

Верхний палеозой на северной окраине Таримского малого континента — неклассический передовой прогиб (эволюция, тектоника, сравнение)

Ю. С. Бискэ¹, А. В. Дженчураева², О. Ф. Гетман²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

² Институт геологии Национальной академии наук Киргизской Республики,
Киргизская Республика, 720000, Бишкек, пр. Эркиндык, 30

Для цитирования: Бискэ, Ю. С., Дженчураева, А. В., Гетман, О. Ф. (2024). Верхний палеозой на северной окраине Таримского малого континента — неклассический передовой прогиб (эволюция, тектоника, сравнение). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 69 (3), 551–580. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.309>

Приведены новые данные по стратиграфии и строению позднепалеозойского Предкокшаальского прогиба (Киргизия, Синьцзян), фрагменты которого сохранились на северо-западной окраине Таримского континентального массива в хребтах Ферганском, Кокшаальском и Харке. Передовой прогиб образован в результате закрытия океана (Туркестанского) и вследствие надвигания на Тарим коллизионного Южно-Тяньшаньского сооружения в конце карбона и начале перми, около 310–290 млн. лет. В его составе предлагается рассматривать: 1) внутреннюю зону; 2) более южную внешнюю зону; 3) краевую зону Предкокшаальского прогиба. Внутренняя зона наложена на дистальную часть прежнего склона Таримского континента и заполнена турбидитами московского — касимовского возраста, а затем смята и перекрыта с северо-запада тектоническими покровами. Внешняя зона отвечает проксимальной части склона, а те же события и структуры здесь развивались позже, в гжельское и ассельское время. В состав классических передовых прогибов (Предуральский, Предальпийский и др.) аналоги этих зон обычно не включаются, так как их отложения полностью захвачены в покровно-надвиговую структуру. Наоборот, обычная в классическом варианте, наложенная на шельф краевая зона Предкокшаальского прогиба здесь испытала лишь частичное погружение в среднем карбоне, далее была покрыта мощными обломочными отложениями лишь в гжельском веке, но уже в начале перми ее погружение компенсировано и флиш сменяют ассельские известняки. После ассельских по возрасту надвигов (в Ферганском хребте) и менее значительных деформаций на востоке развитие прогиба в южную сторону, по-видимому, прекратилось под влиянием Таримского мантийного плюма, влияние которого облегчило отрыв слэба и привело к утолщению и разогреву коры Тарима. После герцинской коллизии, уже в позднем кайнозое, Предкокшаальский прогиб испытал в сходной обстановке поддвигания Тарима под Тянь-Шань внутриконтинентальное поперечное сжатие и сокращение поверхности, в результате чего на востоке Тянь-Шаня верхнепалеозойский прогиб полностью исчез, но на западе оказался дополнен с юга новым молассовым прогибом.

Ключевые слова: Южный Тянь-Шань, передовой прогиб, карбон, пермь, флиш, фузулиниды, надвиги, мантийный плюм.

1. Введение

Передовым прогибом называют линейно-протяженную впадину, которая возникает на пассивной окраине континента в ходе его коллизии с другим блоком континентальной коры. Впадина заполняется продуктами размыва, поступающими в большей степени со стороны коллизионного складчато-надвигового сооружения, которое частично образовано из пластин, сорванных с бывшей континентальной окраины. Реже источником материала оказывается поднятие на другой, континентальной, стороне прогиба. Типичный вертикальный ряд формаций, например (Хаин, 1984; Иванов, Пучков, 2022), состоит из батиальных осадков (предфлиша), далее собственно флишевой, образованной турбидитами, затем морской и в завершение — континентальной молассы. Важная особенность — смещение депозцентра в сторону континента по мере перекрытия прогиба надвигами со стороны складчатого сооружения. Собственно передовые прогибы имеют некоторые общие признаки с любыми линейными впадинами, возникающими в конвергентной обстановке внутри континентов, в том числе в тылу надвиговых поясов; однако здесь мы будем иметь в виду только прогибы, динамика развития которых прямо наследует субдукцию и с нею связана. Передовой прогиб формируется с того момента, когда океанский пролив полностью исчезает и начинается надвиг смятых осадков желоба на подводную окраину того континента, что находится на субдуцирующей плите. В классическом варианте (Альпы, Гималаи, Урал и пр.) передовой прогиб сохранился в виде впадины, возникшей поверх прежнего шельфа.

Понятие «передовой прогиб» должно быть ограничено в пространстве и во времени. По нашему мнению, началом процесса разумно будет считать событие самой коллизии, условно определив его как момент исчезновения в ходе субдукции глубоководного пространства над океанской литосферой. Конец образования передового прогиба определяется возрастом кровли молассы, заполняющей внешнюю его часть и компенсирующей тектоническое прогибание.

Для региона центральной Азии характерны относительно малые континентальные блоки докембрийского возраста, которые могли быть фрагментами Родинии и затем Гондваны либо другого континента, присоединенными к Евразии, начиная с палеозоя и особенно с позднего палеозоя. Закрытие палеозойских океанов (Палеоазиатского, Палеотетиса), несомненно, сопровождалось обычными коллизионными событиями, в ряду которых следовало ожидать образование передовых прогибов. Тем не менее здесь сохранилось очень мало объектов подобного типа. Можно с уверенностью сказать, что малые континенты типа Кызылкум-Алайского (Бискэ, 1996) были полностью переработаны в ходе уже позднепалеозойской коллизии и не успели сохранить сколь-нибудь мощные молассы. В других случаях они могли быть частично поглощены в ходе пододвигания или разрушены в более позднее время, что будет обсуждаться ниже. Одним из таких является позднепалеозойский Предкокшаальский прогиб, который может быть прослежен вдоль северного края Таримского докембрийского континентального массива и географически отвечает хребтам Ферганскому, Кокшаал-тау, Майдантаг и Харке в Южном Тянь-Шане, а также прилегающей северной части современной Таримской депрессии (рис. 1). Специфика Предкокшаальского прогиба и возможные ее причины обсуждаются здесь на основе как ранее опубликованных, так и новых авторских данных.

2. Общая характеристика прогиба

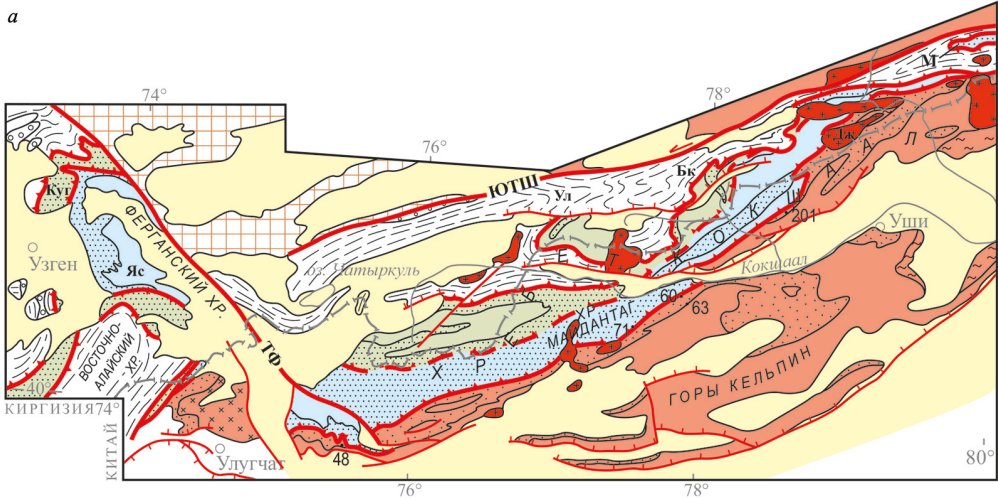
Предкокшаальский прогиб образован в ходе коллизии между континентами Тарима и Казахстана-Или, после закрытия Туркестанского океана. Его деформации — это преимущественно надвиговое сучивание, создавшее тектонические покровы, которые продвигались к югу (в современных координатах) со стороны внутренней части Южно-Тяньшаньского орогена, несколько ранее аккретированной к Казахстану, в сторону Тарима (Allen et al., 1992; Бискэ, 1995; Бискэ и Шилов, 1998; Буртман, 2006; Biske and Seltmann, 2010; Han et al., 2011; Алексеев и др., 2015; Han et al., 2016; Huang et al., 2017; Wang et al., 2018). При этом (и вследствие возникавшей надвиговой нагрузки) окраина Тарима опускалась, была загружена мощными осадочными отложениями и затем вместе с ними вступила в состав той же коллизионной структуры.

Южно-Тянь-Шаньский пояс покровно-надвиговых пластин включает офиолитовый меланж и батиальные осадки Туркестанского океана, внутриплитные базальтовые постройки на океанской или переходной коре, фрагменты вулканических островных дуг, в том числе с признаками континентального субстрата, а более всего карбонатные толщи, образованные внутри океанского пространства в течение силура — карбона (Бискэ, 1995; Han et al., 2011; Алексеев и др., 2015; Han et al., 2016; Wang et al., 2018). Продвижение тектонических покровов в сторону Таримского континента началось не позже башкирского века и сопровождалось выведением на поверхность высокобарических метаморфитов вдоль южной активной окраины Казахстана-Или (Бискэ, 1996; Hegner et al., 2010; Klemm et al., 2011; Biske and Seltmann, 2010; Wang et al., 2018). Одновременно происходили заполнение турбидитами глубоководного желоба с южной стороны аккреционного комплекса, поддвижение его и последовательное смещение, перескок желоба к югу. До коллизии мощность турбидитов в таких желобах обычно не успевает достигнуть более чем первых сотен метров, в них представлен лишь узкий, стратиграфически нерасчленимый интервал. Башкирские турбидиты сохранились главным образом в верхних надвиговых пластинах западной части Южного Тянь-Шаня, а также в Уланском и Борколдойском хребтах (рис. 1).

В продолжение этого процесса с конца московского века начался поддвиг под Казахстан уже континентальной окраины Тарима, покрытой батиальными отложениями, что и привело далее к образованию передового прогиба. По мере образования и дальнейшей деформации отложений были сформированы: 1) внутренняя зона передового прогиба; 2) внешняя зона; и 3) краевая зона, южнее переходящая в ковер молассоидных образований, составляющий кровлю палеозойского чехла собственно Тарима.

Первичные очертания прогиба преобразованы в ходе дальнейших событий. На западе к последним относится образование вторичной Восточно-Ферганской сигмоиды и правостороннее смещение по Таласо-Ферганскому сдвигу, а по всей северной окраине Тарима — кайнозойское внутриплитное сжатие, которое местами заметно усложнило позднепалеозойскую структуру.

a



б

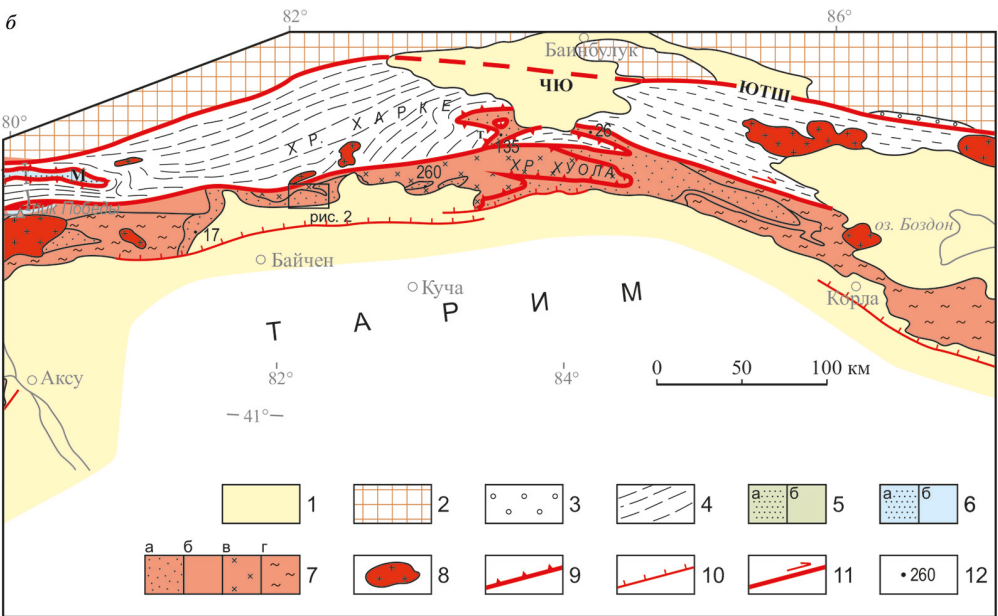


Рис. 1. Структурная схема герцинид восточной части Южного Тянь-Шаня, с выделением Предкошшаальского прогиба, 1 : 5 000 000:

1 — мезозой-кайнозойский структурный этаж; 2 — континент Казахстан-Или (палеозой и докембрий); 3 — верхний палеозой тылового прогиба; 4 — средний палеозой Южного Тянь-Шаня, аккрецированный до образования передового прогиба; 5–7 — Предкошшаальский прогиб (5 — внутренняя зона, включая а — флиш (C₂m–C₃), б — чехол Таримской окраины (S₂–C₂b); 6 — внешняя зона, включая а — флиш (C₃g–P₁a), б — шельфовые отложения (D–C₃); 7 — краевая зона, включая а — флиш, карбонатные и вулканические отложения (C₂m–P₁), б — отложения шельфа (V–C₂), в — аккреционный комплекс предсреднекарбонтовой окраины, в том числе метаморфические и интрузивные породы, г — выступы довендского фундамента Таримского континента); 8 — раннепермские гранитоидные интрузии; 9–11 — разрывные границы (9 — надвиги и тектонические покровы позднего палеозоя; 10 — кайнозойские надвиги; 11 — главные разрывные линии, включая сдвиги (показано направление смещений), разрывные границы под мезозой-кайнозойским чехлом показаны пунктиром); 12 — пункты палеонтологических сборов (см. в тексте).

Буквами обозначены: ЗК — Зеравшан-Калмакусуйская зона; ТФ — Таласо-Ферганский сдвиг; ЮТШ — Южно-Тянь-Шаньская сутура; Куг — Кугартская единица; Яс — Ясинская единица; М — окно Мерцбахера; Т — Телеметский покров; Дж — Джангартский массив; Ул — Уланский хр.; Бр — Борколдойский хр.; ЧЮ — депрессия Чон-Юлдуз

3. Окраина Таримского континента как субстрат передового прогиба

В современном выражении Таримский массив представляет собой типичную древнюю платформу, сходную по своему строению с платформами Русской, Сибирской и обеими Китайскими, однако меньшего размера, немногим более 1000×500 км. Первоначальные размеры континентального массива во время его обособления могли быть значительно бóльшими, в том числе на севере, где окраина континента поднята и включена в состав герцинского коллизионного пояса Южного Тянь-Шаня и далее в кайнозойское Тяньшаньское горное сооружение. Кристаллический фундамент Тарима включает архейские и нижнепротерозойские образования, в северной части к ним добавляются верхнепротерозойские (около 800–700 млн лет) аккрецированные элементы, в том числе офиолиты. Наиболее поздними являются внутриплитные граниты субщелочного состава, не моложе 620–610 млн лет (Ge et al., 2014). Чехол Тарима вскрывается в пределах окраинных поднятий. В равнинной части он нефтеносен и поэтому к настоящему времени довольно хорошо изучен сейсмическим профилированием и глубоким бурением. Нижний ярус чехла начинается с неопротерозоя, включая эдиакарские тиллиты с проявлениями внутриплитных базальтов, содержит далее карбонатные породы кембрия, карбонатно-глинистый ордовик, главным образом мелководный песчанистый силур и пресноводный красноцветный нижний — средний девон (Carroll et al., 2001; Zhu et al., 2019).

Особенностью истории Таримского массива является период активного развития его северной окраины, обращенной к Туркестанскому океану, который длился с конца ордовика до среднего или начала позднего девона (Liu et al., 2012; Han et al., 2016; Ren et al., 2017; см. также сводку в (Бискэ, 2018)). Тому же периоду отвечают обнаруженные здесь известково-щелочные интрузивные породы кислого и среднего состава и проявления термального метаморфизма в осадочном чехле, возраст которых определен как после-среднедевонский (Huo et al., 2019) или позднедевонский (Han et al., 2011). Поднятие, вызванное этими событиями, привело к регионально выраженному несогласию (Lin et al., 2012) в подошве отложений конца девона и нижнего — среднего карбона на Таримской платформе. Они образуют здесь трансгрессивную терригенно-карбонатную серию мелководного шельфа, общей мощностью не более первых сотен метров (Carroll et al., 1995; Carroll et al., 2001; Chen and Shi, 2003).

Результатом того же высокого стояния Таримского континента и его эрозии следует считать осадочный комплекс, широко представленный в хребтах Кокшаал и Харке, а также на юге Ферганского хребта и в Восточном Алае (Бискэ и др., 1982; Бискэ и др., 1985). Он включает расположенную выше ниже-среднедевонских известняков мощную, не менее 3–5 тыс. м, серию песчанистых турбидитов и подводно-дельтовых осадков, отложенных в пределах глубокого шельфа или склона континента, в конце среднего, в позднем девоне, а местами до визейского века. Песчаники и алевролиты этой серии хорошо отсортированы и по составу отвечают кварцевым грауваккам. Для них характерен переотложенный и сильно разрушенный детрит наземных растений в сочетании с остатками конодонтов. Девонские песчаники окраины Тарима покрыты тонкообломочными известняками и кремня-

ми глубокого шельфа с батиальными ископаемыми (конодонты, редко гониатиты) и с малыми мощностями: на юге Ферганского хребта и в южной части Майдантага весь разрез фаменского яруса и нижнего — среднего карбона не превышает 100–170 м.

Кайнозойское поднятие гор Кельпин (Kalpin, Kerin) в северо-восточной части у г. Уши вскрывает также более мощный, не менее 2000 м, разрез нижнего, до основания среднего карбона, который образован скорее в глубокой предрифовой части шельфа. Здесь на кембрийские известняки несогласно налегают породы нижнего карбона, в основном песчаные и частично гравийно-галечные, с переотложенным карбонатным скелетным детритом (Carroll et al., 1995; Carroll et al., 2001; Chen, 2004). По нашим данным (рис. 1, точка 12), комплекс фораминифер относится к среднему — верхнему визе, гальки частично происходят также из средне- и верхнедевонских известняков.

В одном из вариантов реконструкции (Carroll et al., 1995) нижний карбон представляет здесь первую стадию развития передового прогиба, а коллизия Тянь-Шаня с Таримом началась с позднего девона. В таком случае передовой прогиб (Северо-Таримский в данном описании) развивался в течение всего карбона, продвигаясь по простиранию Таримской окраины с востока на запад в течение примерно 70 млн лет. Идея о продвижении коллизионного процесса к западу и, соответственно, закрытии Туркестанского океана в результате поворота Тарима относительно Казахстанско-Центральнотяньшаньской массы (scissor-like collision) предлагалась и другими авторами (Chen et al., 1999).

С учетом новых данных события начала карбона на северной Таримской окраине можно представить иначе. Активно-окраинный магматизм не прослеживается здесь позже среднего (начала позднего?) девона. Затем около рубежа ранний — средний карбон образовалась аккреционная структура с северным направлением надвигов, включавшая офиолиты и породы Южного метаморфического пояса, вскрытые ныне у подножия хребта Харке (Wang et al., 2006; Алексеев и др., 2015). В таком случае раннекаменноугольный бассейн района Уши отвечает погружению в тыловой части этой аккреционной призмы и связанному с нею поднятию (см. несогласие на рис. 2). Однако он еще не является собственно коллизионным передовым прогибом, так как заполнялся при одновременном сохранении морских условий во всей остальной, более северной, части Южного Тянь-Шаня (Алексеев и др., 2015).

4. Геологическое описание Предкокшаальского прогиба¹

4.1. Внутренняя зона прогиба

Внутренняя зона прогиба (см. рис. 1) представлена отложениями флишевого состава. Наиболее представительные их разрезы, с мощностью не менее 3 тыс. м, наблюдаются в Кугартской тектонической единице в Ферганском хребте (Бискэ и др., 1982). Турбидиты кугартской серии повсеместно имеют состав известкови-

¹ Результаты на территории Китая получены при участии Д. В. Алексеева, Ван Бо, Ли Кунсена, Лю Хоншена, Чжон Линьлина. Определения фораминифер в точках сборов, представленных ниже, сделали А. В. Дженчураева (средний карбон) и О. Ф. Гетман (верхний карбон и пермь).

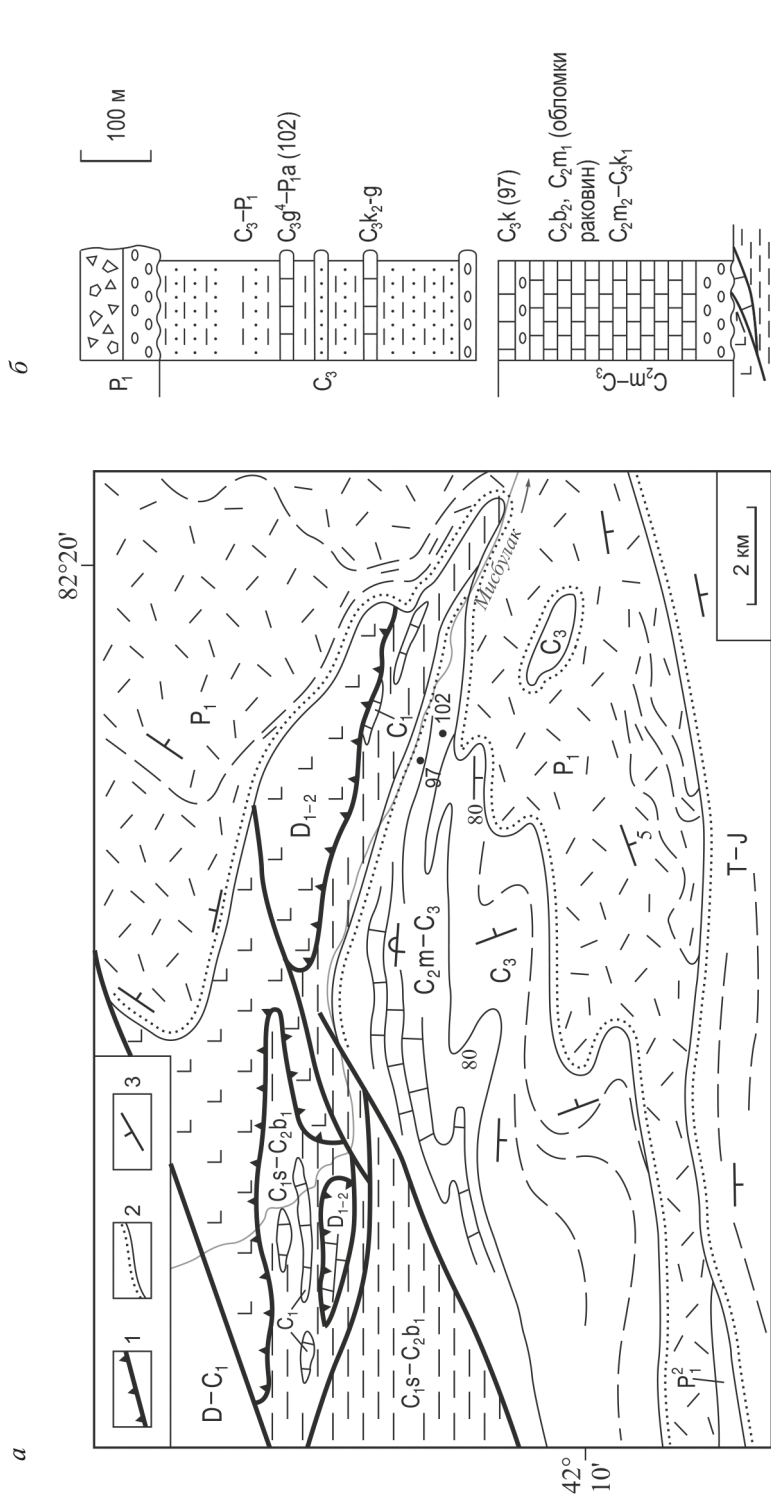


Рис. 2. Геологическая карта-схема части бассейна р. Мисбулак, южный склон хр. Харке (а) (построена с использованием материалов XVGMR и Google Earth). Возрастные индексами обозначены: Т-Ј, а также P_1^2 — песчано-глинистые континентальные отложения; P_1 — конгломераты, вулканогенные брекчии и лавы кислого и среднего состава; C_3 — известковистые турбидиты; C_2m-C_3 — известняки (московский — гжельский ярусы); $C_1s-C_2b_1$ — турбидиты, олистостромы, частично тектонический меланж; C_1 , D_{1-2} — известняки, базальты, андезиты, в том числе в олистоплаках; $D-C_1$ — мраморизованные известняки; 1 — разрывы, включая надвиги (берштрихи); 2 — несогласия; 3 — направления падения и простирания пластов. Стратиграфическая колонка краевой зоны передового прогиба, по обнажениям (97, 102) правобережья р. Мисбулак (б). Показаны пределы возрастов обнаруженных комплексов крупных фораминифер: позднебашкирский (C_2b_2), московский (C_2m), касимовский (C_3k), позднегжельский (C_3g^4), возможно, асельский (P_1a). Прочие пояснения даны в тексте

стых граувакк и включают на разных уровнях известняковые олистолиты. Эти блоки, а также обломки кремней и базальтов происходят из продвигавшихся с севера пластин надвигового фронта. В северной части выходов кугартский флиш согласно покрывает батиальные отложения, которые включают силурийские граптолитовые сланцы, карбонаты с тентакулитами и фораминиферами девона — низов карбона. Эти органосодержащие отложения отвечают, скорее, глубокой части шельфа Тарима, нежели открытому океану. Южнее подстилающие отложения не вскрыты. Флишевая серия начинается еще с низов московского яруса, но в основном имеет, по переотложенным фузулинидам, позднемосковские и касимовские (верхний карбон) датировки.

Восточнее Таласо-Ферганского сдвига Предкокшаальский прогиб продолжается в пограничном между Киргизией и Китаем хребте Майдантаг. Здесь его внутренняя зона, скорее, уже целиком наложена на девонские песчаники и покрывающие их маломощные, обычно не более 200 м, батиальные отложения турне (часто черные силициты), визе, серпуховского и башкирского ярусов (калькаренины, микриты, глинистые сланцы и кремни, включая пестроцветные разности) (Бискэ и др., 1985; Бискэ и др., 2003). Флишевая серия, здесь названная кипчакской, сформирована из обломочного материала лититового состава (кварц, силициты и известняки), поступавшего с севера. В ее подошве находится переходная, предфлишевая пачка из дистальных известковистых турбидитов и кремней, датированная (конодонты, фораминиферы) концом башкирского или началом московского века. В более южных разрезах приграничной осевой части хр. Майдантаг найдены наиболее поздние в Южном Тянь-Шане батиальные кремнистые породы с конодонтами *Gondolella elegantula Stauf.*, верхов московского яруса или верхнего карбона. Собственно флиш содержит в нижних слоях известковистые песчаники с верхнемосковскими фораминиферами, а выше по разрезу с верхнекаменноугольными *Obsoletes* и *Triticites*.

Флишевая серия позднемосковского — касимовского, вплоть до гжельского, возраста прослеживается далее на восток между хребтами Кокшаал и Борколдой, по рекам Пикертык, Учкошкон и исчезает под надвигами восточнее р. Сарыджаз. Присутствие под нею континентальной коры Тарима косвенно подтверждается выходами известняков нижнего девона в видимом основании стратиграфических разрезов. Турбидиты этого района иногда содержат пачки конгломератов (галечные потоки) и олистолиты известняков или кремней, происходящие из надвигавшихся с севера тектонических покровов. Состав обломочной части подтверждает такое происхождение; не вполне ясен источник гальки гранитоидов, которые, возможно, связаны с разрушением активной окраины Казахстанского континента на севере. Нижняя часть серии, по крайней мере непосредственно под надвигами вдоль северного края зоны (см. рис. 1), относится еще к низам московского яруса. В более южных тектонических пластинах уже нижняя часть разреза включает комплексы касимовского и гжельского ярусов с *Triticites* и *Daixina*. Восточнее р. Сарыджаз флишевая серия выклинивается, исчезая вследствие тектонического перекрытия. Возможно, корневая часть той же зоны находится в автохтоне тектонического окна Мерцбахера у Иньльчекского ледника, хотя здесь возраст флишевой серии недостаточно уточнен (Христов, 1989; Бискэ и Шилов, 1998).

4.2. Внешняя зона прогиба

Внешняя зона при сходстве состава заполняющих отложений отличается более молодым их возрастом. На западе, в Ферганском хребте, ее представляет Яссинская единица, в пределах которой известняки и склоновые отложения девона Таримской окраины (см. выше) перекрыты маломощным (100–200 м) чехлом батиальных карбонатно-кремнисто-глинистых, местами пестроцветных осадков джуректашской свиты карбона (Бискэ и др., 1982; Бискэ, 1996), верхняя часть которых отвечает московско-гжельскому возрастному интервалу. Данные отложения являют резкий контраст с одновозрастным флишем Кугарта и указывают на сохранение в эту эпоху вдоль окраины Тарима хотя и глубокого, но еще шельфового бассейна. Флишевая серия (улугчатская) самой Яссинской единицы отложена позже и датирована в основании гжельским, а главным образом ассельским (начало перми) комплексом фузулинид, с различными *Schwagerina* и *Occidentoschwagerina*. Ее мощность минимально оценивается в 4–5 тыс. м. Серия состоит из типичных турбидитов с граувакковым или кварц-граувакковым составом песчанистой части, в разной степени известковистых. Конгломераты и олистолитовые включения здесь довольно редки, но характерны мощные, до 20–30 м, пачки зерновых потоков (флуксотурбидитов). Другой особенностью флиша Яссинской единицы является хорошо выраженная примесь вулканомиктового материала — до 50% обломков составляют полевые шпаты, включая калиевые. Такой состав определенно вызван примесью материала, частично происходившего с карбонатного раннепермского шельфа Тарима, где проявился кислый по составу вулканизм (об этом ниже).

Продолжение Яссинской единицы к востоку на китайской территории можно видеть вдоль южного склона хр. Майдантаг. Здесь в разрезе по р. Тоюн-Дарья (Чакмак) представлена та же флишевая серия улугчатского типа с пачками песчаного материала зерновых потоков среди нормальных или алевритистых темноокрашенных турбидитов (см. рис. 1, а, севернее точки 48). Песчаники содержат обильную вулканогенную примесь, обломки гранофировых и метаморфических пород (слюдистые кварциты), но также и радиоляриевых кремней. Следы размыва в подошвах песчаных элементов циклов указывают на снос материала с севера. При крутом северном падении пластов и ширине выходов до 30–35 км стратиграфический разрез представляется неоднократно повторенным в тектонических пластинах, надвинутых к югу, а мощность грубо оценивается в 5 ± 2 тыс. м. Возраст подтвержден находками обломков швагеринид верхнего карбона — нижней перми, скорее не моложе ассельского яруса. Верхние пластины, вскрытые севернее пограничного гребня Майдантага, содержат раковины швагеринид только касимов-гжельского возраста (Бельговский и др., 1977).

На восток те же отложения прослежены, но плохо изучены вдоль южного склона хребта до долины р. Кокшаал. Среди турбидитов здесь также характерны пласты гравийных пород с известняковым детритом, содержащим обломки бентосных организмов (хететиды, мшанки, брахиоподы) и крупных фузулинид с кериятечной стенкой, в том числе *Triticites cf. trunkatus* Chen, *Rugosofusulina sp.*, *Leeina? sp.* и др. (см. рис. 1, а, точка 71), возраст которых не древнее гжельского и скорее раннепермский. В самом хребте Кокшаал отделение внутренней зоны передового прогиба от внешней не вполне достоверно. Во внешней зоне на южном склоне хребта ниже

подошвы верхнепалеозойского флиша находятся девонские склоновые песчаники, а южнее — уже шельфовые известняки. К востоку обе рассмотренные зоны сужаются и выклиниваются около пика Победы в результате перекрытия надвигами с севера.

4.3. Краевая зона прогиба

Краевая зона Предкокшаальского прогиба (здесь самая южная) наиболее полно представлена в обнажениях верхнего палеозоя Кельпинских гор. Ее разрезы также вскрыты вдоль южного подножия Тянь-Шаня в горах Майдантаг, Харке и Хуола. В этой зоне типичны обнажения докембрийского фундамента Тарима, разных горизонтов его чехла, а также аккретированных метаморфических толщ и среднепалеозойских гранитоидов Южного надвигового пояса (Алексеев и др., 2015). Характерной является здесь серия мелководных песчано-карбонатных отложений среднего — верхнего карбона и основания перми, которая несогласно покрывает все эти образования и сама довольно разнообразна по составу.

Наибольшая, до 3–4 тыс. м, мощность флишевой серии краевой зоны видна в хребте Хуола и лучше всего представлена в обнажениях вдоль шоссе Ду-Ку на южной окраине депрессии Чон-Юлдуз и восточнее, где залегает на касимовских по возрасту известняках Таримского шельфа (Ли и Сю, 2007; Алексеев и др., 2015). Флиш перекрыт крупноамплитудными надвигами, такими как Телеметский (рис. 1) с севера. Покровы содержат как единицы внутренней части Южного Тянь-Шаня, включая офиолиты, так и частично толщи северной окраины Тарима, уже деформированные в начале среднего карбона (Алексеев и др., 2015). Турбидиты верхнего карбона содержат в обломочной части материал тектонических покровов — известняки, а также вулканические породы и гранитоиды. Магматический материал в основном относится к ордовику — силуру, согласно датировкам кластеров цирконовых зерен (Han et al., 2016; Huang et al., 2018). Остальная его часть — различные песчано-глинистые, в том числе метаморфические породы среднего палеозоя, а также батиальные кремни. Характерны галечные потоки и большие олистоплаки мощностью до 100 м каменноугольных известняков, самые молодые из которых содержат раковины *Schagonella cf. cylindrica* (Sosn.) или других *Rugosofusulinidae*, *Pseudofusulinidae*, имеющих альвеолярную стенку. Тем самым возрастной интервал их отложения (см. рис. 1, б, точки 26, 135) определяется как гжельский — ассельский, а судя по отсутствию здесь, как и в породах аллохтона, типичных ассельских *Schwagerinae* — скорее, гжельский. Наиболее поздний по возрасту цирконовый кластер для песчаных пород турбидитов имеет средний возраст 329 млн лет, что указывает на снос со стороны ранней — среднекаменноугольной активной окраины Казахстана-Или (Huang et al., 2018).

Другой вариант строения краевой зоны наблюдается в горах Кельпин. Средний и верхний карбон здесь представляют грубозернистые песчаные породы темной окраски, горизонтально-слоистые, чередующиеся с органогенно-детритовыми известняками (калькарениты, кальцирудиты), а вверху они переходят в сплошные известняки. В местной номенклатуре это свиты Сишичан (Sishichang) и Канкелин (Kangkelin) (Carroll et al., 1995). Общая мощность их, по нашим наблюдениям, от 100 до 500–900 м. Вблизи подошвы (см. рис. 1, а, точка 63, р. Карасу в Кельпин-

ских горах) известняки содержат комплекс с различными *Plectostaffella*, включая *P. bogdanovkensis Reitl.*, что указывает на основание башкирского яруса. Башкирские по составу комплекса фораминифер известняки и песчаники обнаружены также в чешуйчатой структуре под надвигами южного склона хр. Хуола. В других осмотренных нами разрезах, например южнее пос. Караколь, несогласно на среднепалеозойские граниты и метаморфические сланцы Тарима налегают конгломераты, песчанистые и далее органогенные известняки, которые в пачке не более 100 м мощностью содержат в низах фораминиферы основания московского яруса (зона *A. aljutovica*), а выше по разрезу — позднемосковские *Fusulina sp.*, *Fusiella typica Lee et Chen* и др. (см. рис. 1, б, точка 260). На р. Мисбулак (рис. 2, см. рис. 1) базальные слои того же горизонта включают дебрисные конгломераты с галькой вулканических пород силура, кремней, известняков нижнего карбона, а также песчанистые и глинистые известняки до 300 м мощностью. По крайней мере верхние слои этой толщи содержат комплекс касимовского яруса с *Protriticites cf. subschwagerinoides Ros. Pr. cf. pseudomontiparus Putr.*, нередко вместе с переотложенными формами московского возраста — *Taitzechoella librovitchi (Dutk.)*, *Moellerites sp.* Верхняя часть разреза (не менее 500 м мощностью) представлена здесь турбидитами, содержащими в песчаной части тот же обломочный материал, что и конгломераты. По стержневым гиероглифам хорошо выражено направление потоков к северу или северо-западу. Прослой гравийных калькаренитов содержат переотложенные раковинки крупных фораминифер *Eoparafusulina (?) olgae M.-Macl.*, *Quasifusulina sp. (cf. cayeuxi (Depr.))*, *Dunbarinella cf. paragregaria Raus.*, *Pseudofusulinoides sp. (cf. akbeiticus Getm. et Dzhen.)*, *Triticites cf. vulgaris M.-Macl.*, *Rugosofusulinoides ex gr. stabilis (Raus.)* (рис. 2, б, точка 102), которые относятся к верхней зоне гжельского яруса, хотя не исключен и асельский их возраст. Разрез среднего карбона, полученный по буровым скважинам в районе городов Байчен — Куче (Chen and Shi, 2003; Li et al., 2014), имеет сходное строение и мощности.

Более молодые, собственно швагериновые известняки Канкелин у южного подножия хр. Харке залегают трансгрессивно и непосредственно на гнейсо-гранитах Тарима (см. рис. 1, точка 17 и рис. 3), имея в основании и местами внутри разреза пачки кварцевых или аркозовых песчаников и конгломератов. В органогенных известняках рифового типа с колониями кораллов, а также в песчанистых и глинистых, более слоистых, разностях по всему разрезу представлен комплекс с *Schwagerina ex gr. fusulinoides (Krot.)*, *Schwagerina vulgaris renzhitica Bensch*, *Occidentoschwagerina cf. portalensis (Sabins et Ross)*, *Alpinoschwagerina sp.*, *Dutkevitchia sp.*, что указывает на позднеассельский возраст для большей части свиты. Общая ее мощность, по нашим наблюдениям, до 500 м. Южнее слои с *Schwagerina* образуют кровлю песчанисто-известняковой серии и широко представлены в обнажениях гор Кельпин (см. рис. 1, а, точка 60) и также в чехле северо-запада, севера и центра Таримской платформы, см. XBGMR², а также (Carroll et al., 1995; Chen and Shi, 2003; Ли и Сю, 2007; Xia et al., 2023).

В хребтах Майдантаг и Кокшаал у северной надвиговой границы краевой зоны известны также отложения флишево-олистостромового состава, относящиеся к основанию перми. В тектоническом полуокне под девонскими отложениями

² XBGMR (Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources) Geological map, 1 : 200,000, Sheets K-44-10, 11, 12, 16, 17, 18; K-45-7, 8, 13, 14. (In Chinese)

Таримской окраины (см. рис. 8 в (Алексеев и др., 2015)), обнаружены турбидиты с олистолитами и оползневыми брекчиями ассельских известняков, содержащих комплекс фораминифер с *Rugosofusulina seriata* Raus. (рис. 1, а, точка 48). На северном склоне Кокшаала в долине Джангарт, выше известняков с *Parashwagerina* sp., согласно залегают глинисто-карбонатные и далее песчано-глинистые ритмичные отложения, переходящие в конгломераты с обильной галькой кислых интрузивных и вулканических пород. Мощность их более 700 м (Бискэ и др., 1985). Восточнее, на южном (китайском) склоне хребта (см. рис. 1, а, точка 201), олистоплака с нижнепермскими *Shwagerinidae* наблюдалась в той же позиции, под надвигом среднего палеозоя внутренней зоны Предкокшаальского прогиба. Таким образом, северная окраина Таримского шельфа в ассельском веке была источником обломочного материала и олистоплак, а затем оказалась погруженной под надвиговой фронт и перекрыта поступающим с него обломочным материалом (рис. 3–4).

Верхний ярус разреза краевой зоны своеобразен. Его составляют вулканические породы кислого и реже среднего состава (свита Сяотиканлик, Xiaotikanlike), преимущественно состоящие из эксплозивных брекчий, иногда с крупногалечными конгломератами в основании (до 200 м) (рис. 2–3)³ (Huang et al., 2018; также см. рис. 7 в (Алексеев и др., 2015)). Наблюдаются субвулканические внедрения. Мощность вулканической свиты местами более 500 м. Вулканизм в данном районе датирован в интервале 295 ± 3 — 285 ± 2 млн лет (Liu et al., 2014; Huang et al., 2018). На южном подножии хр. Харкешань и по правобережью р. Мисбулак эти образования с заметным угловым несогласием перекрывают отложения вплоть до ассельских, то же самое установлено по скважинам по северной окраине Таримской равнины у г. Куча (Chen and Shi, 2003). Таким образом, тектоническое перекрытие и дислокации северной части краевой зоны произошли уже в конце ассельского века. Тем не менее морские условия в Кельпинском секторе Таримской платформы локально сохранялись, судя по находкам конодонтов, еще до артинского века (Chen and Shi, 2003; Shen et al., 2018). Переходные к континентальным фациям отложения сакмарского — артинского возраста также содержат потоки базальтов и туфы в возрастном интервале 292–285 млн лет (U-Pb, SHRIMP). Остальная часть пермского континентального разреза не имеет надежной корреляции (Shen et al., 2018), хотя ее низы могут иметь кунгурский возраст по остаткам флоры. Здесь представлены флювиальные песчаники с неустойчивым, в основном южным направлением потоков, красные глинистые сланцы и редко пресноводные известняки (мадстоуны, вакстоуны и пр.). Отмечаются прослой углей.

Иногда полагают (Chen and Shi, 2003), что коллизионный передовой прогиб на северо-западе Тарима появился лишь с середины перми (роад). Однако в это время развитие Предкокшаальского прогиба, скорее, было уже закончено даже в его краевой зоне. Мощность всей пермской системы в обнажениях гор Кельпин 500–1100 м (Chen and Shi, 2003), хотя ранее⁴ (Carroll et al., 1995 Carroll et al., 2001) назывались цифры до 1500–2000 м. Еще южнее, в области равнин Таримской платформы, мощность пермских отложений также не превышает 1000 м (Chen and Shi, 2003; Xia et al., 2023). При этом пермские отложения на северной окраине платформы нарушены складками и надвигами, которые, как показано сейсмическим профилированием

³ Там же. Sheet K-44-XYII.

⁴ XBGRM. Sheet K-44-XXYI.

ем (Wen et al., 2019), возникли ранее конца перми и с размывом перекрыты континентальными отложениями триаса (см. рис. 2), так что на востоке платформы пермские отложения вообще отсутствуют.

5. Роль магматизма в истории Предкокшаальского прогиба

Уже названные магматические породы в составе нижней перми краевой зоны Предкокшаальского прогиба являются, по мнению большинства авторов, проявлениями обширного по ареалу Таримского мантийного плюма (Zhang et al., 2010; Yu X. et al., 2011; Li et al., 2011; Li et al., 2014; He et al., 2016; Han et al., 2016; Han et al., 2019). Кислые вулканиты происходят из нижнекоровых источников в Таримском континенте. После ультраосновных проявлений с возрастом около 300 млн лет основной интервал извержений кислых и средних магм на северо-западе Тарима приходится, по разным данным, на 299–288 млн лет (Liu et al., 2014), или же 278 млн лет (Huang et al., 2017). Излияния базальтов происходили в интервале 295–285 млн лет, в обнажениях Кельпинских гор — 290–288 млн лет (Zhang et al., 2010).

Наряду с вулканическими породами происходило внедрение гранитоидных и щелочных магм. Постколлизийные, возрастом 296–272 млн лет, А-граниты типа рапакиви, а также щелочные сиениты и лейкограниты, иногда чарнокиты образуют в коллизийном сооружении Тянь-Шаня широкий ареал. Однако необычным является их присутствие также вдоль северной окраины Таримского массива в хребтах Кокшаалтау и Халыктау) (Konopelko et al., 2007; Long et al., 2008; Luo et al., 2010; Huang et al., 2010; Gou et al., 2012; Huo et al., 2019). Граниты здесь внедрены в отложения вплоть до турбидитов верхнего карбона — ассельского яруса Предкокшаальского передового прогиба. Наиболее ранние из них внедрились непосредственно вслед за становлением тектонических покровов, которыми турбидиты запечатаны (см. рис. 1–2). Таков, в частности, Джангартский массив (см. рис. 1), датированный в 296 ± 4 млн лет (Konopelko et al., 2007). Массивы рапакиви образованы южнее и позади переднего края Таримской континентальной массы, к этому времени уже пододвигавшейся,

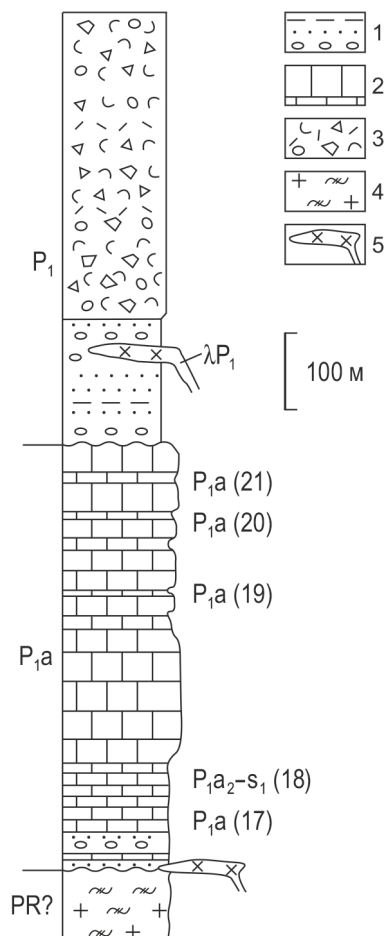


Рис. 3. Стратиграфическая колонка краевой зоны, по обнажениям (17–21) южного склона хр. Харке западнее г. Байчэн:

- 1 — конгломераты, песчаники, алевропелиты;
- 2 — известняки слоистой и массивной текстуры;
- 3 — вулканические брекчии риодацитов;
- 4 — гнейсо-граниты;
- 5 — силлы и дайки риодацитов. Показаны уровни сборов и возраст фораминифер: а — ассельский ярус; s — сакмарский ярус

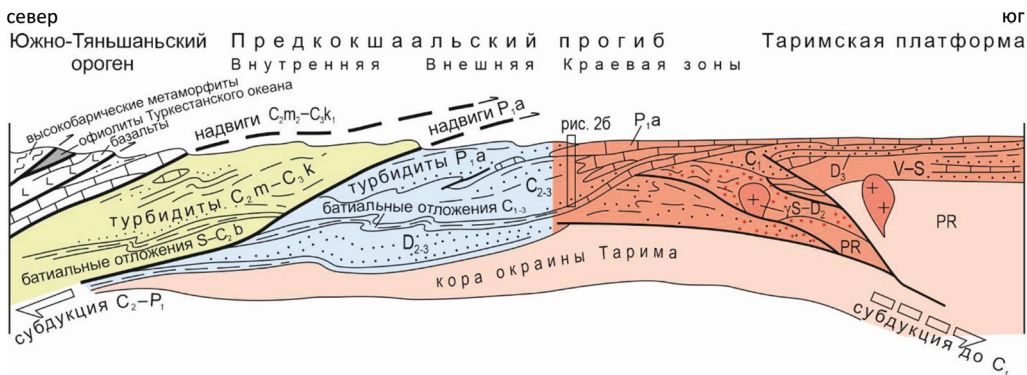


Рис. 4. Модельный профиль через Предкошаальский прогиб: реконструкция на ассельский век. Красным цветом показаны граниты ($\gamma S-D_2$) и термальный метаморфизм (крап) доколлизийной активной окраины Таримского континента. Прочие цвета — согласно обозначениям на рис. 1

внутри ее передового прогиба и в континентальной платформе (Zong et al., 2020). Магматизм в этих зонах необычен для коллизионных обстановок и не наблюдается, например, на Урале, в Альпах и в других орогенах.

Таким образом, в нашем случае вероятно прямое влияние Таримского плюма через тепловое воздействие на динамику образования передового прогиба. Конкретное событие могло заключаться в том, что субдукция Таримского континента к северу под сооружение Южного Тянь-Шаня оказалась прервана уже в самом начале перми, после даты 300 млн лет, вследствие отрыва Таримского мантийного слэба (Han et al., 2019). Сам отрыв слэба был ускорен вследствие снижения плотности и увеличения температуры астеносферы горячим материалом плюма (рис. 5). Это же глубинное событие резко усилило постколлизийный магматизм и необычным образом расширило его ареал (Han et al., 2016; Han and Zhao, 2017; He et al., 2016; Бискэ, 2018). В результате сближение континентов и перемещение передового прогиба к югу в послеассельское время замедлилось и вскоре прекратилось, сменившись общим широким и медленным погружением Таримского блока под нагрузку обломочного материала (рис. 6).

Дополнительное, хотя вряд ли альтернативное, объяснение «торможению» передового прогиба в начале перми может заключаться в том, что в этот момент возобновилось ранее происходившее (начало среднего карбона, см. рис. 4) обратное, в южном направлении, поддвижение и соответственно утолщение земной коры на северном краю Таримского континента.

6. Преобразования северной окраины Тарима в мезозое и кайнозое

Континентальные и угленосные отложения триаса — юры в южном подножии хр. Харке и в прилегающей депрессии Куча локально достигают мощностей порядка 3–5 тыс. м (Kang and Kang, 1996)⁵. Близкие значения мощностей указаны для юрских толщ юга Ферганского хребта (Осмонбетов, 1982). В триасе и более отчет-

⁵ XBGMR. Sheet K-44-16, 17.

ливо в юрском периоде здесь имели место уже внутриконтинентальные процессы растяжения коры, связанные с большими сдвигами, особенно Таласо-Ферганским. Они вызвали в том числе локальные погружения, по амплитуде даже большие, чем в краевой части раннепермского Предтаримского прогиба. Домеловые (киммерийские) деформации выражены слабо.

Значительно сильнее проявлены результаты кайнозойской конвергенции Тарима с внутренним Тянь-Шанем, скорость которой сейчас составляет 6–12 мм/год (Зубович и др., 2004; Буртман, 2006; Буртман, 2012), и связанного с этим сжатия Таримского блока, включая деформации чехла его северной окраины. В позднем кайнозое, начиная с олигоцена, субмеридиональное сокращение пространства на северной границе Таримского массива привело к надвиганию вновь образуемых Тянь-Шаньских гор на современную северную окраину Тарима, которое сопровождалось субгоризонтальными срывами в осадочном чехле, образованием и заполнением молассовых депрессий (Кашгарской, Кучинской и других), ростом поднятий и их надвигами на прогибы (Yin et al., 1998; Allen et al., 1999; Qi et al., 2009; Буртман, 2012; Laborde et al., 2019). Собственно, именно эти события сделали толщи палеозойского передового прогиба доступными для полевого изучения. В мезозой-кайнозойском чехле были сформированы парные структуры, в том числе депрессия р. Кокшаал — поднятие Кельпин, депрессия и антиклинальное поднятие Куча, образованное сорванными надвиговыми дуплексами (рис. 6). Общая минимальная величина сокращения пространства оценивается здесь на основе сбалансированных профилей в 35–80 км (Izquierdo-Llavall et al., 2018; Laborde et al., 2019). Результаты сейсмического исследования в северо-западном секторе окраины Тарима, проведенного методами МОВ ОГТ и МОВЗ и сейсмической томографии (см. рис. 10 в (Макаров и др., 2010)), интерпретированы как отражение еще большего, около 50–100 км по горизонтали, суммарного поддвига Таримской платформы под Тянь-Шань.

Сейсмические исследования, как в пределах чехла Тарима, так и обращенные к структуре фундамента, не показали каких-либо отчетливо палеозойских смещений (например, рис. 6). Таким образом, возникшие на северной окраине Тарима

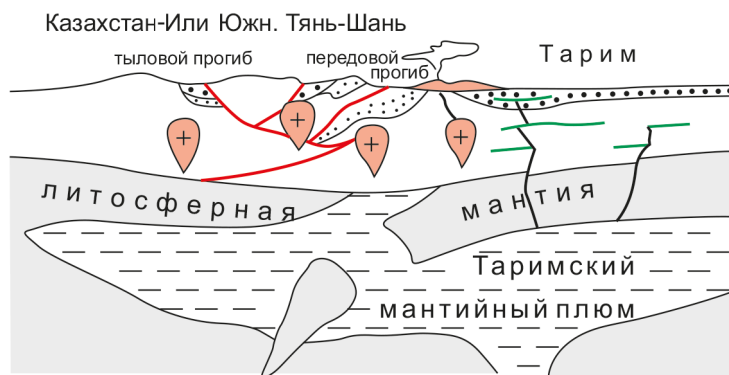


Рис. 5. Геодинамическая модель события начала перми, прекратившего развитие Предкокшаальского прогиба. Красным цветом показаны гранитные и щелочные интрузии, а также вулканические риодациты; зеленым — базальты и базитовые силлы, связанные с Таримским плюмом. Мелким крапом изображены морские, крупным — континентальные обломочные толщи позднепалеозойских прогибов

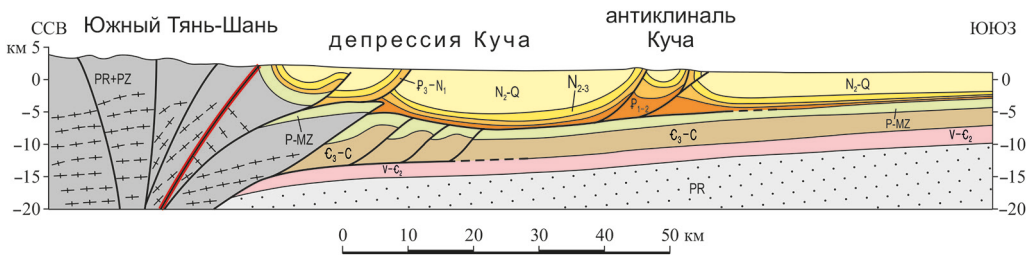


Рис. 6. Упрощенный профиль кайнозойской структуры северной окраины Таримской платформы по (Laborde et al., 2019), с изменениями. Положение профиля примерно отвечает меридиану г. Куча (см. рис. 1). Обратите внимание на малую мощность отложений краевой зоны Предкокшаальского прогиба и Таримского чехла (пермская часть разреза). На рисунке обозначены:

PR+PZ — протерозой и палеозой древней окраины Тарима, ныне Южного Тянь-Шаня; PR — протерозойский фундамент современной Таримской платформы; V-C₂ — венд (синий) и средний кембрий; C₃-C — верхний кембрий — карбон; P-MZ — пермь и мезозой; P₁₋₂ — палеоцен — эоцен; P₃-N₁ — олигоцен — нижний миоцен; N₂₋₃ — средний-верхний миоцен; N₂-Q — плиоцен — четверть

кайнозойские внутриконтинентальные дислокации хотя и являются новообразованными, но в пространстве продолжают, наращивая к югу, структуру и процесс образования верхнепалеозойского Предтаримского прогиба.

7. Предкокшаальский прогиб в региональной схеме геодинамики

Западнее Таримского массива внутренняя (Кугарт — Майдангарт) часть Предкокшаальского прогиба по простиранию переходит в узкую Зеравшан-Калмак-суйскую зону, где осталась не полностью субдуцированной флишево-олистоострововая серия московского и верхнекаменноугольного возраста (Бискэ, 1996). В ее субстрате средний палеозой представлен батиальными отложениями и лишь локально — известняками, которые могли отложиться на континентальных блоках, составлявших западное продолжение Таримского массива. Надвиговые перекрытия произошли здесь с севера, как и в Кокшаале, но также с юга в Зеравшанском — Восточно-Алайском хребтах (частично показаны на рис. 1). Морская моласса начала перми с редкими ассельскими швагеринидами фиксирует первую стадию закрытия прогиба, после второй фазы (еще ранняя пермь?) образованы красноцветные континентальные молассы.

На другом фланге, восточнее меридиана г. Корла, палеозойский Предкокшаальский прогиб исчезает. Можно предполагать его продолжение под надвигами среднего палеозоя. Однако общее выклинивание структуры Южного Тянь-Шаня заставляет решать более общий вопрос о причинах такого явления. Скорее всего, сближение Таримского континента с северной Евразией сопровождалось здесь значительным поглощением континентальной коры, которое могло происходить как в конце палеозоя, так и позже.

В пределах собственно коллизионного пояса Южного Тянь-Шаня, кроме передового прогиба, развиты впадины, занимающие в коллизионном поясе внутреннее или тыловое положение и несогласно наложенные на покровную структуру: этому типу примерно соответствует термин *piggy-back basins*, употребляемый в англоязычной литературе. Они хорошо представлены в западной части пояса, но слабо

сохранились в Таримском его сегменте, где наблюдаются лишь вдоль Южнотяньшаньской сутуры (рис. 1 и 5). Стратиграфические разрезы тыловых прогибов (Бискэ, 1996; Alexeiev et al., 2019) близки по строению к краевой зоне Предкокшаальского прогиба. В нижней части (от московского яруса до ассельского) преобладают морские молассы с известняками, переходящие в турбидиты; в верхней (нижняя — средняя? пермь), залегающей несогласно после складчатых деформаций, — красноцветные терригенные отложения.

8. Сравнительные замечания

Своеобразие Предкокшаальского прогиба можно показать сравнением с его хорошо известными, классическими аналогами в составе других коллизионных поясов.

Передовой прогиб Урала ближе всего к Предкокшаальскому по времени формирования и по общей позиции. Закрытие Уральского океана сопровождалось надвиганием складчатого орогена к западу на Русскую платформу в составе континента Лавруссия. В надвигах участвуют сорванные толщи прежней пассивной окраины континента, в том числе батиальные (Зилаирско-Лемвинские покровы, верхний аллохтон) и шельфовые (Бельско-Елецкие, нижний аллохтон) (Иванов и Пучков, 2022) (рис. 7). Средний палеозой лемвинского типа на Полярном Урале построен таким же образом, как его возрастные аналоги в обрамлении Таримского континента, за исключением малого развития на Урале девонских терригенных отложений. Фундаментом его была, очевидно, кора континентального типа, утоненная рифтингом в ходе образования пассивной окраины континента в ордовике.

Развитие передового прогиба на Полярном Урале фактически начинается с отложения (конец визе и до конца карбона) известково-углистых турбидитов яйюской свиты, обломочный материал которых происходит уже со стороны складчатого поднятия на востоке (Государственная..., 2007). Свита завершает разрез верхней надвиговой пластины Лемвинской зоны, тогда как более молодые отложения известны лишь в нижних, надвинутых позже пластинах. В их кровле представлен кечпельский флиш неопределенно-большой (более 1000 м) мощности, который образован в интервале поздний карбон — сакмарский век, если судить по присутствию в нем аммоноидей *Artinskya cf. naliivkini Ruzh.* и конодонтов *Neogondolella*. В конечном результате лемвинские тектонические чешуи шарьированы уже на нижнепермские отложения той части передового прогиба, которая образована погружением коры Бельско-Елецкой зоны, где ранее, вплоть до конца карбона, сохранялся карбонатный шельф. Погружение в Бельско-Елецкой части шельфа (то есть подвиг собственно шельфа под коллизионное сооружение Урала) на севере началось образованием батиальных мергелей небольшой мощности, ассельских по возрасту. На них далее были отложены мощные (2400 м) турбидиты юнъягинской серии. В кунгурском веке они сменились морской прибрежной молассой с прослоями углей, и затем прогиб развивался вплоть до конца ранней перми при чередовании мелководно-морских и лагунных условий. Судя по отсутствию несогласий в разрезе молассы, деформации слоев в пределах бывшего Елецкого шельфа начались в послепермское время и завершились только в ранней юре (Государственная..., 2007).

На Среднем Урале передовой прогиб уже в московское время захватил внешнюю часть Бельского шельфа (около 2000 м турбидитов с олистостромами, абдрезяковской — чигишанской свит) (Государственная..., 2022). Далее прогиб сместился к западу, где погружение шельфа началось с образования батиальных предфлишевых ассельско-сакмарских отложений (Мизенс, 1997; Пучков, 1997).

Можно видеть, что в Предкокшаальском прогибе, если иметь в виду его внутреннюю и внешнюю зоны, представлены аналоги лишь флиша из верхних надвиговых пластин Лемвинской зоны. Собственно же Предуральский прогиб, каким он наблюдается сейчас, лишь начал погружаться в начале перми, длительное время он оставался некомпенсированной впадиной на континентальной коре, затем был заполнен турбидитами, эвапоритами (на юге), морскими и угленосными континентальными сериями одновременно с продвижением тектонических покровов в начале коллизии. На северной окраине Тарима подобных соотношений нет, краевая зона передового прогиба лишь частично перекрыта тектонически (Телеметский и другие покровы (Алексеев и др., 2015)) и в целом слабо деформирована. Только до ассельского века сохранялось географическое противостояние рифовой карбонатной окраины (известняки Канкелин P_{1a}, рис. 4) и глубокого флишевого бассейна к северу от нее. Таким образом, последовавший далее плюмный магматизм на севере Тарима и в Кокшаале при отсутствии подобных проявлений во внешней части Урала и в Предуральском прогибе мог быть причиной, из-за которой Таримский континент не получил пермского эпиплатформенного передового погружения, столь хорошо сформированного позднеколлизионными событиями на Урале. Остается заметить, что отмеченные перед фронтом соседнего Пайхойского орогена базальты Коротаихинского прогиба находятся на краю проявлений раннетриасового сибирского плюма, они не сопровождались гранитным магматизмом и мало повлияли на развитие прогиба.

Субварисский передовой прогиб северной ветви европейских герцинид представлен Намюрской, Рурской и отчасти другими глубокими впадинами, которые заполнены мощными отложениями каменноугольного возраста и частично перекрыты надвигами с юга, со стороны Рено-Герцинской зоны орогена. Передовой прогиб наложен здесь на известняки динанта (турне — визе), образующие кровлю шельфового комплекса окраины каледонской Европы, а строение его разреза можно представить как мелководную, частично угленосную молассу, в верхах уже континентальную и красноцветную, т.е. в целом регрессивного сложения. Здесь виден классический вариант передового прогиба. Однако интересно поставить вопрос о том, какое место в его истории занимает так называемая кульмская серия нижнего, частично среднего (верхи намюра) карбона, которая входит в состав уже надвигового комплекса, залегает поверх девонских отложений склона европейской пассивной окраины и представлена в основном граувакками флишевого типа (Хаин, 2001). Отложению кульма и его аналогов предшествует «бретонская» складчатость начала карбона, которая проявлена внутри герцинского пояса, она привела к закрытию собственно Рейского океана и началу коллизии (Faure et al., 2005) и создала область питания для этой раннеколлизионной формации. Таким образом, кульмский бассейн можно сопоставить с внутренними единицами Предкокшаальского прогиба, тогда как аналоги собственно Субварисского прогиба в Тариме отсутствуют.

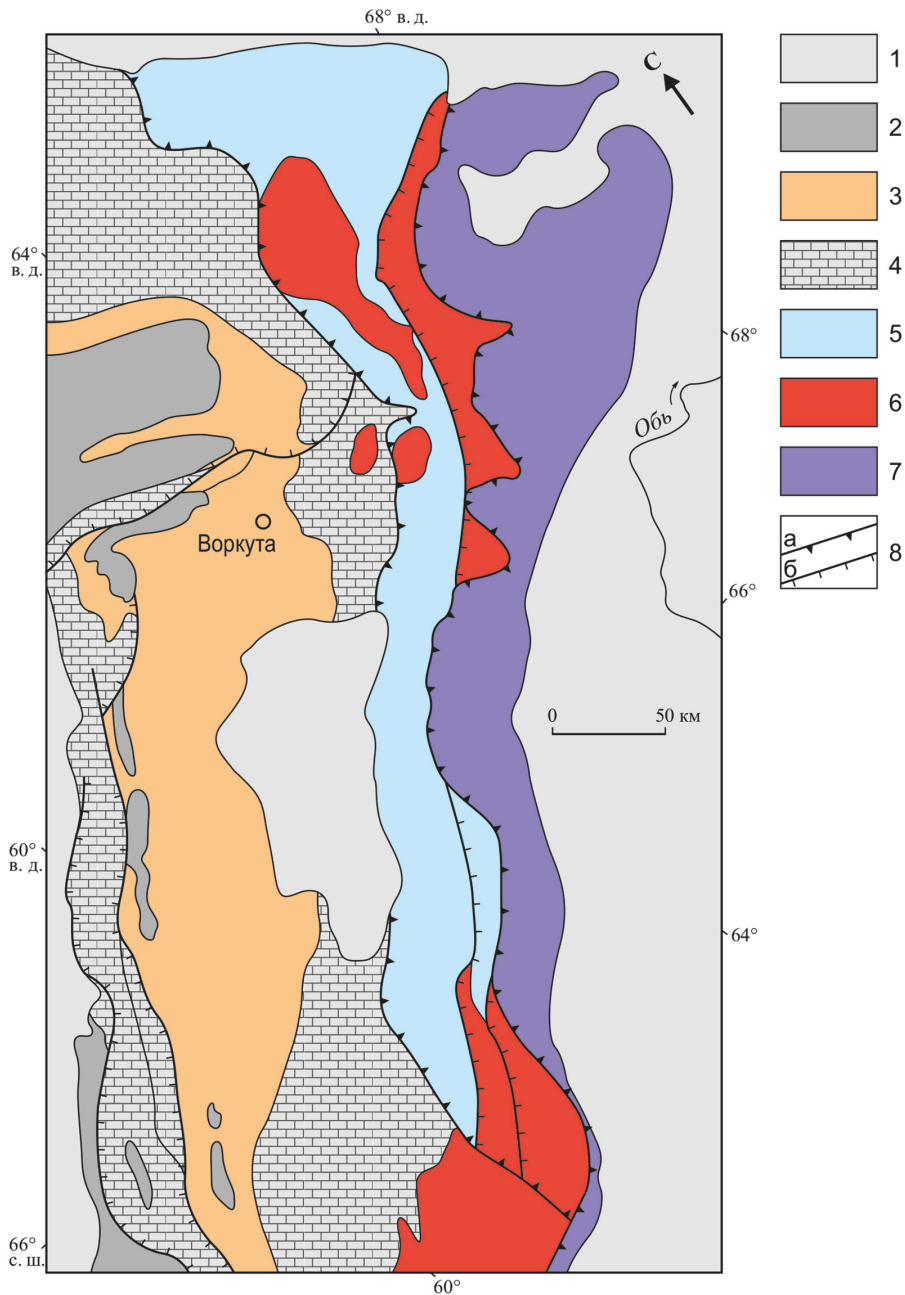


Рис. 7. Тектоническая схема Полярного Урала по (Пучков и Иванов, 2020), с упрощением:

1 — платформенный чехол, средняя юра — неоген; 2–3 — образования Предуральяского прогиба (2 — триас и нижняя юра, включая плуменные базальты нижнего триаса, 3 — пермская моласса); 4 — средний ордовик — нижняя пермь Елецкой зоны, в основном карбонатные отложения шельфа; 5 — ордовик — нижняя пермь Лемвинской зоны, батиальные карбонатно-кремнисто-глинистые отложения; 6 — верхнепротерозойский фундамент окраины Балтийского континента; 7 — палеозойские офиолиты и островодужные образования внутренней области уралид; 8 — разрывные границы, в том числе а — главные тектонические покровы, б — прочие надвиги

Передовые прогибы Альпийского пояса Европы и Южной Азии, если иметь в виду их хорошо сохранившиеся внешние (краевые) зоны, обычно находятся под надвигами шельфовых толщ континента (Альпы, Карпаты), иногда включающих большие пластины фундамента (Гималаи). Как и на Урале, магматические события в самих прогибах почти не проявились. Аналоги внутренних, раннеколлизионных флишевых впадин Кокшаала известны локально и пространственно резко отделены от поздних, собственно передовых прогибов. Последнее можно связать с большим масштабом коллизионного сокращения краевых частей континентов, выраженным продолжавшейся их субдукцией и, соответственно, гигантскими покровами. К этому типу можно отнести, вероятно, флиш верхнего эоцена Ультрагельветской зоны (Трюмпи, 1965; Леонов, 1975; Хаин, 1984; Stampfli et al., 1998), по времени предшествующий олигоцен-миоценовому погружению в области ныне сохранившегося Предальпийского прогиба и в дальнейшем шарьированный на этот прогиб вместе с шельфовыми карбонатными толщами Гельветской зоны (рис. 8). Ультрагельветский флиш обычно рассматривают как завершающий для «флишевой» стадии развития коллизии в Альпах. Однако примыкание этих отложений к склону Европейского континента позволяет видеть их образование как начало уже «молассы», т. е. заполнения передового прогиба. Напомним, что и, наоборот, в классическом Предальпийском прогибе (как и в Предуральском) нижние горизонты разреза представлены турбидитами, или флишем.

В заключение раздела отметим еще такую особенность многих передовых прогибов, как появление на их внешнем (со стороны платформы) краю складчатонадвиговых поднятий, вызванных скупиванием осадочного слоя при завершении коллизии (гряда Чернышева на Урале, Юрские горы и др.). В случае Предкокшаальского прогиба аналогичные деформации фиксированы лишь в краевой его зоне локально проявленным угловым несогласием (рис. 2) под вулканической толщей нижней перми.

Заключение

Предкокшаальский прогиб, сохранившийся в структуре северо-западной и северной окраин Таримского континента на общем протяжении более 800 км, образован в течение московского века — начала перми в ходе континентальной коллизии, с надвиганием Южного Тянь-Шаня на пассивную к началу этого процесса окраину Тарима. Особенность данного прогиба — незавершенный характер его развития и отсутствие типичной для подобных объектов (передовые прогибы Уральского, Альпийского и других коллизионных орогенов) широкой области с залеганием мощных молассовых образований поверх отложений шельфа. В хребтах Южного Тянь-Шаня — Ферганском, Кокшаальском, Харке, Хуола — представлены в основном флишевые серии, перекрывшие подводный склон Тарима. Причиной можно видеть мощное проявление внутриплитного магматизма начала перми (около 299 — 288 млн лет) в связи с мантийным подтоком (плюмом), который ускорила также отрыв слэба и прекратил активную субдукцию Таримского континента, затормозив дальнейшее продвижение прогиба к югу.

Позднепалеозойский прогиб оказался фактически «достроен» в ходе кайнозойского поддвига Тарима под Тянь-Шань. В результате его отложения уже вместе с ме-

а

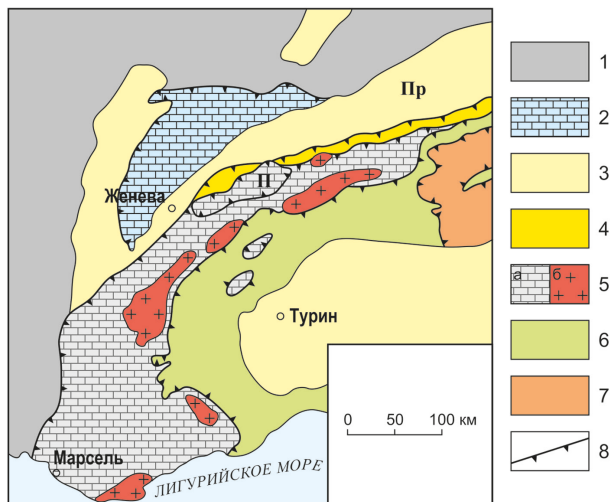
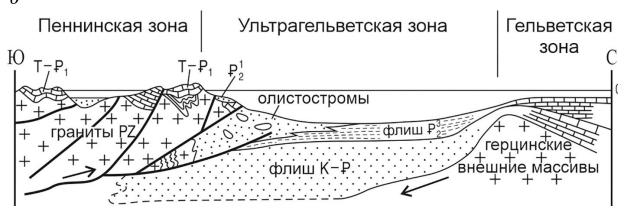


Рис. 8. Тектоническая схема западных Альп (а):

1 — палеозойский континент Европы; 2 — передовое складчатое поднятие Юрских гор; 3 — кайнозойские впадины, включая Пр — Предальпийский прогиб; 4 — зона Субальпийской молассы (олигоцен); 5–7 — покровы Альпийского орогена (5 — Гельветские (Дофинейские) и Ультрагельветские, включая а — мезозой и палеоген, б — палеозойские ядра; б — Пеннинские, представляющие бассейны Тетиса и Бриансонский микроконтинент, в том числе П — Предальпийский аллохтон; 7 — Австро-Альпийские, Адриатический микроконтинент); 8 — главные поверхности тектонических покровов.

Модельная реконструкция динамики образования верхнеэоценового бассейна на Швейцарских Альпах (б) согласно (Леонов, 1975), с изменениями

б



зозойскими толщами оказались подняты, вновь дислоцированы и хорошо вскрыты в западной части. Однако на востоке Предкокшаальский прогиб полностью исчезает в результате суммарной (герцинской и альпийской) субдукции Таримского континента к северу. Этот эффект проявлен также в общем сужении и выклинивании Южного Тянь-Шаня к востоку. Такой эффект отчасти можно связать с продольным выдавливанием материала континентальной коры на запад, левыми продольными сдвигами, левосторонними поворотами с образованием горизонтальных складок, которые фиксируются палеомагнитными измерениями. Процесс происходил после ассельского века и частично возобновился в кайнозое.

Благодарности

Авторы благодарны рецензентам, в особенности Д. В. Алексеву, за критику и подробное обсуждение рукописи статьи, а также И. В. Сумаревой за большую помощь в подготовке иллюстративного материала.

Литература

Алексеев, Д. В., Бискэ, Ю. С., Ван, Бо, Дженчураева, А. В., Гетман, О. Ф., Аристов, В. А., Крёнер, А., Лю, Х., Чжон, Л. (2015). Тектоническое районирование и палеозойская эволюция китайского Южного Тянь-Шаня. *Геотектоника* 2, 1–32.

- Бельговский, Г. Л., Тарасенко, А. Т., Эктова, Л. А., Кангро, О. Г., Малова, Э. В. (1977). *Каменноугольные и пермские отложения Тянь-Шаня*. Л.: Недра.
- Бискэ, Ю. С. и Шилово, Г. Г. (1998). Строение северной окраины Таримского массива в восточно-кокшаальском секторе Тянь-Шаня. *Геотектоника*, 2, 51–59.
- Бискэ, Ю. С., Дженчуряева, А. В., Неевин, А. В., Воробьев, Т. Ю. (2003). Стратиграфия среднего — верхнего палеозоя и палеогеография перехода Туркестанской океан — Таримский континент. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 11, 6, 46–59.
- Бискэ, Ю. С., Зубцов, С. Е., Поршняков, Г. С. (1985). *Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня*. Л.: ЛГУ.
- Бискэ, Ю. С., Поршняков, Г. С., Талашманов, Ю. А. (1982). *Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня*. Л.: ЛГУ.
- Бискэ, Ю. С. (1995). Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов. *Геотектоника*, 1, 31–39.
- Бискэ, Ю. С. (1996). *Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня*. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та.
- Бискэ, Ю. С. (2018). Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 63 (4), 416–462. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.403>
- Буртман, В. С. (2006). Тянь-Шань и Высокая Азия. *Тектоника и геодинамика в палеозое*. М.: Геос.
- Буртман, В. С. (2012). Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в кайнозое. М.: Геос.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000* (2022). 2-е изд. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-VI (Куса). Объяснительная записка. (В. М. Мосейчук, Ал. В. Тевелев, Л. В. Кашина и др.). Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ООО НТПП «Геопоиск». М.: ВСЕГЕИ.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)* (2007). Серия Уральская. Лист Q-41 — Воркута. Объяснительная записка. (М. А. Шишкин и др.). СПб.: ВСЕГЕИ.
- Зубович, А. В., Бейсенбаев, Р. Т., Ван, С., Джан, Ю., Кузиков, С. И., Мосиенко, О. И., Нусипов, Е. Н., Щелочов, Г. Г., Щерба, Ю. Г. (2004). Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алайского района Центральной Азии. *Физика Земли*, 9, 31–40.
- Иванов, К. С. и Пучков, В. Н., 2022. Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей. *Геотектоника*, 6, 78–113.
- Леонов, М. Г. (1975). *Дикий флиш Альпийской области*. М.: Наука.
- Ли, Ш. и Сю, Д., ред. (2007). *Геологическая карта Китайского Тянь-Шаня и соседних территорий. Масштаб 1 : 1 000 000*. Пекин: Изд-во геологической литературы. (На кит. яз.).
- Макаров, В. И., Алексеев, Д. В., Баталев, В. Ю., Баталева, Е. А., Беляев, И. В., Брагин, В. Д., Дергун, Н. Т., Ефимова, Н. Н., Леонов, М. Г., Мунирова, Л. М., Павленкин, А. Д., Рёкер, С. В., Рослов, Ю. В., Рыбин, А. К., Щелочков, Г. Г. (2010). Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю Manas (Кашгар — Сонкель). *Геотектоника*, 2, 23–42.
- Мизенс, Г. А., (1997). Об этапах формирования Предуральского прогиба. *Геотектоника*, 5, 33–46.
- Осмонбетов, К. О., ред. (1982). *Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии*. Кн. 1–2. Фрунзе: Илим.
- Пучков, В. Н. (1997). Тектоника Урала. Современные представления. *Геотектоника*, 4, 42–60.
- Трюмпи, Р. (1965). Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. В: *Тектоника Альпийской области: сб. статей*. М.: Мир.
- Хайн, В. Е. (1984). *Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс*. М.: Недра.
- Хайн, В. Е. (2001). *Тектоника континентов и океанов (год 2000)*. М.: Научный мир.
- Христов, Е. В. (1989). Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хан-Тенгри. *Докл. АН СССР*, 306, 166–168.
- Alexeiev, D. V., Biske, Yu. S., Djenchuraeva, A. V., Kröner, A., Getman, O. F. (2019). Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: No Triassic subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 173, 54–60. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.01.021>
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Wheeler, P. J. (1999). Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: Interactions of the Tien Shan and Tarim basin, northwest China. *Tectonics*, 18, 639–654.

- Allen, M. B., Windley, B. F., Zhang, C. (1992). Palaeozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia. *Tectonophysics*, 220, 89–115.
- Biske, Yu. S. and Seltmann, R. (2010). Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals–Turkistan oceans. *Gondwana Research*, 17 (2–3), 602–613.
- Carroll, A. R., Graham, S. A., Chang, E., McKnight, C. L. (2001). Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China. *Geological Society of American Memoir*, 194, 47–69.
- Carroll, A. R., Graham, S. A., Hendrix, M. S., Ying, D., Zhou, D. (1995). Late Palaeozoic tectonic amalgamation of NW China: sedimentary records of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar basins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 107, 571–594.
- Chen, Z.-Q. (2004). Devonian — Carboniferous brachiopod zonation in the Tarim Basin, northwest China: implications for biostratigraphy and biogeography. *Geological Journal*, 39, 431–458.
- Chen, C. M., Lu, H. F., Jia, D., Cai, D. S., Wu, S. M. (1999). Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny. *Tectonophysics*, 302, 23–40.
- Chen, Z. Q. and Shi, G. R. (2003). Late Paleozoic depositional history of the Tarim basin, northwest China: An integration of biostratigraphic and lithostratigraphic constraints. *AAPG Bulletin*, 87, 8, 1323–1354.
- Faure, M., Bé Mézème, E., Duguet, M., Talbot, J.-Y., Cartier, C. (2005). Paleozoic tectonic evolution of Medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Journal of the Virtual Explorer*, 19 (5), 2–26.
- Ge, R., Zhu, W., Wilde, S. A., He, J., Cui, X., Wang, X., Zheng, B. (2014). Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton. *Tectonics*, 33, 302–329. <https://doi.org/10.1002/2013TC003501>
- Gou, L.-L., Zhang, L.-F., Tao, R.-B., Du, J.-X. (2012). A geochemical study of syn-subduction and post-collisional granitoids at Muzhaerte River in the Southwest Tianshan UHP belt, NW China. *Lithos*, 136–139, 201–224.
- Han, B.-F., He, G.-Q., Wang, X.-C., Guo, Z.-J (2011). Late Carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan — Yili terranes in the western segment of the South Tian Shan Orogen, Central Asia, and implications for the Northern Xinjiang, western China. *Earth-Science Reviews*, 109, 74–93.
- Han, Y. and Zhao, G. (2017). Final amalgamation of the Tianshan and Junggar orogenic collage in the southwestern Central Asian Orogenic Belt: Constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean. *Earth-Science Reviews*, September, 186. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.012>
- Han, Y., Zhao, G., Cawood, P. A., Sun, M., Liu, Q., Yao, J. (2019). Plume-modified collision orogeny: The Tarim — western Tianshan example in Central Asia. *Geology*, 47, 1001–1005. <https://doi.org/10.1130/G46855.1>
- Han, Y., Zhao, G., Sun, M., Eizenhöfer, P. R., Hou, W. Zhang, X., Liu, Q., Wang, B., Liu, D., Xu, B. (2016). Late Paleozoic subduction and collision processes during the amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt along the South Tianshan suture zone. *Lithos*, 246–247, 1–12.
- He, P.-L., Huang, X.-L., Xu, Y.-G., Li, H.-Y., Wang, X., Li, W.-X. (2016). Plume-orogenic lithosphere interaction recorded in the Haladala layered intrusion in the Southwest Tianshan Orogen, NW China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 1525–1545. <https://doi.org/10.1002/2015JB012652>
- Hegner, E., Klemm, R., Kroner, A., Corsini, M., Alexeiev, D. V., Iaccheri, L. M., Zack, T., Dulski, P., Xia, X., Windley, B. F. (2010). 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. *American journal of Science*, 310, 916–950.
- Huang, H., Cawood, P. A., Ni, S., Hou, M., Shi, Z., Hu, X. (2017). Provenance of late Paleozoic strata in the Yili Basin: Implications for tectonic evolution of the South Tianshan orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 130 (5–6), 952–974. <https://doi.org/10.1130/B31588.1>
- Huang, H., Zhang, Z. C., Zhang, S., Zhang, D. Y. (2010). Petrology and geochemistry of the Huoshibulake alkali feldspar granite pluton in Southwest Tianshan mountains, Xinjiang: Implications for petrogenesis, tectonic setting and mineralization. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29 (6), 707–718. (In Chinese with English abstract).
- Huang, H., Zhang, Z., Santosh, M., Cheng, Z., Wang, T. (2018). Crustal evolution in the South Tianshan Terrane: Constraints from detrital zircon geochronology and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt. *Geological Journal*, 1–22. <https://doi.org/10.1002/gj.3235>

- Huo, H., Chen, Z., Zhang, Q., Han, F., Zhang, W., Sun, Y., Yang, B., Tang, Y. (2019). Chronological constraints on late Paleozoic collision in the Southwest Tianshan Orogenic Belt, China: Evidence from the Baleigong Granites. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 93 (5), 1188–1204. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14353>
- Izquierdo-Llavall, E., Roca, E. Xie, H., Pla, O., Muñoz, J. A., Rowan, M. G., Yuan, N., Huang, S. (2018). Influence of Overlapping décollements, syntectonic Sedimentation, and Structural Inheritance in the Evolution of a Contractional System: The Central Kuqa Fold-and-Thrust Belt (Tian Shan Mountains, NW China). *Tectonics*, 37, 2608–2632. <https://doi.org/10.1029/2017TC004928>
- Kang, Y. and Kang, Z. (1996). Tectonic evolution and oil and gas of Tarim basin. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 13 (3–5), 317–325.
- Klemd, R., John, T., Scherer, E. E., Rondenay, S., Gao, J. (2011). Changes in dip of subducted slabs at depth: Petrological and geochronological evidence from HP–UHP rocks (Tianshan, NW China). *Earth and Planetary Sciences Letters*, 310, 9–20.
- Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R., Eklund, O., Belyatsky, B. (2007). Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal range, Southern Tien-Shan, Kyrgyzstan. *Lithos*, 97, 140–160.
- Laborde, A., Barrier, L., Simoes, M., Li, H., Coudroy, T., Van der Woerd, J., Tapponnier, P. (2019). Cenozoic deformation of the Tarim Basin and surrounding ranges (Xinjiang, China): A regional overview. *Earth-Science Reviews*, 197, 102891.
- Li, D., Yang, S., Chen, H., Cheng, X., Li, K., Jin, X., Li, Z., Li, Y., Zou, S. (2014). Late Carboniferous crustal uplift of the Tarim plate and its constraints on the evolution of the Early Permian Tarim Large Igneous Province. *Lithos*, 204, 36–46.
- Li, Z., Chen, H., Song, B., Li, Y., Yang, S., Yu, X. (2011). Temporal evolution of the Permian large igneous province in Tarim Basin in northwestern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 917–927.
- Lin, C., Yang, H., Liu, J., Rui, Z., Cai, Z., Zhu, Y. (2012). Distribution and erosion of the Paleozoic tectonic unconformities in the Tarim Basin, Northwest China: Significance for the evolution of paleo-uplifts and tectonic geography during deformation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 46, 1–19.
- Liu, D., Guo, Z., Jolivet, M., Cheng, F., Song, Y., Zhang, Z. (2014). Petrology and geochemistry of Early Permian volcanic rocks in South Tian Shan, NW China: implications for the tectonic evolution and Phanerozoic continental growth. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 737–756. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0994-1>
- Liu, J., Lin, C., Li, S., Cai, Z., Xia, S., Fu, C., Liu, Y. (2012). Detrital zircon U–Pb geochronology and its provenance implications on Silurian Tarim basin. *Journal of Earth Science*, 23 (4), 455–475.
- Long, L. L., Gao, J., Wang, J. B., Qian, Q., Xiong, X. M., Wang, Y. W., Wang, L. Y., Gao, L. M. (2008). Geochemistry and SHRIMP zircon age of post-collisional granites in the southwest Tianshan orogenic belt of China: examples from the Heiyingshan and Laohutai plutons. *Acta Geologica Sinica*, 82 (2), 415–424.
- Luo, J., Zhang, J., Wang, C., Che, Z., Liu, L. (2010). Early Permian post-collisional granitoid magmatism on the northwestern margin of Tarim basin and its tectonic significance. *Scientia Geologica Sinica*, 45 (1), 66–79.
- Qi, J. Lei, G., Li, M., Xie, H., Yang, S. (2009). Contractional Structure Model of the Transition Belt between Kuiche Depression and South Tianshan Uplift. *Earth Science Frontiers*, 16 (3), 120–128.
- Ren, R., Guan, S.-W., Han, B.-F., Su, L. (2017). Chronological constraints on the tectonic evolution of the Chinese Tianshan Orogen through detrital zircons from modern and palaeo-river sands. *International Geology Review*, 1–20. <https://doi.org/10.1080/00206814.1292468>
- Shen, S., Zhang, H., Zhang, Y., Yuan, D., Chen, B., He, W., Mu, L., Lin, W., Wang, W., Chen, J., Wu, Q., Cao, C., Wang, Y., Wang, X. (2018). Permian integrative stratigraphy and timescale of China. *Science China Earth Sciences*, 61, 1–35. <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9228-4>
- Stampfli, G., Marchant, R., Marquer, D., Baudin, T., Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the western Alps. *Tectonophysics*, 296, 159–204.
- Wang, B., Faure, M., Cluzel, D., Shu, L. S., Charvet, J., Meffre, S., Ma, Q. (2006). Late Paleozoic tectonic evolution of the northern West Chinese Tianshan Belt. *Geodinamica Acta*, 19, 227–237.
- Wang, X.-S., Klemd, R., Gao, J., Jiang, T., Li, J.-L., Xue, S.-C. (2018). Final assembly of the southwestern Central Asian Orogenic Belt as constrained by the evolution of the South Tianshan Orogen: Links with Gondwana and Pangea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 1–28. <https://doi.org/10.1029/2018JB015689>

- Wen, L., Li, C., Li, H.-H., Liu, Y.-L., Li, Y.-J., Zhao, Y., Sun, X.-C., Huang, T.-F., Zhao, T.-Y., Gao, Y.-Y., Shi, B. (2019). The collision-related structures revealed in the northern Tarim Basin and their geological significance. *Geological Journal*, 1–16. <https://doi.org/10.1002/gj.3561>
- Xia, J., Zhong, Z., Huang, S., Luo, C., Lou, H., Chang, H., Li, X., Wey, L. (2023). The proto-type basin and tectono-paleogeographic evolution of the Tarim basin in the Late Paleozoic. *Front. Earth Sci. Sec. Structural Geology and Tectonics*, 11, 2 February. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1097101>
- Yin, A., Nie, S., Craig, P., Harrison, T.M., Ryerson, F.J., Qian, X., Geng, Y. (1998). Late Cenozoic tectonic evolution of the Southern Chinese Tian Shan. *Tectonic*, 17 (1), 1–37.
- Yu, X., Yang, S.-F., Chen, H.-L., Chen, Z.-Q., Li, Z.-L., Batt, G. E., Li, Y.-Q. (2011). Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U–Pb dating and geochemical characteristics. *Gondwana Research*, 20, 485–497.
- Zhang, C.-L., Li, Z.-X., Li, X.-H., Xu, Y.-G., Zhou, G., Ye, H.-M. (2010). A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: Results of a ca. 275 Ma mantle plume? *GSA Bulletin*, 122 (11/12), 2020–2040. <https://doi.org/10.1130/B30007.1>
- Zhu, G., Zhang, Z., Zhou, X., Lia, T., Han, J., Sun C. (2019). The complexity, secondary geochemical process, genetic mechanism and distribution prediction of deep marine oil and gas in the Tarim Basin, China. *Earth-Science Reviews*, 198, 102930.
- Zong, Z.-J., Dua, Y.-S., Li, S.-T., Yi, C., Dua, J.-G., Deng, X.-H., Xue, L.-W (2020). Petrogenesis of the early Permian A-type granites in the Halajun region, southwest Tianshan, western Xinjiang, NW China: Implications for geodynamics of Tarim large igneous province. *International Geology Review*, 1–22. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1749898>

Статья поступила в редакцию 17 января 2024 г.
Статья рекомендована к печати 20 июня 2024 г.

Информация об авторах:

Биске Юрий Сергеевич — gbiske@hotmail.com

Дженчурова Александра Васильевна — djenchuraeva@gmail.com

Гетман Ольга Фёдоровна — geol_kg@mail.ru

The Upper Paleozoic on the northern margin of the Tarim minor continent as a non-classical foredeep trough (evolution, tectonics, comparison)

Yu. S. Biske¹, A. V. Dzhenchuraeva², O. F. Getman²

¹ St. Petersburg State University,

7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

² Institute of Geology of the National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic,

30, Erkindyk pr., Bishkek, 720000, Kyrgyz Republic

For citation: Biske, Yu. S., Dzhenchuraeva, A. V., Getman, O.F. (2024). The Upper Paleozoic on the northern margin of the Tarim minor continent as a non-classical foredeep trough (evolution, tectonics, comparison). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 69 (3), 551–580. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.309> (In Russian)

New data on the stratigraphy and structure of the Pre-Kokshaal foredeep (Kyrgyz and Chinese Tianshan), fragments of which have been preserved on the northwestern edge of the Tarim continental massif, now in the Ferghana, Kokshaal and Kharke ridges, are presented. The foredeep emerged when the Turkestan ocean closed and the South Tianshan collisional structure built at the end of the Carboniferous and the beginning of the Permian, about 310–290 Ma. The next parts of the Pre-Kokshaal foredeep may be highlighted. 1) The inner zone, which is superimposed on the distal part of the former slope of the Tarim continent and filled with Moscowian — Kasimovian turbidites, then folded and thrust to the southeast. 2) To the south, outer zone, which corresponds to the proximal part of the slope, where the same events

and structures developed here later, in the Gzhelian — Asselian. Analogues of these mostly flysch zones are usually not included as parts of the Pre-Ural, Prealpine and other classic foredeeps, where they are completely captured into the thrust complexes. 3) Marginal zone of the Pre-Kokshaal trough was loaded with thick clastic deposits only in the Gzhelian, but already at the beginning of the Permian its subsidence compensated, and the flysch was covered by Asselian limestones. After the Asselian thrusts in the Ferghana Ridge and less significant deformations in the east, development of the foredeep towards the south apparently stopped under the influence of the Tarim mantle plume, which facilitated the separation of the mantle slab and led to thickening and heating of the Tarim continental crust. After the Hercynian collision completed, in the Late Cenozoic the Pre-Kokshaal Upper Paleozoic foredeep experienced intracontinental transverse compression and surface shortening, when it completely disappeared in the east of the Tien Shan, but supplemented from the south by a new Cenozoic molasse trough.

Keywords: South Tianshan, foredeep, Carboniferous, Permian, flysch, fusulinids, thrust, mantle plume.

References

- Alexeiev, D. V., Biske, Yu. S., Djenchuraeva, A. V., Kröner, A., Getman, O. F. (2019). Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: No Triassic subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 173, 54–60. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.01.021>
- Alexeiev, D. V., Biske, Yu. S., Wang, B., Djenchuraeva, A. V., Getman, O. F., Aristov, V. A., Kröner, A., Liu, H. S., Zhon, L. L. (2015). Tectono-stratigraphic framework and Palaeozoic evolution of the Chinese South Tianshan. *Geotectonics*, 49 (2), 93–122.
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Wheeler, P. J. (1999). Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: Interactions of the Tien Shan and Tarim basin, northwest China. *Tectonics*, 18, 639–654.
- Allen, M. B., Windley, B. F., Zhang, C. (1992). Palaeozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia. *Tectonophysics*, 220, 89–115.
- Bel'govsky, G. L., Tarasenko A. T., Ektova, L. A., Kangro, O. G., Malova, E. V. (1977). *Carboniferous and Permian deposits of the Tien Shan*. Leningrad: Nedra Publ. (In Russian)
- Biske, Yu. S., Zubtsov, S. E., Porshnyakov, G. S. (1985). *Hercynides of the Atbashi-Kokshaal region of the Southern Tien Shan*. Leningrad: Leningrad University Press. (In Russian)
- Biske, Yu. S. (1995). Late Paleozoic collision of the Tarim and Kyrgyz-Kazakh paleocontinents. *Geotectonics*, 1, 31–39. (In Russian)
- Biske, Yu. S. (1996). Paleozoic structure and history of the Southern Tien Shan. St Petersburg: Saint Petersburg University Press. (In Russian)
- Biske, Yu. S. (2018). Southern Tien Shan: towards a new geological synthesis. *Vestnik of Saint Petersburg University. Geosciences*, 63 (4), 416–462. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.403> (In Russian)
- Biske, Yu. S. and Seltmann, R. (2010). Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals — Turkestan oceans. *Gondwana Research*, 17 (2–3), 602–613.
- Biske, Yu. S. and Shilov, G. G. (1998). The structure of the northern edge of the Tarim massif in the eastern Kokshaal sector of the Tien Shan. *Geotectonics*, 2, 51–59. (In Russian)
- Biske, Yu. S., Dzhenchuraeva, A. V., Neevin, A. V., Vorob'ev, T. Yu. (2003). Stratigraphy of the Middle-Upper Paleozoic and paleogeography of the transition of the Turkestan Ocean — Tarim continent. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 11 (6), 46–59. (In Russian)
- Biske, Yu. S., Porshnyakov, G. S., Talashmanov, Yu. A. (1982). *Hercynides of the Fergana Range and adjacent areas of the Southern Tien Shan*. Leningrad: Leningrad State University Press. (In Russian)
- Burtman, V. S. (2006). *Tien Shan and High Asia. Tectonics and geodynamics in the Paleozoic*. Moscow: Geos Publ. (In Russian)
- Burtman, V. S. (2012). *Tien Shan and High Asia: geodynamics in the Cenozoic*. Moscow: Geos Publ. (In Russian)
- Carroll, A. R., Graham, S. A., Hendrix, M. S., Ying, D., Zhou, D. (1995). Late Palaeozoic tectonic amalgamation of NW China: sedimentary records of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar basins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 107, 571–594.

- Carroll, A.R., Graham, S.A., Chang, E., McKnight, C.L. (2001). Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China. *Geological Society of American Memoir*, 194, 47–69.
- Chen, C. M., Lu, H. F., Jia, D., Cai, D. S., Wu, S. M. (1999). Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: An oblique collisional orogeny. *Tectonophysics*, 302, 23–40.
- Chen, Z. Q. and Shi, G. R. (2003). Late Paleozoic depositional history of the Tarim basin, northwest China: an integration of biostratigraphic and lithostratigraphic constraints. *AAPG Bulletin*, 87, 8, 1323–1354.
- Chen, Z.-Q. (2004). Devonian–Carboniferous brachiopod zonation in the Tarim Basin, northwest China: implications for biostratigraphy and biogeography. *Geological Journal*, 39, 431–458.
- Faure, M., Bé Mézème, E., Duguet, M., Talbot, J.-Y., Cartier, C. (2005). Paleozoic tectonic evolution of Medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Journal of the Virtual Explorer*, 19 (5), 2–26.
- Ge, R., Zhu, W., Wilde, S.A., He, J., Cui, X., Wang, X., Zheng, B. (2014). Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton. *Tectonics*, 33, 302–329. <https://doi.org/10.1002/2013TC003501>
- Gou, L.-L., Zhang, L.-F., Tao, R.-B., Du, J.-X. (2012). A geochemical study of syn-subduction and post-collisional granitoids at Muzhaerte River in the Southwest Tianshan UHP belt, NW China. *Lithos*, 136–139, 201–224.
- Han, B.-F., He, G.-Q., Wang, X.-C., Guo, Z.-J (2011). Late Carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan–Yili terranes in the western segment of the South Tian Shan Orogen, Central Asia, and implications for the Northern Xinjiang, western China. *Earth-Science Reviews*, 109, 74–93.
- Han, Y. and Zhao, G. (2017). Final amalgamation of the Tianshan and Junggar orogenic collage in the southwestern Central Asian Orogenic Belt: Constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean. *Earth-Science Reviews*, September, 186. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.012>
- Han, Y., Zhao, G., Cawood, P.A., Sun, M., Liu, Q., Yao, J. (2019). Plume-modified collision orogeny: The Tarim — western Tianshan example in Central Asia. *Geology*, 47, 1001–1005. <https://doi.org/10.1130/G46855.1>
- Han, Y., Zhao, G., Sun, M., Eizenhöfer, P.R., Hou, W. Zhang, X., Liu, Q., Wang, B., Liu, D., Xu, B. (2016). Late Paleozoic subduction and collision processes during the amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt along the South Tianshan suture zone. *Lithos*, 246–247, 1–12.
- He, P.-L., Huang, X.-L., Xu, Y.-G., Li, H.-Y., Wang, X. and Li, W.-X. (2016). Plume-orogenic lithosphere interaction recorded in the Haladala layered intrusion in the Southwest Tianshan Orogen, NW China. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 121, 1525–1545. <https://doi.org/10.1002/2015JB012652>
- Hegner, E., Klemm, R., Kroner, A., Corsini, M., Alexeiev, D. V., Iaccheri, L. M., Zack, T., Dulski, P., Xia, X., and Windley, B. F. (2010). 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. *American journal of Science*, 310, 916–950.
- Huang, H., Cawood, P.A., Ni, S., Hou, M., Shi, Z, Hu, X. (2017). Provenance of late Paleozoic strata in the Yili Basin: Implications for tectonic evolution of the South Tianshan orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 130 (5–6), 952–974. <https://doi.org/10.1130/B31588.1>
- Huang, H., Zhang, Z., Santosh, M., Cheng, Z., Wang, T. (2018). Crustal evolution in the South Tianshan Terrane: Constraints from detrital zircon geochronology and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt. *Geological Journal*, 1–22. <https://doi.org/10.1002/gj.3235>
- Huang, H., Zhang, Z. C., Zhang, S., Zhang, D. Y. (2010). Petrology and geochemistry of the Huoshibulake alkali feldspar granite pluton in Southwest Tianshan mountains, Xinjiang: implications for petrogenesis, tectonic setting and mineralization. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29 (6), 707–718. (In Chinese)
- Huo, H., Chen, Z., Zhang, Q., Han, F., Zhang, W., Sun, Y., Yang, B., Tang, Y. (2019). Chronological constraints on late Paleozoic collision in the Southwest Tianshan Orogenic Belt, China: evidence from the Baleigong Granites. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 93 (5), 1188–1204. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14353>
- Ivanov, K. S. and Puchkov, V. N. (2022). Structural-formational zones of the Ural fold belt: review of data and development of new ideas. *Geotectonics*, 6, 78–113. (In Russian)
- Izquierdo-Llavall, E., Roca, E. Xie, H., Pla, O., Muñoz, J. A., Rowan, M. G., Yuan, N., Huang, S. (2018). Influence of Overlapping décollements, syntectonic Sedimentation, and Structural Inheritance in the Evolution of a Contractional System: The Central Kuqa Fold-and-Thrust Belt (Tian Shan Mountains, NW China). *Tectonics*, 37, 2608–2632. <https://doi.org/10.1029/2017TC004928>

- Kang, Y. and Kang, Z. (1996). Tectonic evolution and oil and gas of Tarim basin. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 13 (3–5), 317–325.
- Khain, V.E. (1984). *Regional geotectonics. Alpine Mediterranean belt*. Moscow: Nedra Publ. (In Russian)
- Khain, V.E. (2001). *Tectonics of continents and oceans (year 2000)*. Moscow: Nauchny mir Publ. (In Russian)
- Khristov, E. V. (1989). New data on the age and tectonic position of Paleozoic deposits of the Khan Tengri mountain range. *Doklady AN USSR*, 306, 166–168. (In Russian)
- Klemd, R., John, T., Scherer, E. E., Rondenay, S., Gao, J. (2011). Changes in dip of subducted slabs at depth: Petrological and geochronological evidence from HP–UHP rocks (Tianshan, NW China). *Earth and Planetary Sciences Letters*, 310, 9–20.
- Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R., Eklund, O., Belyatsky, B. (2007). Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal range, Southern Tien-Shan, Kyrgyzstan. *Lithos*, 97, 140–160.
- Laborde, A., Barrier, L., Simoes, M., Li, H., Coudroy, T., Van der Woerd, J., Tapponnier, P. (2019). Cenozoic deformation of the Tarim Basin and surrounding ranges (Xinjiang, China): A regional overview. *Earth-Science Reviews*, 197, 102891.
- Leonov, M. G. (1975) *Wild flysch of the Alpine region*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Li, D., Yang, S., Chen, H., Cheng, X., Li, K., Jin, X., Li, Z., Li, Y., Zou, S. (2014). Late Carboniferous crustal uplift of the Tarim plate and its constraints on the evolution of the Early Permian Tarim Large Igneous Province. *Lithos*, 204, 36–46.
- Li, S. W. and Xu, D. K., eds (2007). *Geological map of Chinese Tianshan and adjacent areas, scale 1 : 1 000 000*. Beijing: Geology publishing house. 2 sheets. (In Chinese)
- Li, Z., Chen, H., Song, B., Li, Y., Yang, S., Yu, X. (2011). Temporal evolution of the Permian large igneous province in Tarim Basin in northwestern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 917–927.
- Lin, C., Yang, H., Liu, J., Rui Z., Cai, Z., Zhu, Y. (2012). Distribution and erosion of the Paleozoic tectonic unconformities in the Tarim Basin, Northwest China: Significance for the evolution of paleo-uplifts and tectonic geography during deformation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 46, 1–19.
- Liu, D., Guo, Z., Jolivet, M., Cheng, F., Song, Y., Zhang, Z. (2014). Petrology and geochemistry of Early Permian volcanic rocks in South Tian Shan, NW China: implications for the tectonic evolution and Phanerozoic continental growth. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 737–756. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0994-1>
- Liu, J., Lin, C., Li, S., Cai, Z., Xia, S., Fu, C., Liu, Y. (2012). Detrital zircon U–Pb geochronology and its provenance implications on Silurian Tarim basin. *Journal of Earth Science*, 23 (4), 455–475.
- Long, L. L., Gao, J., Wang, J. B., Qian, Q., Xiong, X. M., Wang, Y. W., Wang, L. Y., Gao, L. M. (2008). Geochemistry and SHRIMP zircon age of post-collisional granites in the southwest Tianshan orogenic belt of China: examples from the Heiyingshan and Laohutai plutons. *Acta Geologica Sinica*, 82 (2), 415–424.
- Luo, J., Zhang, J., Wang, C., Che, Z., Liu, L. (2010). Early Permian post-collisional granitoid magmatism on the northwestern margin of Tarim basin and its tectonic significance. *Scientia Geologica Sinica*, 45 (1), 66–79.
- Makarov, V.I., Alekseev, D. V., Batalev, V. Yu., Bataleva, E. A., Belyaev, I. V., Bragin, V. D., Dergunov, N. T., Efimova, N. N., Leonov, M. G., Munirova, L. E., Pavlenkin, A. D., Roecker, S., Roslov, Yu. V., Rybin, A. K., Shchelochkov, G. G. (2010). Underthrusting of Tarim beneath the Tien Shan and Deep Structure of Their Junction Zone: Main Results of Seismic Experiment along MANAS Profile Kashgar — Song Köl. *Geotectonics*, 44 (2), 102–126. (In Russian)
- Misens, G. A. (1997). On the stages of formation of the Cis-Ural trough. *Geotectonics*, 5, 33–46.
- Osmonbetov, K. O., ed. (1982). *Stratified and intrusive formations of Kyrgyzstan*. Books 1–2. Frunze: Ilim.
- Puchkov, V.N. (1997). Tectonics of the Urals. Modern representations. *Geotectonics*, 4, 42–60.
- Qi, J., Lei, G., Li, M., Xie, H., Yang, S. (2009). Contractive Structure Model of the Transition Belt between Kuche Depression and South Tianshan Uplift. *Earth Science Frontiers*, 16 (3), 120–128.
- Ren, R., Guan, S.-W., Han, B.-F., Su, L. (2017). Chronological constraints on the tectonic evolution of the Chinese Tianshan Orogen through detrital zircons from modern and palaeo-river sands. *International Geology Review*, 1–20. <https://doi.org/10.1080/00206814.1292468>
- Shen, S., Zhang, H., Zhang, Y., Yuan, D., Chen, B., He, W., Mu, L., Lin, W., Wang, W., Chen, J., Wu, Q., Cao, C., Wang, Y., Wang, X. (2018). Permian integrative stratigraphy and timescale of China. *Science China Earth Sciences*, 61. <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9228-4>
- Stampfli, G., Marchant, R., Marquer, D., Baudin, T., Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the western Alps. *Tectonophysics*, 296, 159–204.

- State geological map of the Russian Federation, scale 1: 200,000* (2022). Second ed. South Ural series. Sheet N-40-VI (Kusa). Explanatory text. (V.M. Moseychuk, Al. V. Tevelev, L. V. Kashina, etc.). Ministry of Natural Resources of Russia, Rosnedra, FSBI "VSEGEI", LLC NTPP "Geopoisk". Moscow: VSEGEI Publ. (In Russian)
- State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (third generation)* (2007). Ural series. Sheet Q-41 — Vorkuta. Explanatory text. (M. A. Shishkin and others). St Petersburg: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Trumpy, R. (1965). Tectonic development of the Central and Western Alps. In: *Tectonics of the Alpine region: collection of articles*. Moscow: Mir Publ. (In Russian).
- Wang, B., Faure, M., Cluzel, D., Shu, L. S., Charvet, J., Meffre, S., Ma, Q. (2006). Late Paleozoic tectonic evolution of the northern West Chinese Tianshan Belt. *Geodinamica Acta*, 19, 227–237.
- Wang, X.-S., Klemd, R., Gao, J., Jiang, T., Li, J.-L., Xue, S.-C. (2018). Final assembly of the southwestern Central Asian Orogenic Belt as constrained by the evolution of the South Tianshan Orogen: Links with Gondwana and Pangea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123. <https://doi.org/10.1029/2018JB015689>
- Wen, L., Li, C., Li, H.-H., Liu, Y.-L., Li, Y.-J., Zhao, Y., Sun, X.-C., Huang, T.-F., Zhao, T.-Y., Gao, Y.-Y., Shi, B. (2019). The collision-related structures revealed in the northern Tarim Basin and their geological significance. *Geological Journal*, 1–16. <https://doi.org/10.1002/gj.3561>
- Xia, J., Zhong, Z., Huang, S., Luo, C., Lou, H., Chang, H., Li, X., Wey, L. (2023). The proto-type basin and tectono-paleogeographic evolution of the Tarim basin in the Late Paleozoic. *Front. Earth Sci. Sec. Structural Geology and Tectonics*, 11, 02 February. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1097101>
- Yin, A., Nie, S., Craig, P., Harrison, T. M., Ryerson, F. J., Qian, X., Geng, Y. (1998). Late Cenozoic tectonic evolution of the Southern Chinese Tian Shan. *Tectonic*, 17 (1), 1–37.
- Yu, X., Yang, S.-F., Chen, H.-L., Chen, Z.-Q., Li, Z.-L., Batt, G. E., Li, Y.-Q. (2011). Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U–Pb dating and geochemical characteristics. *Gondwana Research*, 20, 485–497.
- Zhang, C.-L., Li, Z.-X., Li, X.-H., Xu, Y.-G., Zhou, G., Ye, H.-M. (2010). A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: Results of a ca 275 Ma mantle plume? *GSA Bulletin*, 122 (11/12), 2020–2040. <https://doi.org/10.1130/B30007.1>
- Zhu, G., Zhang, Z., Zhou, X., Lia, T., Han, J., Sun, C. (2019). The complexity, secondary geochemical process, genetic mechanism and distribution prediction of deep marine oil and gas in the Tarim Basin, China. *Earth-Science Reviews*, 198, 102930.
- Zong, Z.-J., Dua, Y.-S., Li, S.-T., Yi, C., Dua, J.-G., Deng, X.-H., Xue, L.-W (2020). Petrogenesis of the early Permian A-type granites in the Halajun region, southwest Tianshan, western Xinjiang, NW China: implications for geodynamics of Tarim large igneous province. *International Geology Review*, <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1749898>
- Zubovich, A. V., Beisenbaev, R. T., Van, S., Dzhan, Yu., Kuzikov, S. I., Mosienko, O. I., Nusipov, E. N., Shchelochov, G. G., Shcherba, Yu. G. (2004). Modern kinematics of the Tarim-Tien-Shan-Alai region of Central Asia. *Physics of the Earth*, 9, 31–40. (In Russian)

Received: January 17, 2024

Accepted: June 20, 2024

Authors' information:

Yuriy S. Biske — gbiske@hotmail.com

Alexandra V. Djenchuraeva — djenchuraeva@gmail.com

Olga F. Getman — geol_kg@mail.ru