и до 20 км в пределах хр. Джетым (78° в.ш.), что привело к смещению и выдавливанию древних докембрийских комплексов в верхние горизонты земной коры по системе субпараллельных взбросо-сдвигов (см. рис. 1, см. рис. 2). Основную тектоническую единицу данного сегмента Срединного Тянь-Шаня – Джетымскую геоантиклинальную зону, по [41], – мы интерпретируем как синформную складку, сформировав-

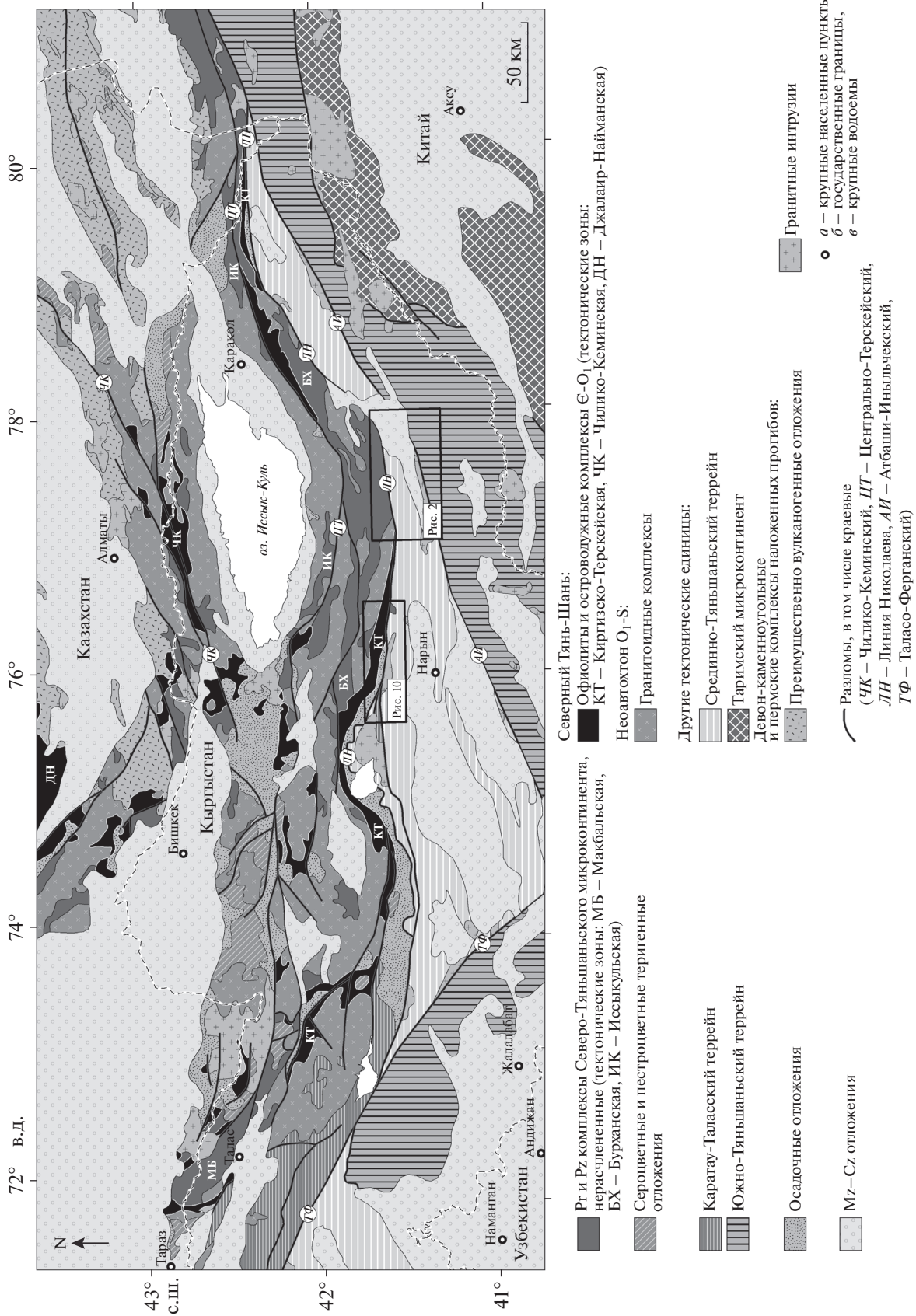


Рис. 1. Тектоническая схема палеозойд Кыргызского Тянь-Шаня (составлена с использованием данных [9, 24, 48] и по наблюдениям автора А.В. Миколайчука).

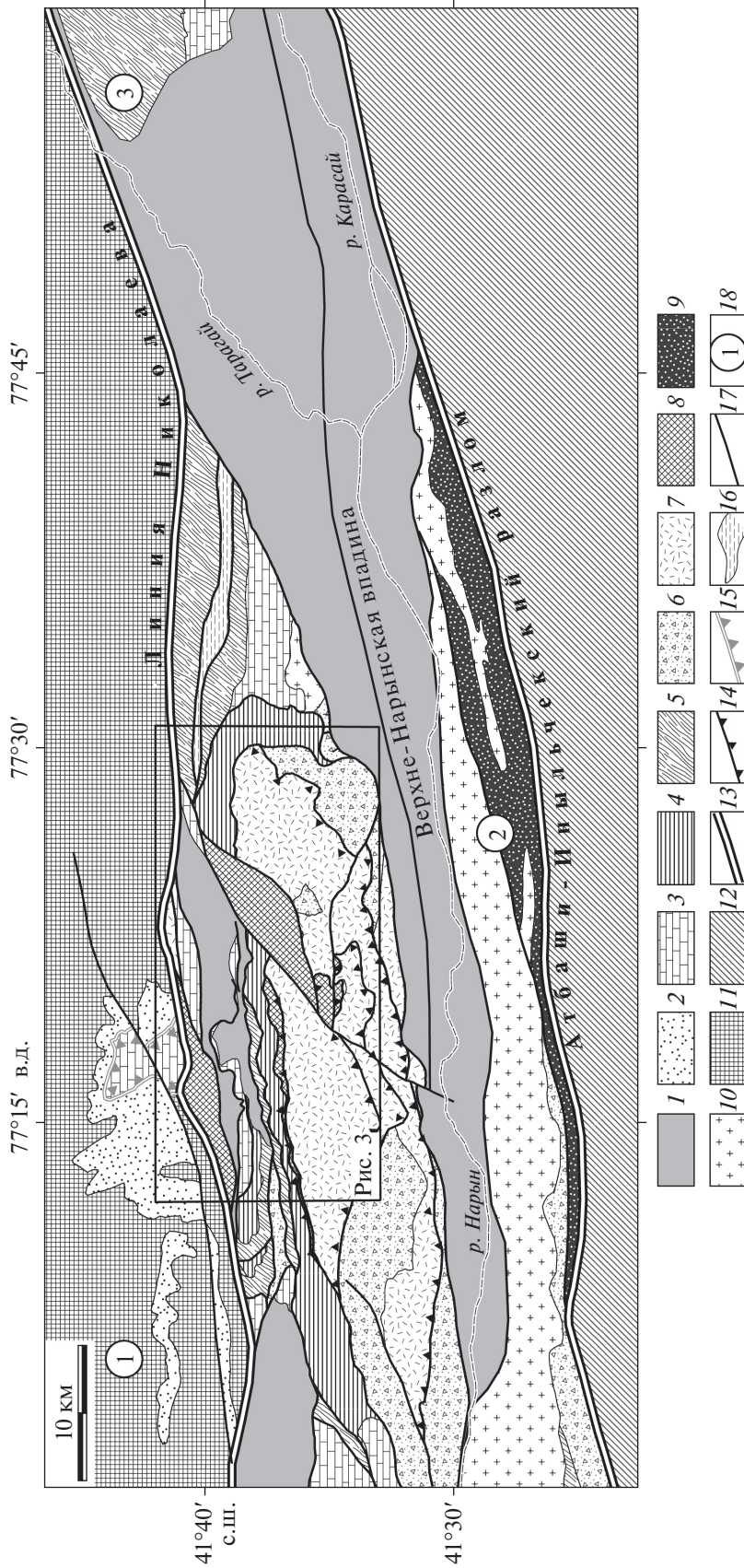


Рис. 2. Схема геологического строения хребта Джетыай и прилегающих территорий (составлена с использованием данных [3, 13, 29] и по полевым наблюдениям авторов).
 1 – кайнозойские отложения; 2 – терригенные среднепалеозойские отложения Сонкуль-Турукского прогиба; 3 – среднепалеозойские отложения карбонатной платформ; 4 – тезская свита, верхний ордовик; 5 – объединенные отложения нижнего кембрия – среднего ордовика; 6 – диамиктиты джетыайской свиты, венд; 7 – вулканоплутонический комплекс Большого Нарына, поздний рифей; 8 – бординская толща, рифей; 9 – метаморфический комплекс Куйлю, ранний протерозой; 10 – среднепалеозойские гранитоиды; 11 – каледониды Северного Тянь-Шаня; 12 – герциниды Южного Тянь-Шаня; 13 – краевые разломы; 14 – раннепалеозойские тектонические покровы; 15 – Кавказский покров; 16 – зона милонитов; 17 – прочие разломы; 18 – смежные хребты:
 1 – Джетыайбель, 2 – Нарын-Тоо, 3 – АкшиЯрак Восточный

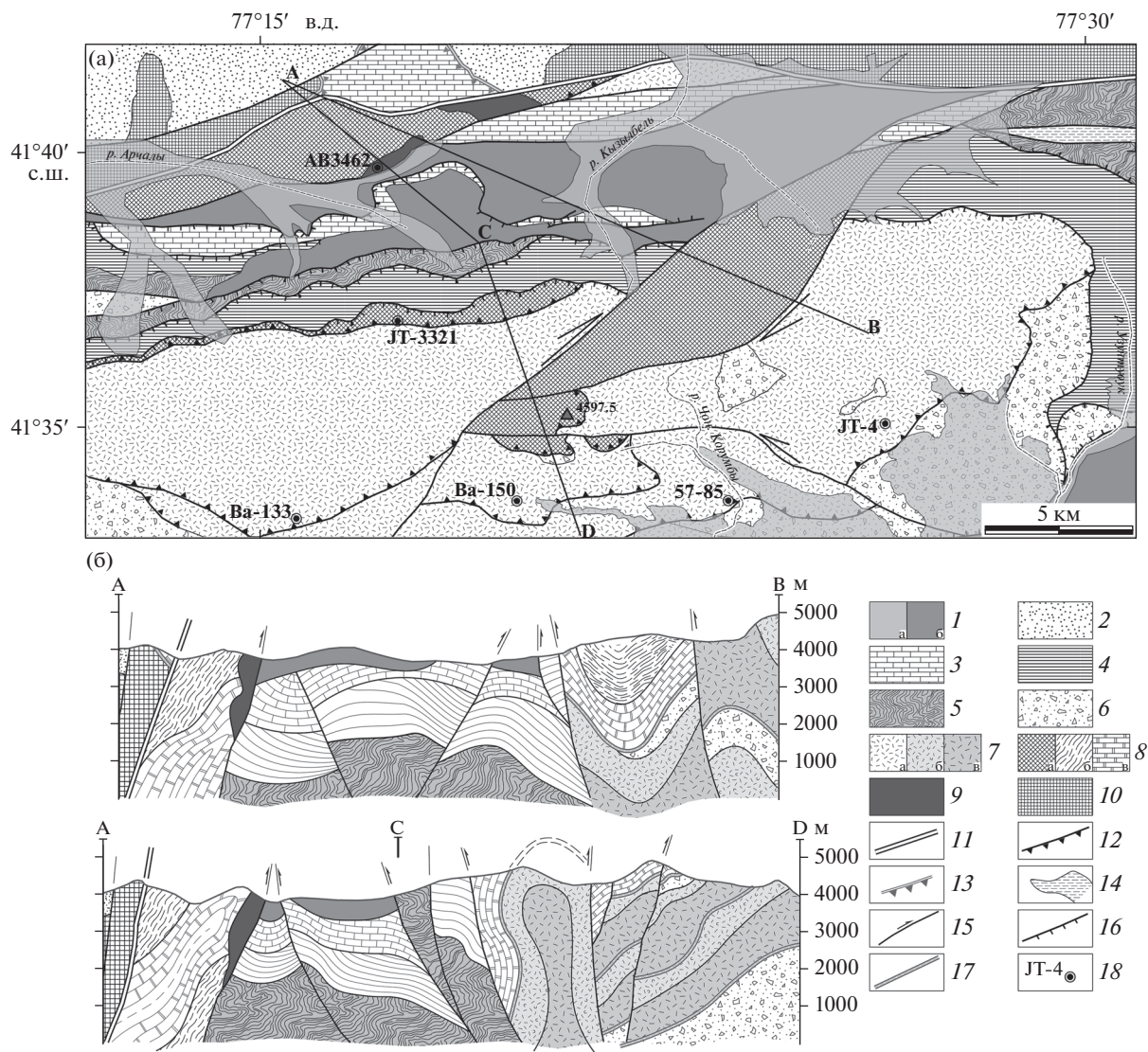


Рис. 3. Схема геологического строения восточной части хребта Джетыым (а) и геологические разрезы (б). 1 – отложения: а – четвертичные, б – неоген-палеогеновые; 2 – терригенные среднепалеозойские отложения Сонкуль-Турукского прогиба; 3 – среднепалеозойские отложения карбонатной платформы; 4 – тезская свита, верхний ордовик; 5 – объединенные отложения нижнего кембрия-среднего ордовика; б – диамиктиты джетыымтауской свиты, венд; 7 – вулcano-плутонический комплекс Большого Нарына, поздний рифей: а – на схеме, б – ингимбриты верхней толщи на разрезах, в – лавы нижней толщи на разрезах; 8 – бординская толща, рифей: а – на схеме, б – аркозовые песчаники, алевролиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы верхней пачки на разрезах, в – мраморы и кварциты нижней пачки на разрезах; 9 – Верхнеарчалинский массив плагиогранитов, проздный рифей; 10 – каледониды Северного Тянь-Шаня; 11 – Линия Николаева; 12 – раннепалеозойские тектонические покровы; 13 – Кавакский покров; 14 – зона милонитов; 15–16 – позднепалеозойские разломы: 15 – сдвиги, 16 – надвиги, взбросо-сдвиги; 17 – основание тектонического покрова (на разрезах); 18 – номер и место отбора геохронологических проб

шующая в обстановке транспрессии. Подобные структуры широко развиты в Тянь-Шане и определены как зоны концентрированной деформации [27, 34]. Система позднепалеозойских взбросо-сдвигов Тянь-Шаня претерпела реактивацию в кайнозое, а движения по ним обусловили формирование системы хребтов и внутригорных впадин без значимой перестройки позднепалеозойского структурного плана [2, 42]. От смежных поднятий хр. Джетыым отделяется внутригорными

впадинами, которые в структурном плане представляют собой рампы [29]:

- Арчалы-Джиналачская на севере,
- Верхне-Нарынская на юге.

СТРУКТУРА ДЖЕТЫМСКОЙ СИНФОРМЫ

В восточной части хребта Джетыымская синформа представляет собой ассиметричную складку (см. рис. 2, рис. 3). Ее северное крыло сложено

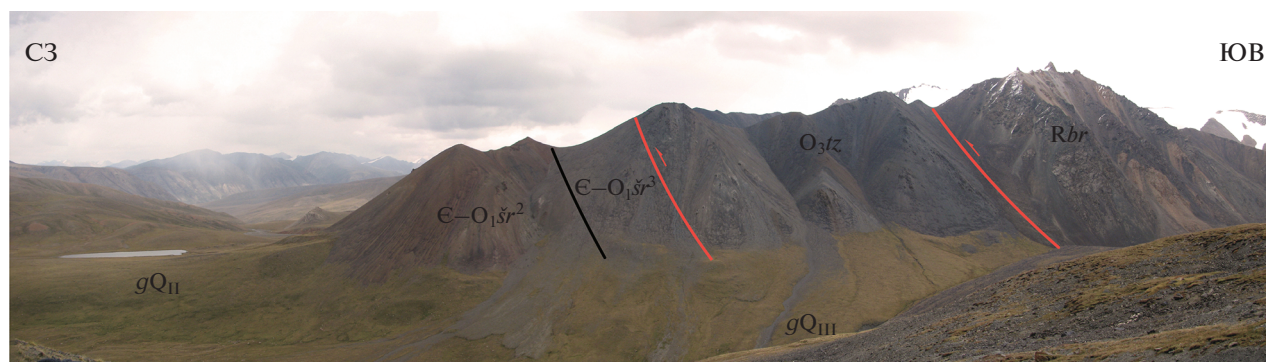


Рис. 4. Северное крыло Джетымской синформы в верховье р. Арчалы.

Обозначены (на фото): gQ_{II} , gQ_{III} – гляциальные отложения среднего и позднего плейстоцена; O_3tz – полимиктовые песчаники тезской свиты, верхний ордовик; $Є-O_1sr^2$ – известняки, $Є-O_1sr^3$ – фтаниты, кремнистые сланцы шорторской серии, кембрий–нижний ордовика; Rbr – мраморы и кварциты бординской толщи, рифей.

ленточными блоками, в которых вскрываются осадочные отложения нижнего и среднего палеозоя, на которые взброшены отложения докембрия. Ограничены они взбросо-сдвигами субширотного простирания (см. рис. 3, б, рис. 4), прослеживающимися к востоку до верховьев руч. Узунтурук, где затем подворачивают к югу, юго-западу фиксируя центриклинальное замыкание складки (см. рис. 3, а). Южное крыло синформы срезано Южно-Джетымтауским альпийским разлом, по которому описываемая структура взброшена на Верхне-Нарынскую внутригорную впадину. В приводораздельной части и на южном склоне хребта ядро синформы сложено наиболее древними отложениями. Здесь вскрываются:

- позднерифейские кислые вулканиты свиты Большого Нарына;
- диамиктиты венда, залегающие на поздне-рифейских кислых вулканитах с несогласием.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДЖЕТЫМСКОЙ СИНОФОРМЫ

С позднерифейскими кислыми эффузивами в разрезе встречаются силлы и секущие тела жерловых фаций, являющиеся комагматами изверженных пород, и, в целом, описываются как вулканоплутонический комплекс Большого Нарына [14, 18, 20, 25, 37]. В пределах Джетымской синформы нижние контакты комплекса Большого Нарына всегда тектонические, но, как западной (хр. Нарын-Тоо, р. Ирису), так и восточной (хр. Акшийряк, р. Куйлю-южная) установлены разрезы, где кислые вулканиты с горизонтом аркоз в основании перекрывают кварциты и мраморы метаморфического комплекса Куйлю и его вероятных аналогов [25, 38].

Вулкано-плутонический комплекс Большого Нарына

В нижней части комплекса Большого Нарына мощностью не менее 1150 м, наряду с резко преобладающими лавами и туфами риолитового и риодацитового состава, присутствуют потоки базальтов и андезитов. Верхняя толща весьма однородна и сложена исключительно игнимбритами, ее видимая мощность не превышает 500 м. Силлы риолит-порфиров и габбро-долеритов локализованные преимущественно в нижней толще или непосредственно на контакте с вышележащими игнимбритами.

На диаграмме TAS эффузивные и субвулканические породы комплекса Большого Нарына группируются вдоль линии раздела щелочной и субщелочной серий (рис. 5). В лавах фиксируется непрерывное распределение пород основного состава к кислым породам. К этому же субщелочному ряду принадлежат силлы риолит-порфиров и габбро-долеритов. Туфы и игнимбриты варьируют от пород среднего состава до кислых с низким содержанием щелочей в измененных разностях. Игнимбриты верхней толщи и силлы риолит-порфиров характеризуются наиболее высоким содержанием SiO_2 и $Na_2O + K_2O$. Они сгруппированы на диаграмме практически в единое поле, что может косвенно свидетельствовать об их комагматичности (см. рис. 5, а).

На диаграмме SiO_2-K_2O (см. рис. 5, б) используются анализы с содержанием SiO_2 в интервале 48 и 75 мас. %. Все лавы принадлежат к известково-щелочной серии, а наиболее кислые из них относятся к высоко калиевой известково-щелочной серии. К высоко калиевой известково-щелочной серии принадлежат также силлы риолит-порфиров. Значительные вариации в содержании калия для гранит-порфиров, по-видимому, обусловлены количеством вкрапленников щелочного полевого шпата. На диаграмме насыщения алюминия

(см. рис. 5, в) нанесены анализы силлов гранит-порфиров с 74–76 мас. % SiO_2 и значениями LOI < 0.77 мас. %. Большая часть фигуративных точек группируются в поле I-типа гранитов.

Мафические породы на диаграмме Пирса свидетельствуют об их принадлежности к внутриплитным базальтам (см. рис. 5, г), а силлы гранит-порфиров на дискриминационной диаграмме $Y + \text{Nb}/\text{Rb}$ находятся в поле внутриплитных гранитов. Таким образом, геохимические характеристики по комплексу Большого Нарына свидетельствуют об их происхождении в обстановке внутриплитного магматизма, что полностью согласуется с региональными реконструкциями для позднего рифея (750–700 млн лет) в Тарим-Тяньшань-Казахстанском регионе, а именно интенсивном проявлении периокеанического континентального рифтогенеза Гондваны [4, 18, 39].

Позднерифейский возраст с интервалом 842–692 млн лет надежно документирован 12 U–Pb датировками, 4 из которых характеризуют изученную нами территорию (см. рис. 3, табл. 1). Отстаивается мнение, что наземный вулканизм Срединного Тянь-Шаня проявлялся дискретно и комплекс Большого Нарына включает как минимум два самостоятельных возрастных уровня: 820 ± 20 млн лет и 700 ± 20 млн лет [17, 18]. В пределах изученной территории новые датировки (см. табл. 1, пробы JT-4, Ва-133, Ва-150) убеждают нас в том, что как для нижних лава, так и силлов гранит-порфиров можно принять среднее значение возраста 725 ± 25 млн лет. В цирконах из пробы Ва-133 наряду с внешними зонами, возраст которых составляет 728 ± 16 млн лет присутствуют ядерные (реликтовые) цирконы с возрастом 849, 2114 и 2598 млн лет [21], что дает основание для альтернативной интерпретации датировок, изложенной в [17, 18]. Приведенные значения для ядерных зон цирконов скорее всего отвечают термическим пикам, связанным с формированием кристаллического цоколя Срединного Тянь-Шаня, в частности, с проявлением мигматитов гранитного состава в метаморфитах комплекса Куйлю, 2330 млн лет и 1850 млн лет по [54], или (2600 млн лет и 1900 млн лет, по [18, 19], а также внедрению гранитоидов сарыджазского комплекса с возрастом 820 ± 20 млн лет [19].

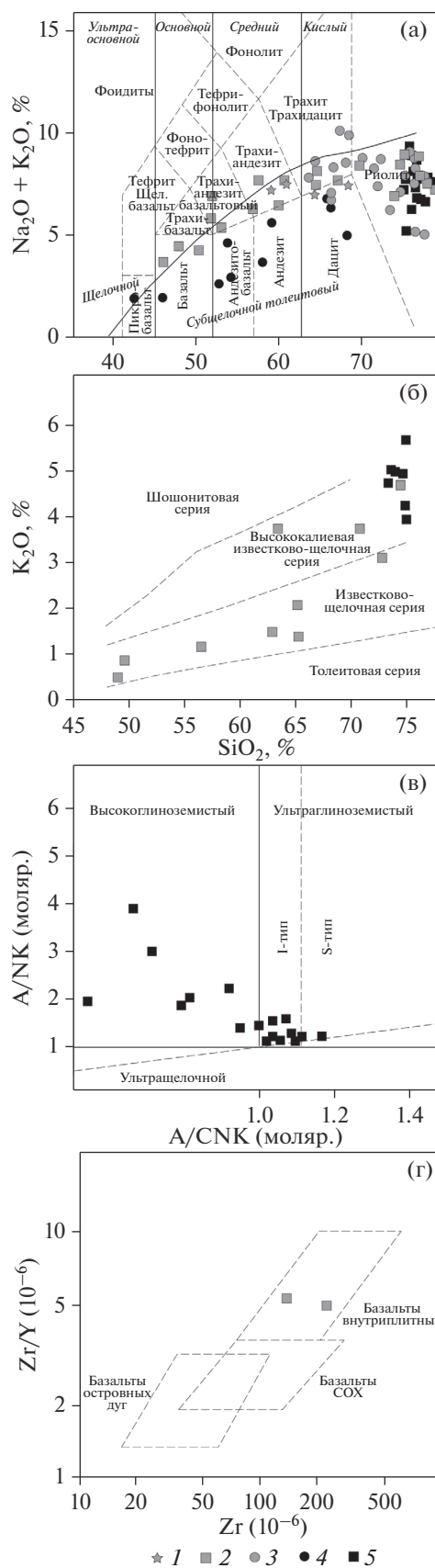


Рис. 5. Положение пород комплекса Большого Нарына на петрохимических диаграммах, по [21]: (а) – на TAS диаграмме, в координатах $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [56]; (б) – положение лав и силлов на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, по [58]; (в) – положение силлов гранит-порфиров на диаграмме $A/\text{CNK-A/}$, по [61]; (г) – положение базальтов на диаграмме Zr-Zr/Y , по [57].
 1 – туфы; 2 – лавы; 3 – игнимбриты; 4 – измененные породы; 5 – силлы риолит-порфиров

Таблица 1. U—Pb датировки докембрийских отложений хребта Джетым и прилегающих территорий.

№ пробы	Ширина	Долгота	Возраст (млн.лет)* U/Pb	Порода	Свита, комплекс	Лаборатория, Метод	Источник
210a	41.49623	76.50879	692	Туф риодацита	Большой Нарын	Институт геологии, Бишкек, Кыргызстан, TIMS	[19]
JT-4	41.56111	77.39139	747 ± 58	Силл риолит-порфира	Большой Нарын	Potsdam, Germany, LA-ICP MS	[21]
210b	41.49623	76.50879	716	Туф риодацита	Большой Нарын	Институт геологии, Бишкек, Кыргызстан, TIMS	[19]
Va-150	41.560391	77.326558	726 ± 2.2	Риолит	Большой Нарын	Prague, Czech Republic, LA-ICP MS	[21]
Va-133	41.553059	77.260576	728 ± 16 (849, 2114, 2598)	Силл риолит-порфира	Большой Нарын	Prague, Czech Republic, LA-ICP MS	[21]
4528	41.79173	78.12271	764	Риолит	Большой Нарын	Институт геологии, Бишкек, Кыргызстан, TIMS	[19]
KG 22	41.49144	76.40936	764 ± 4	Риолит	Большой Нарын	Beijing, China, SHRIMP II	[55]
4029	41.98779	78.41915	791	Субвулканический лейкогранит	Большой Нарын	Институт геологии, Бишкек, Кыргызстан, TIMS	[19]
9-81a	41.51944	77.11342	801	Риодацит	Большой Нарын	Институт геологии, Бишкек, Кыргызстан, TIMS	[19]
57-85	41.56111	77.391389	825 ± 20	Литокластический туф (игнибрит)	Большой Нарын	Институт геологии, Бишкек, Кыргызстан, ТИЭ	[19]
9-81b	41.51944	77.11342	836	Риодацит	Большой Нарын	Институт геологии, Бишкек, Кыргызстан, TIMS	[19]
KG 20	41.45061	76.29925	836	Валун дацита	Джетымтауская	Beijing, China, SHRIMP II	[63]
KG 21	41.44783	76.28778	(629–2345)	Песчаник	Джетымтауская	Mainz, Germany, LA-ICP-MS	[63]
AI-31	41.73667	78.06639	(842) (1866) (2324)	Туфит	Джетымтауская	Chengdu, China, LA-ICP-MS,	[51]
AB3462	41.66134	77.28444	743 ± 7	Плагиогранит	Верхнеарчалинский	ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, SHRIMP II	[19]
JT-3321B	41.61525	77.29000	2082 ± 120; 3175 ± 75 (1866–2373–2520)	Кварцит	Бординская толща	Potsdam, Germany, LA-ICP MS	[19]

Примечание. * – в скобках показан возраст ксенолитных ядер цирконов, а также возрастные кластеры или возрастной интервал по обломочным цирконам.

Джетымтауская свита

Вендская толща диамиктитов, выделенная [22, 23], регулярно изучалась в течение последующих 30 лет [12, 16, 25, 37, 38]. Единственным определяющим признаком джетымтауской свиты является широкое развитие диамиктитов (тиллитов), которые с резким угловым и азимутальным несогласием залегают на отложениях комплекса Большого Нарына. Базальный горизонт джетымтауской свиты, мощностью 25–80 м, сложен мелкообломочными брекчиями и неотсортированными гравийными песчаниками, представленными продуктами разрушения подстилающих вулканитов. Цемент темно-серый до черного, углеродистоглинистый. В подчиненных количествах присутствующую светло-зеленые серицит-хлоритовые и известково-глинистые сланцы. По резкому контакту темно-серые и черные гравийные песчаники сменяются валунными конгломератами. В рассланцованный гравийно-песчано-алевритовый заполнитель зеленовато-серого и темно-серого цвета включены редкие гальки и валуны размером от 5 и до 30–50 см. Изредка встречаются глыбы до 1.5 м по длинной оси. Цементирующая масса глинисто-серицит-хлоритового состава, реже присутствует углистое вещество. Обломочный материал в основном представлен породами из комплекса Большого Нарына, им подчинены кристаллические сланцы, кварциты, известняки и мраморы. Вверх по разрезу, на фоне постепенного преобладания галек карбонатного состава, отмечается уменьшение размерности обломков, резко сокращается количество валунно-глыбового материала. Среди вмещающих пород возрастает роль светлых зеленовато-серых и желтовато-серых известковых песчаников и алевросланцев. Мощность нижней подсвиты колеблется в интервале 700–1200 м.

В основании средней подсвиты залегают горизонт углеродистых сланцев мощностью 250–480 м. Присутствуют прослои песчаников и пудинговых гравелитов, сконцентрированных лишь в средней части горизонта. Западной к этому стратиграфическому уровню приурочены пластовые залежи магнетит-гематитовых руд [12]. Верхняя часть подсвиты, мощностью 200–280 м, сложена светло-серыми тонкоплитчатыми кварц-серицит-хлоритовыми филлитами, включающими прослои мелкозернистых песчаников и тонко-слоистых глинистых известняков.

Верхнеджетымтауская подсвита залегают по резкому, но согласному, контакту и представлена полимиктовыми валунно-галечными конгломератами массивного сложения, в которых породы составляют, по [25]:

- 15–20% валуны,
- 20–30% гальки, погруженные в гравийно-песчано-алевролитовый матрикс.

Цементирующая масса представлена глинисто-хлорит-серицитовым материалом. Состав обломков описываемых отложений подобный нижней подсвите, и только в верхах разреза преобладают обломки среднезернистых розовых, розовато-серых гранитов. Отличительной особенностью данного подразделения является присутствие олистоплака темно-зеленых трахибазальтов с шаровой отдельностью, облекаемых гравелитами из дезинтегрированного вулканомиктового материала, закартированных Б.В. Семеновым и М.П. Христовой в 1985 г. в междуречье Чон Модобаша и Корумды [11]. Мощность этого горизонта составляет 100–150 м и протяженность составляет не менее 4.5 км. На востоке региона исследования, в бассейне руч. Узунтурук, на данном стратиграфическом уровне среди полимиктовых диамиктитов закартировано несколько горизонтов калькаренитов протяженностью 0.7–2 км и олистоплак серпентинизированных гарцбургитов размером 550 × 150 м, описанный ранее как Узунтурукский интрузивный массив [9]. К юго-юго-западу от основного тела гарцбургитов среди джетымтауских диамиктитов выявлена серия олистолитов серпентинитового состава мощностью в первые десятки метров (рис. 6). Мощность верхней подсвиты составляет 550–600 м.

В подтверждение вендского возраста джетымтауской свиты приводились многочисленные списки микрофитоцитов [23, 24], ревизию которых провел Л.Е. Попов (публикуется с его разрешения) из Национального музея Кардиффа (Уэльс, Великобритания). По его заключению, микрофитоциты являются следами жизнедеятельности цианобактерий и не могут быть использованы при оценке возраста вмещающих пород. И все же, стратиграфическое налегание димиктитов на позднерифейские вулканиты комплекса Большого Нарына, присутствие в песчаниках джетымтауской свиты обломочных цирконов с возрастом 629 млн лет (см. табл. 1, проба KG 21) и стратиграфическое налегание на диамиктиovém комплексе кремнисто-карбонатных отложений шортурской серии кембрия [16, 25, 37] свидетельствуют о вендском возрасте джетымтауской свиты.

Строение ядра Джетымской синформы

Комплекс Большого Нарына и стратиграфически перекрывающие его диамиктиты джетымтауской свиты несколько раз повторяются в строении южного склона хребта Джетым. Тектонические пластины разделены зонами милонитов и сопряженных с ними порфирамидами, мощность которых колеблется от 7–10 и до 50 м. Нижнюю единицу мы условно относим к автохтону, а вышележащие к параавтохтонному комплексу.

Автохтонный структурный комплекс. Основное поле его развития находится южнее изученной территории, и вскрывается в хр. Нарын-Тоо (см.



Рис. 6. Олистолит серпентинитов среди диамиктитов джетымтауской свиты ($Vdž_3$). На дальнем плане – выходы вулканитов копмлекса Большого Нарына, ($R_3 bn_1$)

рис. 2). В приводораздельной части хребта, по данным [3], развиты поля мигматитов, амфиболитов, кварц-сланцев, мраморов и кварцитов метаморфического комплекса Куйлю, что подтверждается нашими наблюдениями вдоль северного склона хр. Нарын-Тоо в междуречье Каракол-Коштерек. В подножье южного склона хребта Джетым вскрываются вулканиты комплекса Большого Нарына и перекрывающие их диамиктиты джетымтауской свиты, которые скорее всего принадлежат автохтонному комплексу, поскольку они характеризуются простым моноклинальным залеганием и практически не деформированы, по сравнению с залегающим выше одновозрастными отложениями параавтохтонного комплекса.

Параавтохтонный структурный комплекс. В его составе мы выделили две тектонические пластины, сложенные вулканитами Большого Нарына и стратиграфически перекрывающими их отложениями джетымтауской свиты. От автохтона они отличаются не только развитием милонитов в основании тектонического покрова (рис. 7), но и формированием опрокинутых складок в его фронтальной части. Исследователи данного региона и ранее отмечали несколько уровней вулканитов и разделяющих их стратифицированных отложений в разрезах докембрия Срединного Тянь-Шаня [15, 17, 18, 37, 38], но пропущенные (не диагностированные) зоны тектонитов в изученных разрезах привели к созданию громоздких схем стра-

тиграфии, которые к тому же оказались несопоставимыми между собой.

Аллохтонный структурный комплекс. Данный комплекс развит в приводораздельной части хребта Джетым, где сложен бординской толщей. В подошве тектонического покрова, выходящей на поверхность в верховье р. Чон-Корумды (см. рис. 3, а, высотная отметка 4597.5 м), присутствуют порфиroidы и горизонт тонкополосчатых милонитов мощностью 50–80 м, состоящих из тонкочешуйчатого серицит-хлорит-сланцевого агрегата. Но и вышележащий карбонатный массив, общей мощностью до 250 м, тоже нельзя назвать стратифицированной толщей. Мраморы и доломиты смяты здесь в интенсивные дисгармоничные складки, а по многочисленным субпараллельным сколам карбонатный массив разбит на серию чешуй (рис. 8).

Прослой кварцитов интенсивно будинированы и образуют горизонты псевдоконгломератов в карбонатном заполнителе. Чонкорумдинский покров, полого погружающийся к северу, разбит на отдельные фрагменты позднепалеозойскими взбросо-сдвигами. В подножье хр. Джетымбель вскрывается северный сегмент покрова, где он надвинут на вулканиты комплекса Большого Нарына. Он представлен интенсивно дислоцированными мраморами, доломитами, кварцитами и глинисто-серицитовыми сланцами, смятыми

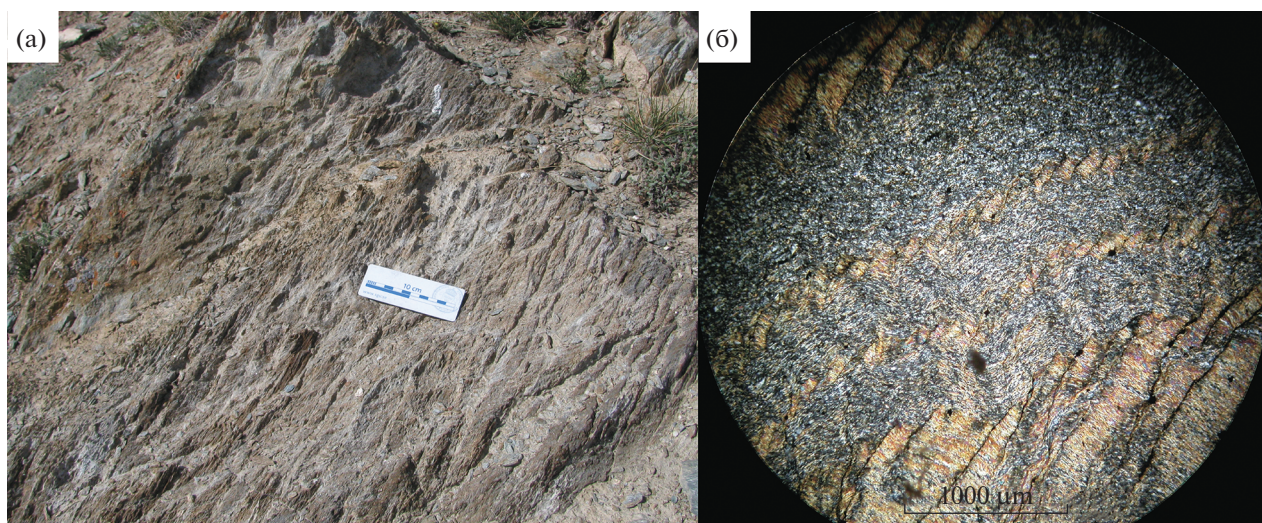


Рис. 7. Обнажение милонитов в основании нижней пластины параавтохтонного комплекса, урочище Эгизкель ($41^{\circ}31'49''$; $77^{\circ}17'12''$).



Рис. 8. Чонкорумдинский тектонический покров в районе высотной отметки 4597.5 м. (а) – вид на северо-запад с долины р. Чон Корумды; (б) – ассиметричные складки простого сдвига в мраморах бординской толщи.

в опрокинутую к югу изоклиральную складку (см. рис. 3, а, б).

В верховье правого составляющего р. Кызылбел вскрываются верхние горизонты аллохтона, где сохранилась ненарушенная последовательность напластования бординской толщи.

Нижняя часть разреза сложена тонкополосчатыми (0.5–2 см) мраморами и мраморированными известняками темно-серыми или светлыми, с

желтоватым оттенком. Довольно часто в них проявляется мелкая дисгармоничная складчатость. Карбонатным породам подчинены горизонты полосчатых (3–7 см) серых и светло-серых тонкозернистых кварцитов, мощностью от 2 и до 10 м. Видимая мощность нижней пачки 500–550 м.

В верхней пачке, по резкому, но согласно контакту залегают зеленовато-серые, буровато-серые аркозовые песчаники и алевролиты, находя-

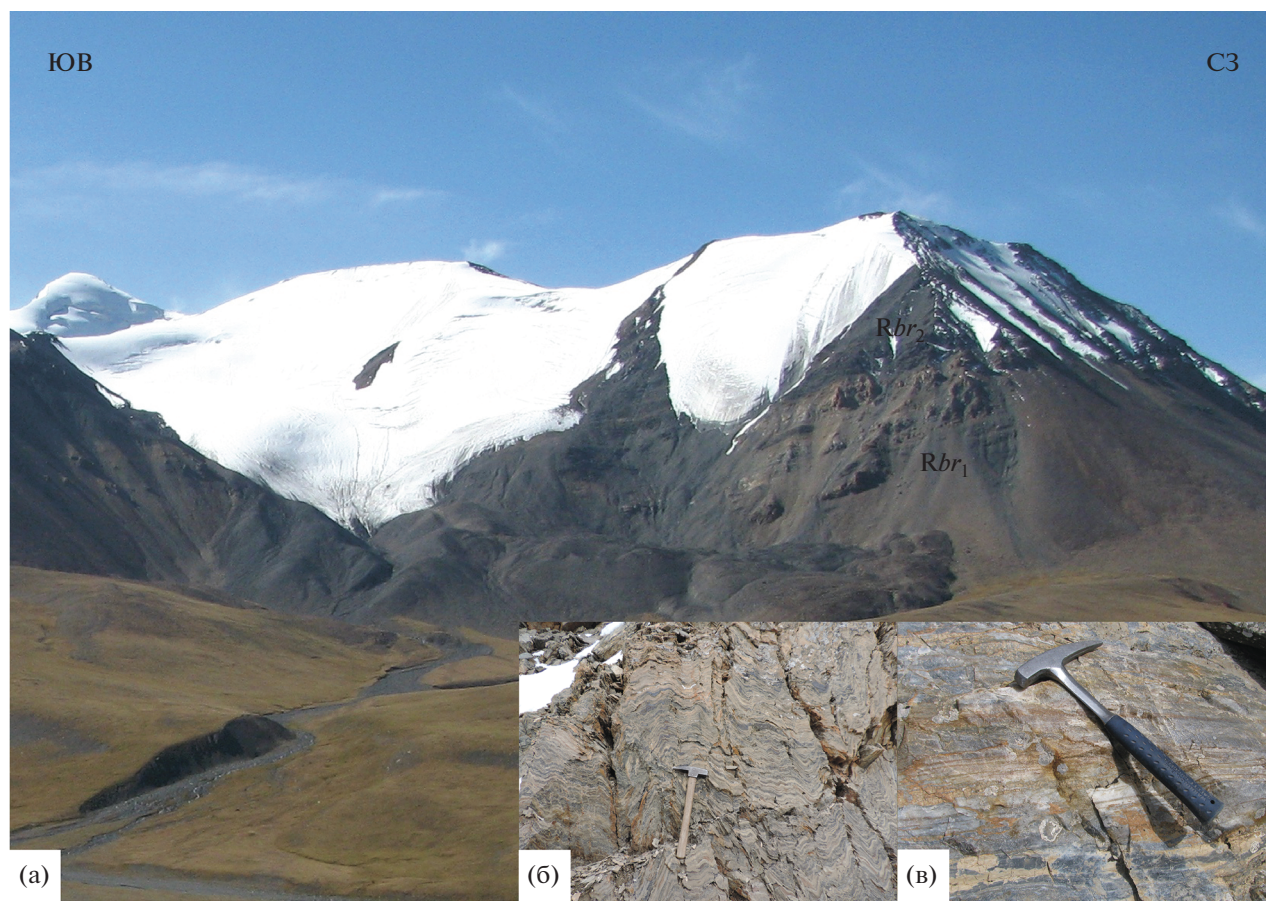


Рис. 9. Ненарушенный разрез бординской толщи по левому борту правого составляющего р. Кызылбелъ. Rbr_1 – нижняя пачка, Rbr_2 – верхняя пачка (а); мраморы (б) и кварциты (в) из нижней пачки бординской толщи.

щиеся в тонком переслаивании с кварц-серицит-хлоритовыми сланцами (рис. 9). Среди них иногда присутствуют горизонты светлых кварцевых песчаников и тонкослоистых серо-зеленых мраморированных известняков мощностью 15–30 м. Суммарная мощность верхней пачки не превышает 700 м.

Датирование обломочных цирконов из кварцитов бординской толщи свидетельствует о том, что они характеризуют несколько возрастных пиков со значением 1866, 2082, 2520, 2373 и 3175 млн лет, цирконы из прорывающей их Верхнеарчалинской интрузии плагиогранитов имеют возраст 743 ± 7 млн лет [21] (см. табл. 1). Эти данные свидетельствуют о ранне-среднерифейском возрасте бординской толщи.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Доказанное аллохтонное положение бординской толщи и отсутствие аналогичных отложений в докембрийском разрезе Срединного Тянь-Шаня с неизбежностью предполагает поиск материнских массивов или корневой зоны Чонкорумдинского покрова.

Приведенные данные не исключают принадлежность бординской толщи к Бурханской зоне. Подобно южному склону хр. Джетымбель (см. рис. 2), в пределах этой зоны по левому берегу р. Каракуджур находится покров терригенно-карбонатных отложений рифея на рифтогенном комплексе, сложенном черносланцевой и антидромной риолит-базальтовой вулканической серией с возрастом 1373–1189 млн лет, по данным U–Pb датирования [31, 53]. Аллохтонная и параавтохтонная единицы прорываются плагиогранитами с возрастом 626–611 млн лет [31].

Карбонатные массивы, подобные бординской толще, вскрываются также вдоль Линии Николаева в Восточном Присонкулье. В пределах данного сегмента граница между комплексами Северного и Срединного Тянь-Шаня проводится по Южно-Сонкульскому левому сдвигу [30] (рис. 10), амплитуда перемещения по которому составляет не менее 60 км и фиксируется по смещению Сонкульской интрузии позднепалеозойских гранитов [2]. Данная интрузия локализована в пределах антиформной складки, в крыльях которой сохраняются фрагменты Кавакского покрова, при этом в тектоническом окне прослеживаются от-

ложения Сонкуль-Турукского прогиба и подстилающие их докембрийские и, что возможно, раннепалеозойские комплексы. Таким образом, фрагменты Кавакского покрова и сложно устроенного автохтона вскрываются как в северном, так и в южном крыле Южно-Сонкульского сдвига (см. рис. 10).

Нижним, и очевидно, наиболее древним элементом автохтона является малонарынский (кичинарынский) метаморфический комплекс. Прорывающие его дайки альбититов имеют возраст 1101 ± 13 млн лет (датировка по цирконам, SHRIMP II) [53]. В приустьевой части руч. Бугултор, правого притока р. Кичи-Нарын, на кристаллические сланцы и амфиболиты надвинута бугулторская толща мраморизованных известняков. В основании надвига присутствует меланж мощностью до 50 м, представляющий собой тектонизированную карбонатную массу с валунами кристаллических сланцев. Метаморфиты и мраморизованные известняки с размывом и угловым несогласием перекрываются олистоострововой толщей мощностью от 150 до 400 м, обломочный материал в которой представлен брекчиями, валунами и глыбами из подстилающих пород. Комплекс фораминифер от верхнего турне до верхнего визе включительно свидетельствует, что этот стратиграфический уровень принадлежит нижней части Сонкуль-Турукского прогиба [30].

Наиболее полный разрез бугулторской толщи, мощностью до 1000 м, установлен по долине р. Чон Кашкасу (см. рис. 10, уч. 1). Ее слагают пелитоморфные или тонкозернистые известняки светло-серого цвета, часто метаморфизованные

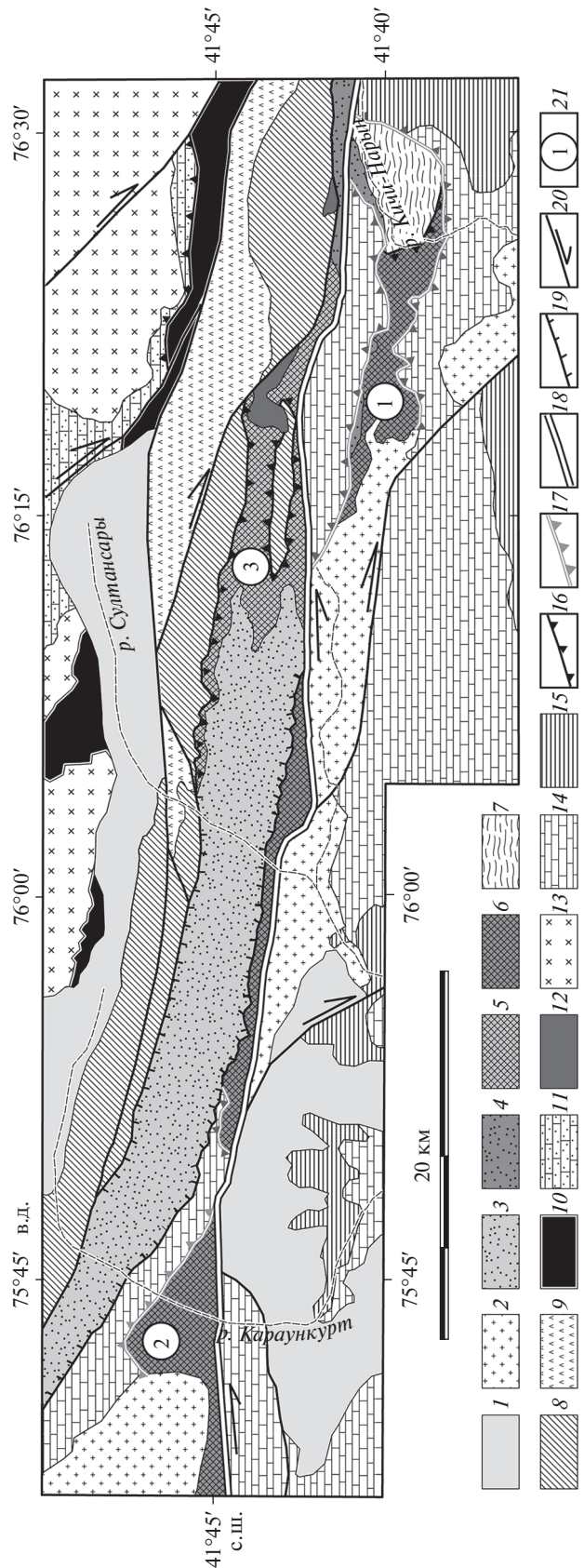


Рис. 10. Схема геологического строения “Линии Николаева” в Восточном Присонкулье.

1 – неоген-палеогеновые отложения; 2 – позднепалеозойские гранитоиды; 3–4 – среднепалеозойские наложенные прогибы Северного Тянь-Шаня: 3 – красноцветные континентальные отложения Джумгалского прогиба, 4 – сероцветные морские отложения Сонкуль-Турукского прогиба; 5–12 – докембрийские и раннепалеозойские комплексы Северного Тянь-Шаня: 5–7 – отложения Каратау-Талаского террейна: 5 – карагырская свита, кембрий-средний ордовик, 6 – бугулторская серия, поздний рифей, 7 – кичинарынский метаморфический комплекс, средний рифей; 8–10 – Киргизско-Терскайская зона: 8 – турбидиты раннего-среднего ордовика, 9 – Султансаринская океаническая дуга, ранний кембрий, 10 – задуговые офиолиты, кембрий-ранний ордовик; 11 – Бурханская зона, сокуташская толща, поздний кембрий-ранний ордовик; 12 – силурийские лейкократовые граниты; 13 – средне-позднеордовиковские гранитные комплексы; 14–15 – Срединный Тянь-Шань: 14 – среднепалеозойские отложения карбонатной платформы; 15 – отложения верхнего ордовика; 16 – раннепалеозойские тектонические покровы; 17 – Кавакский покров; 18 – Южно-Сонкульский сдвиг (Линия Николаева); 19–20 – позднепалеозойские разломы, частично реактивированные в кайнозое: 19 – надвиги и взбросы, 20 – сдвиги; 21 – участки и разрезы

до среднезернистых разностей. Реже присутствуют известняки темно-серого и кремового цвета, и тогда толща приобретает грубослоистый облик. Среди темно-серых известняков иногда встречаются комковатые водорослевые разности. Очень редко присутствующую линзы и желваки серых кремней, мощностью до 5–7 см [30].

В северном крыле Южно-Сонкульского сдвига, в бассейне р. Караункурт (см. рис. 10, уч. 2), Л.Н. Орлов описал нижние горизонты данного стратона, для которых, несмотря на полное отсутствие органических остатков, предполагался раннекаменноугольный возраст [11]. В видимом основании вскрывается толща тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и известняков с горизонтами внутрiformационных полимиктовых и известковых конгломератов мощностью до 1500 м, выделенная в бучукскую свиту. Разрез надстраивают переслаивающиеся (0.5–3 м) тонкозернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и филлиты темно-серых, серо-зеленых, реже лиловых оттенков, выделенные в ичесуйскую свиту, мощностью 300 м. Завершают разрез мраморированные известняки сарыайрыкской свиты мощностью до 400 м [11]. По набору пород и строению разреза сарыайрыкская свита полностью идентична бугулторской толще, вскрывающейся в южном крыле Южно-Сонкульского сдвига. В дальнейшем разрез, вскрывающийся в обоих крыльях Южно-Сонкульского сдвига, мы рассматриваем как единую (бугулторскую) серию.

Близкая последовательность напластования установлена Ф.Х. Апяровым в 1998г. (Северо-Киргизская геологическая экспедиция, Кыргызстан) (публикуется с его разрешения) в пределах Каратау-Таласского террейна для нижней части Кумыштагского типа разреза (кичитубейская, коргоншаныкская и алмасайская свиты), но в отличие от бугулторской серии, здесь в известняках коргоншалыкской свиты определены многочисленные строматолиты позднего рифея [11].

Верхи Кумыштагского разреза представлены известняками бешташской свиты кембрий-среднеордовикского возраста [11]. Ее аналог также узнается в Восточном Присонкульне, описанный как карагырская свита [32]. В приводораздельной части хр. Капка-Таш, на турбидитах нижне-среднего ордовика Киргизско-Терской зоны, с толщей тонкополосчатых милонитов в основании (250–300 м), вскрывается карбонатный разрез кембрия–среднего ордовика (см. рис. 10, уч. 3). Нижняя часть разреза, мощностью 590 м, сложена тонкополосчатыми известняками белых, кремово-желтых, розовых и светло-зеленых оттенков, переслаивающихся с пестроцветными глинистыми сланцами и филлитами. В строении верхней подсвиты, мощностью в 450 м, попеременно чередуются пакеты:

- сложенные массивными белыми и светло-коричневыми доломитизированными известняками, включающими прослойки сфероидальных водорослевых известняков;
- имеющие грубослоистое чередование красно-бурых известковых алевролитов и серых, розовых известняков, включающих пластовые строматолиты;
- имеющие тонкослоистое переслаивание розовых, лиловых и белых известняков с желваками и линзами кремней;
- имеющие тонкослоистое переслаивание бордово-красных, лиловых, зеленых алевролитов, филлитов и карбонат-глинистых сланцев.

Разрез охарактеризован радиоляриями, акридархами и трубками червей кембро-ордовика и беззамковыми брахиоподами нижне-среднего ордовика [32].

По южному склону хр. Капка-Таш карбонатные отложения Карагырского тектонического покрова и слагающие автохтон турбидиты ранне-среднего ордовика прорываются массивом силурийских лейкократовых гранитов с К–Аг возрастом по биотиту 420 ± 20 млн лет [32]. Следовательно, шарьирование покрова приходится на поздний ордовик.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования подтверждают, что аллохтонный комплекс хр. Джетым, представленный бординской толщей, является элементом Каратау-Таласского террейна. До настоящего времени отложения последнего надежно прослеживались до 74° в.ш. Мы считаем, что аналоги Кумыштагского разреза данного террейна прослеживаются еще на 300 км далее к востоку, занимая пространство между комплексами Киргизско-Терской зоны Северного Тянь-Шаня и Средним Тянь-Шанем. Предположительно на коллизионной стадии отложения Кумыштагского разреза были шарьированы как на отложение Северного Тянь-Шаня (Карагырский покров), так и на Средний Тянь-Шань (Чонкорумдинский покров). Проведенные геохронологические исследования подтверждают, что бординская толща является самым древним элементом не только Кумыштагского разреза, но и Каратау-Таласского террейна в целом. Наиболее молодой пик значений U–Pb датировок для обломочных цирконов из бординской толщи составляет 1866 млн лет. Прорывается бординская толща плагиогранитами с возрастом 743 ± 7 млн лет (см. табл. 1), тогда как для терригенных разрезов Каратау-Таласского террейна возраст обломочных цирконов в основном находится в интервале 810–820 млн лет, в единичных зернах фиксируется возраст в интервале 769–777 млн лет [45, 46].

В результате проведенных нами исследований получены данные о составе, геохимических характеристиках, U–Pb датировках и строении Срединно-Тяньшанских комплексов:

1. Наблюдаемая структура Джетымского хребта, представляющая собой синформную складку, окончательно сформировалась на позднепалеозойском этапе вследствие проявления левосторонних сдвиговых смещений. Система позднепалеозойских взбросо-сдвигов претерпела реактивацию в кайнозое. Движения по ним обусловили формирование морфологически выраженных хребтов и обрамляющих их внутригорных впадин.

2. Сакский океан заложен в позднем рифее, и все субдукционные и аккреционные события кембрия и раннего-среднего ордовика происходили исключительно на границе с Северо-Тяньшанским микроконтинентом. Присутствие олистолитов и олистоплак, серпентинизированных гарцбургитов и подушечных базальтов в верхних горизонтах диамиктитов джетымтауской свиты дает основание полагать, что в венде проявились сжатие и обдукция океанических комплексов на пассивную окраину Срединного Тянь-Шаня.

3. Позднерифейский возраст вулканоплутонического комплекса Большого Нарына варьирует в интервале 842–692 млн лет. В полученном спектре возрастов фиксируется два максимума дискретного проявления наземного вулканизма на уровне 820 ± 20 млн лет и 700 ± 20 млн лет [17, 18]. На основании новых датировок в пределах изученной территории мы полагаем, что среднее значение возраста вулканитов комплекса Большого Нарына составляет 725 ± 25 млн лет, а более древние значения обусловлены тем, что в предыдущие годы методом TIMS анализировались большие навески цирконов (до 250 мг), в зернах которых могли присутствовать реликтовые ядерные зоны с возрастом от 849 до 2598 млн лет.

4. Согласно межрегиональным исследованиям, изученный регион в интервале 750–700 млн лет принадлежал к зоне периокеанического континентального рифтогенеза Гондваны [4, 39]. Полученные нами новые данные по геохимической характеристике вулканитов комплекса Большого Нарына свидетельствуют, что процессы рифтогенеза протекали исключительно в обстановке внутриплитного магматизма.

Благодарности. Мы искренне признательны Л.Е. Попову (Национальный музей Кардиффа, Уэльс, Великобритания) за ревизию списков органических остатков в вендских отложениях Срединного Тянь-Шаня, а также благодарны Эдварду Собелю и Баянсулуу Тербишалиевой (Потсдамский университет, Германия), Лесе Кметь (Кыргызский государственный университет геологии, горного дела и освоения природных ресурсов им. академика У. Асаналиева, г. Бишкек, Кыргызстан), принявших участие в петрографи-

ческих, геохимических и геохронологических исследованиях вулканитов Большого Нарына хребта Джетым на Тянь-Шане в Кыргызстане.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азербайев Н.А.* Каледонский циклокомплекс в отложениях венда–раннего палеозоя Ишим-Крататауской структурно-формационной зоны (Казахстан) // Литология и полезн. ископаемые. 2001. № 1. С. 16–25.
2. *Баженев М.Л., Миколайчук А.В.* Формирование структуры Центральной Азии к северу от Тибета: синтез палеомагнитных и геологических данных // Геотектоника. 2004. № 5. С. 68–84.
3. *Бакиров А.Б., Киселев В.В., Королев В.Г.* Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарын-Тоо // Мат-лы по геологии Тянь-Шаня Фрунзе: АН Кирг. ССР, 1961. Вып. 1. С. 23–41.
4. *Бакиров А.Б., Максумова Р.А.* Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 41. № 10. С. 1435–1443.
5. *Бакиров А.Б., Сакиев К.С., Оросбаев Р.Т., Тогомбаева А.А., Бакиров А.А.* Сакский протерозойско-раннепалеозойский палеоокеан в Северном Тянь-Шане // Изв. НАН КР. 2019. № 3. С. 24–33.
6. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб: СПбГУ, 1996. 190 с.
7. *Бискэ Ю.С.* Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестн. СПбГУ. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.
8. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
9. Геологическая карта Кыргызской Республики. Масштаб 1 : 500000 / Б.Т. Турсунгазиев, О.В. Петров (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ. 2008.
10. *Гесь М.Д.* Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: НАН КР, 2008. 159 с.
11. *Дженчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В., Гетман О.Ф., Максумова Р.А., Неевин А.В., Ногаева Л.П., Риненберг Р.Е.* Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: КРСУ, 2015. 338 с.
12. *Джолдошев Б.* Стратиграфическое расчленение свиты Джетым-Тоо в пределах Джетымского железорудного месторождения (Тянь-Шань). В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии / М.М. Адышев (ред.). Фрунзе: АН Кирг. ССР, 1964. С. 23–32.
13. *Джумалиев Т., Королев В.Г., Криволицкая В.Н., Рябоконт С.А.* Нижнекаменноугольные отложения в верховьях р. Малый Нарын / Мат-лы по геологии Тянь-Шаня Фрунзе: Изд. АН Кирг. ССР, 1961. Вып. 1. С. 77–102.
14. *Додонова Т.А., Горецкая Е.Н., Лесков С.А.* Магматизм. Эффузивные формации / Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. М.: Недра, 1972. Кн. 2. С. 7–53.

15. Докембрий Средней Азии / Ф.П. Митрофанов (ред.). Л.: Наука, 1982. 164 с.
16. Жуков Ю.В. Кембрийские отложения реки Нарын и их рудоносность. Фрунзе: Госгеолтехиздат, 1960. (Тр. управл. геологии и охраны недр при Совмине Киргизской ССР). Т. I. С. 20–25.
17. Киселев В.В. Протерозойские рифтогенные комплексы (порфиroidы и тиллоиды) / В кн.: Тектоническая эволюция и строение земной коры Тянь-Шаня и сопредельных областей Центральноазиатского складчатого пояса / А.Б. Бакиров (ред.). Бишкек: НАН КР, 2009. С. 123–129.
18. Киселев В.В. Изотопно-геохронологическое обоснование возраста комплексов. В кн.: Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан) / А.Б. Бакиров, Н.Т. Пак (ред.). Бишкек: Илим, 2014. С. 228–258.
19. Киселев В.В., Анаяров Ф.Х., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Н., Лукашова Е.М. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Тянь-Шаня. В кн.: Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса / И.К. Казаков (ред.). СПб.: Наука, 1993. С. 99–115.
20. Киселев В.В., Королев В.Г. Позднедокембрийские вулканогенные формации Тянь-Шаня. В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя северной Киргизии / В.Г. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1967. С. 3–30.
21. Кметь Л.В., Тербишалиева Б., Собел Э., Сейитказиев Н., Миколайчук А.В. Редкоземельная геохимия и U–Pb датировки докембрийских отложений восточной части хребта Джетым (Срединный Тянь-Шань) // Изв. КГТУ. 2019. № 50. С. 108–126.
22. Королев В.Г. Возраст “свиты Арчалы” в хр. Джетымтау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны / М.М. Адышев (ред.). Фрунзе: АН Кирг.ССР, 1957. (Тр. ИГ АН Кирг ССР. 1957. Вып. IX. С. 5–44).
23. Королев В.Г. Стратиграфия. Докембрий / Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. М.: Недра, 1972. Кн. 1. С. 38–73.
24. Королев В.Г., Киселев В.В., Максумова Р.А. Основные черты палеозойской тектоники Северного и Срединного Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР. В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня / И.Е. Губин, С.А. Захаров (ред.). М.: Наука, 1983. С. 55–60.
25. Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 190 с.
26. Королев В.Г., Мисюс П.П. Типы разрезов нижнего палеозоя в восточной части Тянь-Шаня // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1965. Т. XL. № 2. С. 73–87.
27. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 693–720.
28. Ломизе М.Г. Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (“Линия Николаева” — 60 лет спустя) // Вестн. МГУ. 1994. № 1. Сер. 4. Геол. С. 48–64.
29. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
30. Миколайчук А.В., Котов В.В., Кузиков С.И. Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына, и проблема границы Северного и Срединного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1995. № 2. С. 75–85.
31. 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.
32. Миколайчук А.В., Мамбетов А.М. Отложения нижнего палеозоя в структуре хребта Капка-Таш (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 575–584.
33. Мисюс П.П. Брахиоподы ордовика Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1986. 254 с.
34. Морозов Ю.А., Гентнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы / В.Н. Шолпо (ред.). М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
35. Невин А.В., Бискэ Г.С., Невин И.А. Стратиграфия нижнего палеозоя Сырдарьинского континентального массива в восточной части Срединного Тянь-Шаня в связи с вопросами палеогеографии и геодинамики // Вестн. СПбГУ. 2011. Сер. 7. Вып. 2. С. 21–36.
36. Николаев В.А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня // Зап. Всерос. мин. общ.-ва. 1933. № 2. С. 347–354.
37. Сагындыков К.С., Судоргин А.А. Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 215 с.
38. Сагындыков К.С., Судоргин А.А., Апышев Т.А. Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия хребта Акшийрак / Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. А.Б. Бакиров (ред.). Фрунзе: Илим, 1988. С. 84–99.
39. Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозой Казахстана // Литосфера. 2019. Т. 19. № 3. С. 347–371.
40. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. / К.О. Осмонбетов, В.И. Кнауф (ред.), В.И. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 1. 371 с.
41. Тектоническая карта Киргизской ССР. Масштаб 1 : 500000 / Ю.В. Жуков, В.И. Кнауф, В.Г. Королев, Г.С. Поршняков (ред.). М.: Мингео СССР (Киргизск. производств. объедин. по геологоразвед. работам), 1988. 6 лист.
42. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-Четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.

43. *Христов Е.В.* К особенностям строения и развития “Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня” на герцинском этапе // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 4. С. 895–897.
44. *Христов Е.В.* Структурно-фациальные соотношения среднего и верхнего палеозоя в зоне “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня” в хр. Молдо-Тау. Дис. ... к. г.-м. н. Львов: ЛГУ, 1971. 210 с.
45. *Худoley А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф.* Новые данные о возрастах обломочных цирконов из кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау (Южный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 479. № 2. 179–182.
46. *Худoley А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э.* Новые данные о возрасте обломочных цирконов из терригенных толщ хребта Таласский Алатау (Кыргызстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану) / Мат-лы научного совещания 16–19 октября 2018 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск. 2018. Вып.16. С. 272–274.
47. *Alexeiev D.V., Cook H.E., Djenchuraeva A.V., Mikolaichuk A.V.* The stratigraphic, sedimentological and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian. In: Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range / E.R. Sobel, M.-F. Brunet, T. McCan (eds.) // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2017. Vol. 427. P. 231–269.
48. *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 Research. 2019. Vol. 66. P. 93–115.
49. *Bazhenov M.L., Burtman V.S., Dvorova A.V.* Permian paleomagnetism of the Tien Shan fold belt. Central Asia: the succession and style of tectonic deformation // Tectonophysics. 1999. Vol. 312. P. 303–329.
50. *Danelian T., Popov L.E., Tolmacheva T.Yu., Pour M.G., Neyevin A.V. and Mikolaichuk A. V.* Ordovician radiolaria and conodonts from the peri-Gondwanan Karatau-microplate (Sarydzhas, eastern Kyrgyzstan) // Geobios 2011. Vol. 44. P. 44587–599.
51. *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A.* Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi–Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation–propagation // Tectonics. 2011. Vol. 30. TC6016.
52. *Konopelko D.* Hercynian post-collisional magmatism in Tien Shan: possible geodynamic scenarios // Modern Problems of Geodynamics and Geocology of Intracontinental Orogens. The 5th Int. Symp., 19–24 June 2011, Bishkek. 2011. Vol. 2. Abstr. P. 196–196.
53. *Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D., 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 Research. 2013. Vol. 23. P. 272–295.
54. *Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H.Q., Sobel E.R.* Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // J. Asian Earth Sci. 2017. Vol. 135. P. 122–135.
55. *Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E.* Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 103–125.
56. *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.
57. *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.
58. *Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. Vol. 58. P. 63–81.
59. *Popov L.E., Ebbestad J.O.R., Mambetov A., Apayarov F.Kh.* A low diversity shallow water lingulid brachiopod-gastropod association from the Upper Ordovician of North Kyrgyzstan // Acta Palaeontologica Polonica. 2007. Vol. 52. № 1. P. 27–40.
60. *Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S.* Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 42. № 5. P. 821–838.
61. *Shand S. J.* Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. N.Y.: John Wiley & Sons, 1943. 444 p.
62. *Solomovich L.I., Trigonov B.A.* Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan Collisional Belt, Kyrgyzstan // J. Asian Earth Sci. 2002. Vol. 21. P. 7–21.
63. *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 Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Research. 2014. Vol. 26. P. 957–974.
64. *Voytenko V.N., Khudoley A.K.* Structural evolution of metamorphic rocks in the Talas Alatau, Tien Shan, Central Asia: Implication for early stages of the Talas-Fergana Fault // Comptes Rendus Geoscience. 2012. Vol. 344. P. 138–148.

Carbonate Massifs of Talas Sections in Tectonic Framework of the Middle Tien Shan**A. V. Mikolaichuk^{a, b, *}, N. O. Seitkaziev^{b, c}, D. V. Gordeev^c**^a*Institute of Geology NAS, Erkindik Ave., 30, 720481 Bishkek, Kyrgyzstan*^b*Northern – Kyrgyz Geological Expedition, 725008, Ivanovka township, Chu area, Kyrgyzstan*^c*Kyrgyz State University of Geology and Mining, Chui ave, 164, 720001 Bishkek, Kyrgyzstan***e-mail: alexander@mikolaichuk.com*

Within the Jetym Range are known Precambrian massifs of marbled limestones and quartzites, which have no analogues throughout the Middle Tien Shan. The authors found that the quartzite-carbonate unit occupies the highest structural position in the series of nappes of the region. Based on the results of new U–Pb dating of detrital zircons and zircons from erupting intrusions, the Riphean age of the quartzite-carbonate unit is reliably proved, which gives reason to compare it with the autochthonous complex of the Karatau-Talas terrane. The autochthonous and paraautochthonous units of the Jetym Range are composed of Riphean–Vendian deposits of the Middle Tien Shan. The geochemical characteristics and the specified age of the volcanic-plutonic complex of Bolshoy Naryn, obtained as a result of our research, indicate that this area in the Late Riphean was a segment of the periocean continental rift, manifested in the interval 750–700 Ma within the entire Tarim-Tien Shan-Kazakhstan region.

Keywords: Late Proterozoic sediments, nappes, U–Pb dating, Tien Shan