

Ю. С. Бискэ

ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА.

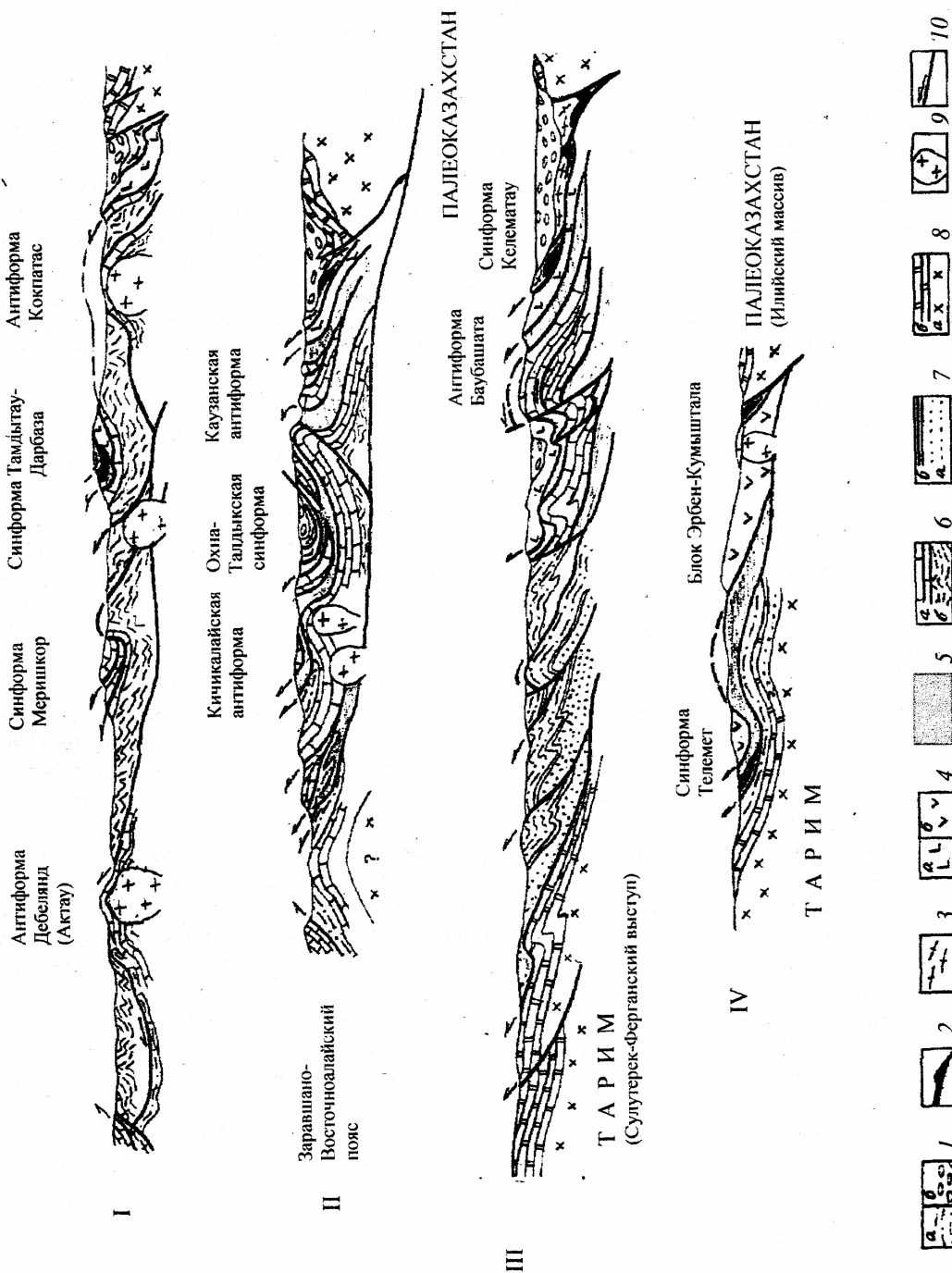
II. ПАЛЕЗОЙСКИЙ ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ И КЫЗЫЛКУМЫ

Основу характеристики Южного Тянь-Шаня составляет полный разрез морских отложений силура – карбона в разнообразных формационных типах, включающих карбонатные, терригенные, вулканические и глинисто-кремнистые породы. Докембрий отсутствует или проблематичен. Структура области – герцинская (варисийская), т.е. сформирована движениями среднего карбона – перми и включает почти исключительно позднепалеозойские гранитоиды. Иногда присутствуют переработанные фрагменты каледонской структуры. Палеозойский Южный Тянь-Шань – хорошо выраженная альпинотипная складчатонадвиговая система, которая может быть прослежена более чем на 2000 км от гор Султан-Уиздага в южном Приаралье до восточной части китайского Тянь-Шаня (см. рис. 1 в [1]).

Южный Тянь-Шань распадается на две части, имеющие разное происхождение. Северная может быть названа *Букантау-Кокшаальским поясом* и отличается южной вергентностью надвиговой структуры. Ей соответствуют северные горные массивы Кызылкумов, Нуратинские горы, Туркестано-Алайская система к югу от Ферганской депрессии и Ферганский хребет, ограничивающий ее с востока; далее к востоку – Атбашинский, Джаньджерский, Борколдойский и Кокшаальский хребты киргизского Тянь-Шаня, высочайшие в этой горной системе вершины Хан-Тенгри и Победы и затем, на китайской территории, хребты Халыктау, Эрбен и др. Южнее продольной долины р. Зеравшан следует другой, *Зеравшано-Восточно-Алайский пояс* герцинид, с признаками уже северной вергентности в ранних коллизионных структурах. Он обнажен в настоящее время в южных из Кызылкумских возвышенностей (Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинские горы), протягивается на восток в Зеравшанский и Гиссарский хребты, Каратегинскую горную область и до Восточного Алая, где теряется под надвигами альпийского Памира. Рассматриваемый традиционно в составе Южного Тянь-Шаня Зеравшано-Восточно-Алайский пояс фактически составляет окраину древнего Каракумо-Таджикского континента. Прекрасная обнаженность палеозойских толщ в большинстве из перечисленных горных хребтов и морской состав их разреза способствовали тому, что палеозой Южного Тянь-Шаня давно был предметом изучения и к настоящему времени хорошо скоррелирован. Однако свойственное ему разнообразие вулканогенных и особенно осадочных формаций было оценено лишь к 60–70-м годам XX в. [2] после детальных палеонтолого-стратиграфических исследований и расшифровки покровных совмещений различных по происхождению толщ среднего палеозоя. Несклько позже пришло понимание палеогеографии Южного Тянь-Шаня как региона, в котором коллизионная структура сохранила признаки окраин нескольких, не менее двух-трех, континентальных масс и океанских бассейнов между ними ([3–8] и др).

Рассмотрим основные формационные типы палеозойских разрезов Южного Тянь-Шаня, двигаясь вкост его простираения с севера на юг. Это удобно сделать, так как они резко меняются на границах герцинских тектонических покровов, из которых фактически и состоит вся область.

Букантау-Кокшаальский надвиговый пояс. Строение этой линейной зоны однотипно по всей ее длине, хотя набор тектонических покровов в разных пересечениях не вполне одинаков (рис. 1).



Внутренняя (офиолитовая) зона Букантау-кокшаальских герцинид содержит остатки коры палеозойского океана [3]. Ей отвечают верхние тектонические покровы, которые корнями примыкают к окраине Палеоказахстана (к Срединному Тянь-Шаню), образуя здесь Южно-тяньшаньскую сутуру (шовную зону). Эта зона почти везде перекрыта более молодыми, неаовтохтонными, отложениями и перестроена поздними смещениями. Обычно океанские образования наблюдаются в аллохтонном залегании, в том числе заметно южнее.

Самым верхним аллохтоном оказывается *зеленосланцевый* или, точнее, глаукофан-зеленосланцевый покров, состоящий из метаморфизованных вулкано-терригенных отложений, главным образом додевонского возраста. Возможно, они включают и фрагменты верхнедокембрийских базитов [9]. Эти образования претерпели деформации и метаморфизм трех этапов. Первый из них связан с возникновением аккреционной призмы у активной окраины Палеоказахстана. В южной и восточной Фергане обнаружено несогласное залегание на зеленых сланцах рифогенных известняков и обломочных пород верхнего силура – девона, которые таким образом должны были наращивать аккреционную структуру, запечатывая ее сверху (рис. 2). Напомним, что к началу девона относится и появление известково-щелочных вулканитов на прилегающей континентальной окраине [1]. При этом в центральном, Атбаш-Кокшаальском, секторе зоны зеленосланцевый покров состоит в основном из флишоидных, существенно песчаных по составу толщ силура – нижнего девона, которые скорее всего происходят с севера и заполнили прогиб преддугового типа. Вторым этапом было перемещение собственно тектонического покрова в начале коллизии, когда зеленые эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы были надвинуты на отложения верхней части нижнего карбона и одновременно разрушались, превращаясь в мономиктовые брекчии (Южная Фергана). В сланцах обнаруживаются реликты минералов глаукофановой группы, образованных за счет высоких давлений в субдукционной зоне, а поздний зеленосланцевый метаморфизм, предшествующий коллизии, датирован К–Аг в 340–300 млн лет. Наконец, третий этап преобразований приходится на начало перми и проявлен в зоне коллизионного шва. Здесь местами (северный склон Атбашинского хребта, а также верховья р. Текесу в китайской части области) прогрессивный метаморфизм достигает уровня эклогитовой фации, с дальнейшим переходом к амфиболитам [10, 11]. Атбашинские эклогиты, согласно определениям Sm–Nd-возраста, несомненно имеют палеозойский протолит. Метаморфизм сверхвысоких давлений был вызван погружением базальтов до глубины более 35 км. Сразу же затем произошло частичное извлечение метаморфизованных пород на поверхность («экстугмация»), сопровождавшееся позднеколлизионными ретро-надвидами и сдвигами. Позиция комплекса ретроградно измененных метаморфитов высоких давлений в Южном Тянь-Шане та же, что и в других коллизионных поясах – например, хр. Уралтау в пределах Уральской системы.

Из-под зеленосланцевого покрова вскрываются офиолиты, превращенные обычно в серпентинитовый меланж. Их проявления в Южном Тянь-Шане невелики по масштабу и фрагментарны, причем нередко инъекции серпентинитов проникают по разрывам в зеленослан-

Рис. 1. Обобщенные профили через Букантау-Кокшаальский пояс герцинского Южного Тянь-Шаня, реставрированные на конец палеозоя, по Кызылкумскому (I), Туркестано-Алайскому (II), Ферганско-Кокшаальскому (III), Халыктаускому (IV) секторам.

1 – флиш и моласса поздних прогибов (а – передовых, б – тыловых); 2 – офиолиты и серпентинитовые меланжи; 3–7 – тектонические покровы, образованные средним, местами нижним палеозоем в фациях: 3 – зеленосланцевых, 4 – вулканогенных, в том числе: с преобладанием базальтов (а) и с разнообразным составом вулканитов (б), 5 – батинальных (включая глинистые меланжи с силурийским матриксом), б – карбонатных, включая отложения среднего палеозоя (а), верхнего докембрия и нижнего палеозоя Кызылкумо-Алая, местами включая также нижний силур (б), 7 – терригенных, с выделением турбидитов девона – нижнего карбона (а) и батинальных отложений карбона (б); 8 – континентальная кора (а – фундамент, б – чехол); 9 – коллизионные гранитоиды; 10 – надвиги. Север на профилях справа. Масштаб около 1:1 000 000. Рельеф условный.

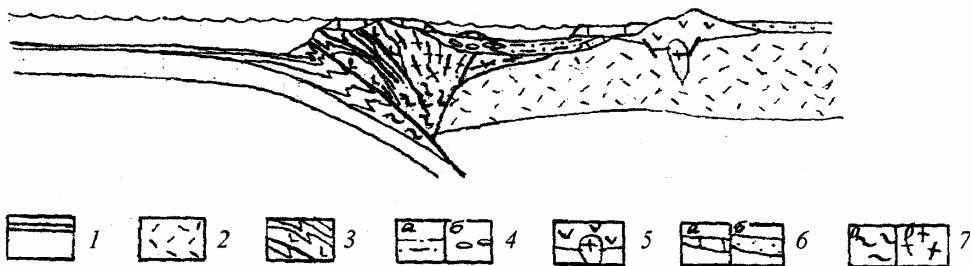


Рис. 2. Модель обстановки образования в силуре – начале девона формаций, составивших в дальнейшем зеленосланцевый тектонический покров.

1 – кора Палеотуркестанского океана; 2 – континентальная кора Палеоказахстана; 3 – осадочные образования и базальты главным образом ордовика и силура (в аккреционной призме – маджерумская, канская, майлиусульская свиты и их аналоги); 4 – отложения преддугового бассейна (каиндинская, балыктинская и другие свиты): а – турбидиты, б – олистостромы; 5 – вулканиты и гранитоиды активной окраины; б – мелководные осадки: а – рифогенные известняки, б – песчаники; 7 – метаморфизм: а – глаукофановый, б – ретроградный зеленосланцевый.

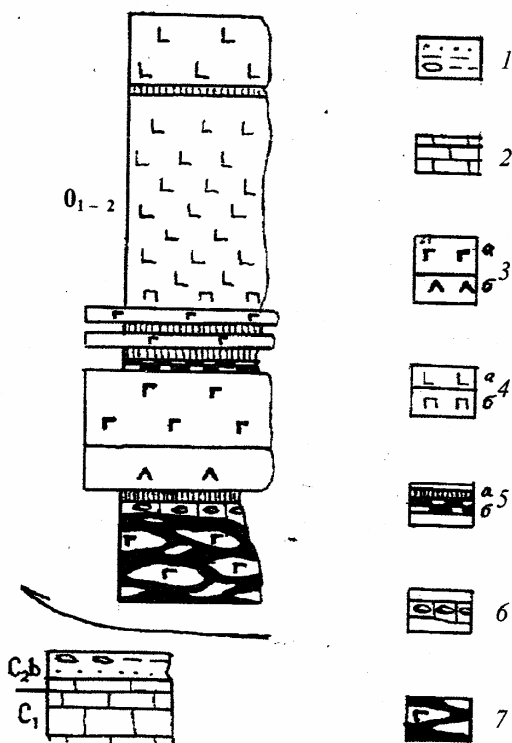
цевые или глинистые силурийские толщи, образуя меланжи. Более подробно изучен Сарталинский аллохтонный офиолитовый комплекс на северном склоне Алайского хребта, в котором установлен относительно полный разрез (рис. 3). Он включает толеитовые базальты, в нижней части близкие к срединно-океаническому типу, а выше обогащенные титаном и щелочами. Базальты налегают с брекчией в основании на меланократовый, в основном ультрабазитовый, фундамент и прорваны sillом габбро и верлитов. Осадочные породы кремнистого состава находятся среди базальтов на разных уровнях и включают железистый горизонт, очевидно, образованный выходами подводных гидротерм. По радиоляриям и конодонтам они датированы ранним–средним ордовиком [12]. Наблюдаемая мощность офиолитового комплекса не превышает нескольких сотен метров. Выше (контакты сейчас тектонические) залегают нижнесилурийские граптолитовые сланцы. Сарталинский фрагмент коры океанического типа скорее всего сохранился от небольшого бассейна растяжения, образованного еще до начала ордовика на окраине Восточной Гондваны – возможно, в обстановке задугового рифтинга. Признаками более раннего растяжения можно считать кембрийские и даже вендские щелочные и бимодальные вулканиты, известные в составе аллохтонных пластин Тамдытау в Кызылкумах и Алайском хребте [13, 14]. Не исключено, что фрагменты океанического дна, известные в Южном Тянь-Шане, образовались в более широком интервале времени: в частности, китайские геологи склонны относить раскрытие крайней восточной части Туркестанского океана уже к силуру, хотя единичные прямые датировки офиолитов ([15] и др.) позволяют допускать и ордовикский возраст.

Нижний (вулканогенный) тектонический покров внутренней зоны составляют мощные, иногда более 3000 м, базальтовые серии, чаще всего в объеме верхнего силура – среднего девона. Однако они не имеют стратиграфических соотношений с ордовикскими офиолитами, а в редких случаях, когда удается наблюдать их стратиграфическую подошву, оказываются залегающими на силурийских глинистых или даже флишеидно-олистостромовых толщах. При этом интрузивные залежи габбро и гарцбургитов, в разной степени тектонизированные, находятся среди силурийских толщ ниже подошвы базальтов. Комплексы типа «дайка в дайке» отсутствуют либо имеют очень малую мощность, дайки рассеяны и поразному ориентированы [16]. Базальты и гиадокластиты (продукт подводного разрушения застывающих потоков) преимущественно отличаются субщелочным составом и средним содержанием TiO_2 2,5%. Среди них обычны линзы мелководных рифогенных известняков.

Все эти признаки позволяют считать силур-девонские базальтовые толщи излившимися скорее всего во внутриплитной или окраинно-морской обстановке. Добавим, что в отдельных случаях – например, в Джаныджерском хребте Центрального Тянь-Шаня – основные вулканы переслаиваются с риолитами, дацитами и их туфами, образуя контрастную ассоциацию. Геохимические данные указывают на происхождение кислой магмы из континентального источника, т.е. на рифтовый тип магматизма, хотя проявился он в морской обстановке. Таким образом, кора внутренней зоны Букантау-Кокшаальского пояса не была повсеместно океанической и включала континентальные фрагменты, растянутые и погруженные.

Рис. 3. Схема тектонической позиции и строения Сарталинского офиолитового аллохтона (Южная Фергана).

1, 2 – внешняя зона Букантау-Кокшаальского пояса (пластина Ишметау): 1 – турбидиты, олигострома, 2 – известняки; 3–7 – Сарталинский аллохтон: 3 – силлы надирской группы (девон?): а – лерцолиды, верлиты, б – габбро, долериты; 4 – вулканы: а – покровные базальты, б – пикриты; 5 – силициты нижнего-среднего ордовика: а – пестроцветные радиоляриевые, б – железистые; б – брекчии, конгломераты в карбонатном цементе (офикальциты); 7 – меланократовое основание (тектонизированные серпентиниты, пироксениты, габбро, родингиты).



На западе области, главным образом в Узбекистане, вулканический средний палеозой частично представлен известково-щелочными, часто пирокластическими образованиями островодужного типа (сангунтауская и другие свиты). Обычно ([5] и др.) их относят к карбону, однако, по крайней мере, некоторые из них несомненно силурийские и отражают додевонские конвергентные события.

Вулканы внутренней зоны пояса обычно покрываются пелагическими силицитами среднего-верхнего девона и нижнего карбона (иногда на этом последнем уровне присутствует тонкая пачка переотложенного известняка), а затем небольшой по мощности пачкой флиша с грубообломочной вулканокластической примесью. Ее раннебашкирский возраст датирует момент образования надвиговой структуры в связи с аккрецией вулканических построек к окраине Палеоказахстана.

Внешняя зона Букантау-Кокшаальского пояса отвечает нижним тектоническим покровам, в которых устанавливаются три основных формационных типа среднепалеозойских отложений.

Батинальный (пелагический) тип включает граптолитовые глинистые сланцы силура, на которых залегают кремнистые пестроокрашенные или черные сланцы девона – визейского яруса нижнего карбона, а затем слоистые и окремненные, тонкообломочные известняки верхней части нижнего и основания среднего карбона. Вся эта последовательность имеет мощность обычно 600–800 м, что значительно меньше по сравнению с одновозрастными карбонатными и вулканическими сериями региона. Благодаря присутствию многочисленных остатков руководящей открыто морской фауны (граптолиты, конодонты, гониатиты, радиолярии), отложения поддаются послылой датировке и проявляют почти полные согласные разрезы, если не считать кратковременных подводных перерывов в образовании осадка или вследствие его растворения. Столь устойчивое в геологическом масштабе времени сохранение открыто морских условий возможно лишь при большой ширине (сотни километров) и постоянном «голодании» бассейна, глубина которого не компенсируется осадками. Этот тип разреза весьма устойчив по всей длине Южного Тянь-Шаня и известен от Кызылкумских гор до Синьцзяна и очень напоминает также лемвинский палеозой Приполярного Урала. Его существование – хороший довод в пользу большой первоначальной ширины океана и, следовательно, дальнейшего многократного ее сокращения в связи с коллизией континентов и возникновением покровной структуры.

Карбонатный тип разреза среднего палеозоя указывает на отдели, «карбонатные платформы», развившиеся в мелководных зонах Туркестанского океана и его уже южной окраины, которая в это время оставалась пассивной. Суммарная мощность верхнего силура – среднего карбона здесь может превышать 1–3 тыс. м. Известняковые скальные гряды – типичная черта геологического ландшафта почти всего Южного Тянь-Шаня. Разрезы их непрерывны либо имеют внутренние параллельные, часто скрытые, несогласия, отражающие как местные поднятия, так и глобальные регрессивно-трансгрессивные циклы. Характерны, например, перерывы в основании среднего карбона, во время которых образовались небольшие залежи бокситов, а также перерыв внутри визе (нижний карбон), в ходе которого на краю карбонатных платформ местами возникли мощные известняковые склоновые брекчи, а затем происходила проградация известняковых рифов в сторону склонов. Можно попытаться реконструировать фациальный профиль некоторых карбонатных платформ и выделить крайние рифовые постройки, склоновые (предрифовые) обломочные шлейфы, а во внутренней части – лагунные зоны с доломитами, иногда красноцветными мергелями и сланцами и даже ангидритами. Флишевая формация, которая залегает в кровле разреза, образовалась за очень короткое время и при большой скорости седиментации. Слагающие ее песчано-алевритовые турбидиты обычно составляют небольшую пачку под надвигами, но иногда достигают мощности 1000–1500 м, включая при этом несортированные конглобрекчи подводных лавин (гравититы) и горизонты олистолитов, чаще всего также известняковых, с гигантскими отторженцами-клиппенами: легко представить себе появление их путем перемещения вниз по подводному склону от лобовой части известнякового тектонического покрова.

Трудно однозначно решить вопрос о количестве карбонатных отemelей и об их возможной связи с большими континентами – Таримом и Каракумо-Таджикистаном. Согласно одному из вариантов реконструкции [3], среднепалеозойские известняки составляли единую область карбонатного шельфа южного континента, позже перекрытую надвигом батинальных отложений. Затем покровная структура была разрита уже вторичными надвигами. Этому, однако, противоречат определения возраста «верхнего флиша». Оказывается, что в верхних покровах внешней зоны данная формация относится к самому началу среднего карбона и образована почти одновременно с флишем внутренней зоны. Нижние покровы начинают продвигаться позже и поэтому несут на себе московский (средний карбон), затем верхнекарбонный и, наконец, ассельский (нижнепермский) флиш. Характерно то, что этот ряд постепенного омоложения включает как известняковые, так и находящиеся между ними покровы с пелагическим средним палеозем. Таким образом, «лестница покровов» не нарушает первичного расположения зон седиментации в поперечном профиле исходного бассейна и карбонатных платформ должно было быть не менее двух-трех. Можно предполагать их возникновение на микроконтинентах или на ранних островодужных поднятиях (см. ниже), которые были разделены проливами с глубоководным типом осадков, а в некоторых случаях и с корой океанического типа, судя по сохранившимся в меланже фрагментам офиолитов (рис. 4).

Покровы внешней зоны также могут включать вулканисты. Так, карбонатная платформа гор Баубашата в Восточной Фергане – Уланского хребта в конце среднего девона была залита субщелочными базальтами внутриплитного типа, с отдельными проявлениями риодацитов. Мощность их местами более 1000 м. Это событие, очевидно, нарушило равновесие земной коры бассейна, так что компенсация нагрузки от вулканических продуктов привела затем к образованию более 3000 м известняков верхнего девона – нижнего карбона. Среди пелагических отложений встречаются пачки туфов или склоновых брекчий из карбонатных и базальтовых обломков, иногда весьма грубообломочных. Разрезы смешанного состава возникали также в результате быстрого погружения некоторых участков карбонатных отemelей, приведившего, особенно в раннем девоне, к смене известняков вверх по разрезу кремнистыми породами и превращению отemelей в глубокие подводные плато.

Вместе с тем обычным является полное отсутствие признаков переходов между карбонатными и батинальными кремнистыми осадками при совмещении их в современной структуре в виде суженных до первых километров полос выходов, например, глинисто-кремнистых пелагических осадков среди хребтов, сложенных мощными известняковыми толщами (см. рис. 4). После открытия в Южном Тянь-Шане резких формационных различий в среднепалеозойских отложениях долгое время (50–60-е годы XX в. и даже позже) для подобных обстановок предполагалось формирование их в рамках очень узких прогибов и относительных поднятий. Потребовались десятилетия полевого картирования и идейной эволюции в сторону мобилистской тектоники и актуалистической седимен-

тологии, прежде чем стало общим убеждение в том, что подобные «полосы» — лишь фрагменты смятых и тектонически перемешанных осадочных серий, первоначально образованных на широких пространствах, какими являются и современные океанские окраины.

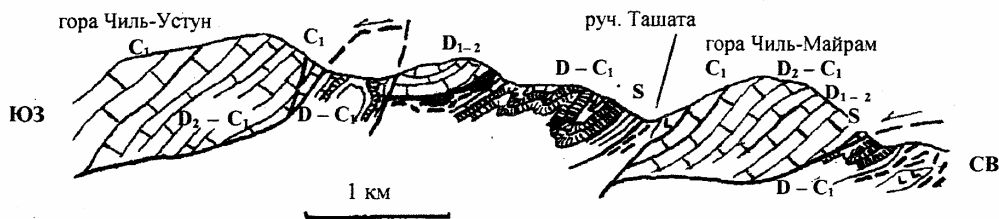



Рис. 4. Тектонический покров среднепалеозойских известняков, залегающий на разновозрастных батинальных отложениях, частично превращенных в глинистый меланж (Южная Фергана, Ошские горки).

 — глинистый меланж. Остальные обозначения см. на рис. 1–3.

Третий формационный тип разреза среднего палеозоя во внешней зоне может быть назван *терригенным*, или флишоидным. В данном случае речь идет о нижнем флише, имеющем девонский и местами раннекаменноугольный возраст и происходящем за счет размыва додевонской континентальной коры. Этот тип формации широко представлен в Ферганском и Кокшаальском хребтах вдоль северо-западной окраины Таримского древнего континента, где проявляется в составе самых нижних тектонических покровов и чешуй Букантау-Кокшаальского пояса (см. рис. 1, профиль III). На силурийские или нижнедевонские карбонатно-глинистые слои шельфового происхождения здесь налегают песчанистые турбидиты (иначе — грейниты, флюксотурбидиты) среднего-верхнего девона, достигающие мощности 3–4 км. По составу это чаще кварцевые граувакки с примесью обломков метаморфизованных пород и гранитов, но иногда появляется и значительная вулканомиктовая примесь, что должно указывать на проявление в области размыва девонского внутриплитного магматизма. В восточном Кокшаале турбидиты подобного типа отлагались вплоть до середины визейского века (ранний карбон). Вынос больших масс обломочного материала с Таримского континента на его подножие связан с перерывами, которые фиксируются в чехле Тарима и, очевидно, с их размывом. Затем с конца визе до московского века снос почти отсутствовал, и на подножии (склоне?) континента образовалась лишь небольшая пачка обломочных известняков. Область распространения мощного девонского флиша на западе огибают выступ Таримского континента в Ферганском хребте и уходит вдоль его контура в Восточный Алай.

В западной части пояса распространение песчано-алевритовых флишоидных отложений намного меньше, вероятно, вследствие отсутствия здесь в середине палеозоя устойчивых поднятий с континентальным типом коры. Заметным исключением является склон *Кызылкумо-Алая* — другого древнего континента, чехол которого вошел в состав Букантау-Кокшаальского пояса в качестве одного из нижних покровов. Флиш и известняковые олистостромы с бентосной фауной нижнего-среднего девона, иногда верхнего силура, изученные в Туркестано-Алайской горной системе, перекрываются глубоководными силицитами и микритами. Обстановка размыва на шельфе этого микроконтинента восстанавливается по несогласию в основании девона и присутствию в нижней части системы мелководных, иногда красноцветных, известняково-обломочных фаций.

Каледонский (додевонский) фундамент карбонатных платформ Южного Тянь-Шаня. Стратиграфические перерывы и пачки конгломератов в основании известняковой серии среднего палеозоя довольно обычны, однако лишь Кызылкумо-Алайская платформа имеет обнаженный в современном эрозионном срезе додевонский фундамент (см. рис. 1, профили I, II). Трактовка его структуры и стратиграфического разреза вызывает существенные разногласия, связанные с оценками значения скудных органических остатков и роли покровной тектоники.

Нижним элементом стратиграфической последовательности признаются здесь диафторированные гранат-амфиболовые породы с раннепротерозойскими датировками (U-Pb по цирконам, а также Pb- α -метод, [17]), известные вблизи месторождения Мурунтау. Возможно, это тектонический отторженец допалеозойской континентальной коры. Непрерывный

стратиграфический разрез начинают, однако, вулканогенные, графит-кремнистые и карбонатные породы тасказганской свиты. Их возраст по микрофоссилиям и свинцово-изохронным определениям скорее всего позднерифейский или вендский, хотя иногда оценивается как раннепалеозойский. По-видимому, тасказганские кремни и базальты образованы в глубоком спрединговом бассейне и в дальнейшем были сорваны с габбро-гипербазитового фундамента. Заполнением этого бассейна можно считать вышележащую бесапанскую флишоидную серию. Ее нижняя часть – главным образом тонкоритмичные углеродистые сланцы, которые кверху сменяются более песчанистыми граувакковыми разностями флиша. По крайней мере, с середины разреза эти отложения имеют уже ордовикский возраст, подтвержденный находками микрофоссилий (хитинозоа) и единичных конодонтов. К средней (?) части серии приурочен горизонт с пластинами и блоками черных кремней, в котором сосредоточено богатое золотое оруденение. Этот горизонт трактуют как олистостромовый либо как тектонический меланж, связанный с додевонскими надвигами и образованием аккреционного комплекса. Совмещение осадочных толщ по надвигам могло увеличить наблюдаемую мощность нижнепалеозойского флиша, однако в любом случае она не меньше первых тысяч метров [17, 18]. Нижний палеозой и верхний докембрий (?) Кызылкумов неравномерно и в целом не сильно метаморфизованы.

Восточнее, в Нуратинских горах и Туркестанском хребте, распространен иной разрез нижнего палеозоя, в котором кембрий представлен мелководными карбонатными слоями с трилобитами, а также кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами, тогда как ордовик – пелагическими силицит-глинистыми сланцами и флишем. Нет сомнений в том, что это чехол древнего континента или, возможно, уже микроконтинента, отчлененного скорее всего от Тарима. В этих же районах кембрийский ископаемый бентос встречается в виде переотложенного детрита в склоновых по типу циклических известково-песчанистых пачках (рухшифская свита и ее аналоги).

Силурийские отложения Кызылкумо-Алайской единицы представлены обычными для Южного Тянь-Шаня глинистыми сланцами и песчано-алевритовыми граувакками флишоидного типа. Однако венлок и верхний силур могут отсутствовать либо включать вулканомиктовый материал известково-щелочного состава, конгломераты и известняки, что должно указывать на их образование в результате размыва островодужной постройки и в целом на конвергентные события – субдукцию и сокращение площади бассейна. Несогласие в основании девона, нередко с большим угловым эффектом, по-видимому, запечатало уже сформированную в силуре надвиговую аккреционную структуру, в которой участвуют тектонические пластины с разными типами разрезов нижнего палеозоя.

Как видно, по своей додевонской истории Кызылкумо-Алай сходен с Палеоказахстаном (см., например, [1]). Каледонский фундамент можно предполагать и в других среднепалеозойских карбонатных платформах, по крайней мере в Туркестано-Алае, о чем можно судить по проявлениям силурийского островодужного вулканизма и плагиогранитов.

Зеравшано-Предкокшаальский передовой прогиб. Как и в большинстве коллизионных поясов, передовой прогиб Южного Тянь-Шаня образован в результате быстрого накопления обломочных толщ перед фронтом коллизионных надвигов. Его внешняя часть осталась малодислоцированной, тогда как более внутренняя (в данном случае северная) трансформирована в надвиго-скалчатую структуру. Входящая в состав последней флишевая серия среднего-верхнего карбона и базальной перми упоминалась при характеристике Букантау-Кокшаальского пояса. Она залегает на пелагических осадках или песчано-глинистых отложениях континентального склона Тарима и перекрыта лишь надвинутыми с севера известняками среднего палеозоя. Начиная с верхнего карбона, флиш включает галечники-гравититы с обломками гранитоидов, вскрытых к этому времени к северу от передового прогиба.

Внешняя часть Зеравшано-Предкокшаальского прогиба прослеживается вдоль южного склона Кокшаал-тау, в основном на территории Китая, и выклинивается в восточной части хребта (см. рис. 1, профили III и IV). Она наложена на шельфовые известняки, которые отлагались вплоть до рубежа карбона и перми и переслаиваются с песчаниками, отложенными еще за счет сноса с юга, со стороны платформы [7]. Турбидиты собственно передового прогиба, наоборот, сложены терригенным материалом уже северного происхождения, поступавшим в прогиб с начала перми. Начиная с артинского яруса, разрез имеет лагунно-континентальное происхождение и представлен красноцветными песчано-галечными слоями с прослоями углей. Их образование длилось здесь до начала триаса, когда весь остальной Тянь-Шань превратился уже в область поднятий.

Своеобразная черта собственно Предкокшаальского прогиба – присутствие нижнепермских кислых вулканитов, мощность которых местами на южном склоне хребта достигает нескольких (?) тысяч метров. Обычно это пирокластические толщи. По времени они синхронизированы с базальтовыми излияниями на северной окраине Таримской платформы и образуют с ними контрастную ассоциацию, необычную для передовых прогибов и, очевидно, не связанную с динамикой их развития.

Иначе устроена западная часть передового прогиба. Вместо Таримского континента волна надвигов, продвигаясь с севера на юг, столкнулась здесь с встречным движением масс Зеравшано-Восточно-Алайского надвигового пояса (см. рис. 1, профиль II). В результате структура передового прогиба сильно сужена, пережата надвигами (частично, впрочем, они относятся к кайнозою). В течение позднего карбона на западе, в Туркестанском хребте, а затем и восточнее, в Алае, турбидитный тип седиментации уступил место отложению морских моласс, а в ранней перми красноцветных конгломератов. Центральная часть бывшего прогиба, которой отвечают гребень Туркестанского хребта и верховья р. Зеравшан, испытала полную инверсию, в результате чего здесь обнажены додевонские толщи.

Особенности строения восточного сектора Букантау-Кокшаальского пояса. На меридиане вершин Хан-Тенгри – пика Победы фундамент Тарима вплотную приближен к докембрийскому цоколю Северного (Срединного?) Тянь-Шаня, а в Букантау-Кокшаальской системе главную роль играют силурийские песчано-глинистые отложения верхнего покрова [19]. Восточнее, на китайской территории, аллохтонные офиолиты и кремнистые девонские толщи внутренней части надвигового пояса перекрывают непосредственно (в синформе Хейиншань) передовой прогиб. Здесь, в результате их выклинивания к востоку от 84° в. д., докембрийский фундамент Таримского массива соприкасается на севере либо непосредственно с вулканическими дугами северо-восточного Тянь-Шаня, либо со своеобразным блоком *Эрбен-Кумыштала* (см. рис. 1, профиль IV), который может быть выделен в районе оз. Бостен (Баграч-куль). Его отличает фациальная пестрота и большая мощность девонских отложений, среди которых известны как различные по кремнекислотности вулканиты вероятной островодужной природы, так и известняки всех отделов девона. Они прорваны гранитами со среднедевонскими изотопными датировками и несогласно перекрыты нижним карбоном. Вероятно, это островная дуга, испытавшая аккрецию к континентальной коре осевого Тянь-Шаня до начала карбона. Отнесение ее к Южному Тянь-Шаню, принятое китайскими геологами, достаточно условно: скорее, аналогия (хотя и далеко не полная) может быть проведена с девонской вулканической окраиной Срединного Тянь-Шаня. Судя по геологическим картам, девон единицы Эрбен-Кумыштала надвинут к югу на южно-тяньшаньские офиолиты.

Тыловой прогиб Букантау-Кокшаальского пояса. Очень четко выражена протяженная зона необращенного позднепалеозойского прогиба, расположенная в тылу и «на спине» тектонических покровов внутренней зоны пояса и соответственно южнее вулканоплутонической системы южной окраины Палеоказахстана. Тыловой прогиб запечатывает

Южно-тяньшаньский офиолитовый шов. Распадаясь на ряд синклиналиных складок, эта зона прослеживается с запада на восток из Букантау вдоль северного подножия Нуратинских и Туркестано-Алайских гор в восточную Фергану и далее в хребет Джаман-Даван.

Разрез неавтохтонных образований тылового прогиба начал формироваться с конца раннего карбона отложением в преддуговой обстановке упомянутых выше своеобразных брекчий, возникших при быстром выведении на поверхность и разрушении первого, зеленосланцевого, покрова. В течение среднего карбона прогиб расширялся к югу, оставаясь позади фронтальных кордильер новых покровов. Тем самым доказывается невозможность гравитационной природы последних, так как в этом случае на месте прогиба следовало бы искать поднятие. Отложения среднего карбона – нижней перми, вплоть до сакмарского яруса, представлены морскими сероцветными молассами, включающими, кроме конгломератов и известняков, также песчано-глинистые турбидиты. Более молодые, артинские и казанские, отложения занимают небольшие площади, отделены снизу несогласиями и представлены полого дислоцированными красноцветными или пестрыми молассами с остатками наземной фауны и растений. К северу происходит частичное замещение моласс вулканогенными породами. Основные отличия тылового прогиба от передового – длительное развитие, четкая (благодаря ряду несогласий, включая угловые) стратификация отложений и по большей части хорошая палеонтологическая характеристика мелководных фаций, часто представленных в его колонке [5, 20].

Герцинская тектоника и последовательность деформаций в Букантау-Кокшаальском поясе. Изложенное выше дает представление о последовательности продвижения раннеколлизийных покровов в южном направлении, которое происходило в обстановке субдукции сначала широкой системы окраин (микроконтинентов?), а затем и собственно континентов Таджикско-Таримской группы.

Как уже отмечалось, ранние покровы характеризуются значительной горизонтальной амплитудой (более 20–30 км относительного перемещения в паре соседних покровов) и во многих случаях имеют пластовое положение надвиговых поверхностей. Из-за этого они нередко пропускались на раннем этапе геологических съемок. Осадочный палеозойский чехол был сорван по пластичным, часто водонасыщенным осадкам, из которых самыми благоприятными для крупноамплитудных скольжений оказались черные граптолитовые сланцы лландоверийского яруса. Срывы и горизонтальное расщепление покровов (дигитация) происходили также по подошве известнякового среднего палеозоя, кровле вулканитов девона и другим пластовым поверхностям, разделявшим толщи с разной прочностью. Характерным для смещений по силуру оказывается развитие своеобразного глинистого меланжа, в котором силурийские смятые или дробленые сланцы играют роль матрикса (цемента), насыщенного различными по размерам глыбами силурийских, кембро-ордовикских известняков, песчаников, вулканитов, иногда с пластинами более молодых среднепалеозойских пород, а также серпентинизированных гипербазитов и глаукофановых сланцев (см. рис. 1, 4). Последнее обстоятельство показывает, что образование меланжа шло с участием фрагментов океанской коры, погруженных вплоть до зоны голубосланцевого метаморфизма, а затем в составе меланжа и при содействии горячих растворов, выдавленных к поверхности. Действуя в качестве смазки, меланж способствовал продвижению покровов.

В дальнейшем тектонические покровы оказались смятыми в крупные, продольные к общему простиранию, анти- и синформные складки [4, 20–23]. Из числа синформ хорошо выражены и изучены, например, Тамдытауская в Кызылкумах, Талдыкская в Алайском хребте, Джангджирская в Центральном Тянь-Шане (см. рис. 1) – в их ядерных частях сохранились офиолитовые аллохтоны, залегающие поверх карбонатных толщ и, в свою очередь, перекрытые уже неавтохтоном тылового прогиба. Одновременно за счет сжатия возникли надвиги и небольшие покровы обратного, северного, направления. Следующей, третьей, фазой

деформаций стало образование продольных сдвигов, для которых чаще устанавливается левостороннее смещение. Левосдвиговая динамика выражена также S-образными складками разных масштабов, от наблюдаемых в одном обнажении до Восточно-Ферганской «сигмоиды» – общего изгиба простираний пояса, включившего и его северную офиолитовую границу. Только здесь, в Ферганско-Атойнакском хребте, видна еще одна генерация субширотных складок, наложенных уже на этот изгиб.

Последним этапом деформаций следует считать диагональные сдвиги, чаще всего северо-западного направления и с правосторонним смещением. Крупнейшим из них является Таласо-Ферганский сдвиг, амплитуда которого в пределах рассматриваемого надвигового пояса по смещению различных палеозойских объектов и в разных участках составляет 120–180 км. Часть этого смещения явно кайнозойская, однако начало относится к концу палеозоя.

Зеравшано-Восточно-Алайский надвиговой пояс. Рассмотрение южной ветви южно-тяньшаньских герцинид обнаруживает очень напряженную чешуйчато-надвиговую структуру (рис. 5), в которой участвуют палеозойские толщи, составлявшие некогда чехол доордовикского континентального массива – Каракумо-Таджикистана. Северной границей этого континента будем считать офиолитовый шов, намечаемый по выходам серпентинитов у южного подножия Нуратинских гор, а восточнее, вдоль левобережья р. Зеравшан – узкую Вашанскую пластину, отвечающую зоне батинального среднего палеозоя.

Фундамент Каракумо-Таджикистана обнажается в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, а также в Каратегине (восточном Гиссаре). Он представлен толщами, метаморфизованными вплоть до амфиболитовой и гранулитовой фаций и за несколько этапов. Судя по изотопным датировкам, имеются фрагменты архейского (2400–2900 млн лет?) и раннепротерозойского возраста, вошедшие затем в состав гренвильской континентальной коры (1000–1400 млн лет по Rb–Sr и другим определениям из амфиболитов). Последний до палеозоя этап регионального метаморфизма, характеризующийся образованием мигматитов и выплавкой гранитоидов, датирован в 560–700 млн лет и должен считаться байкальским.

Палеозойский комплекс Зеравшано-Гиссарских гор и южных Кызылкумских возвышенностей начинается ордовикскими слоями. Хотя их подошва тектоническая и соотношения с фундаментом не известны, речь идет о несомненно эпиконтинентальных образованиях. Это главным образом обломочные породы умеренной (сотни метров) мощности с пачками риолитов, дацитов, андезитов и их туфов, в том числе с повышенной щелочностью. Кверху они сменяются известняками. По остаткам бентоса в этой серии различают средний и верхний отделы ордовика. Предполагается, что ордовикский вулканизм происходил на северной окраине Каракумо-Таджикистана в рифтовой обстановке [17], что могло быть (но не обязательно) связано с поддвигом под нее литосферы океана, еще до-Туркестанского [23]. Такое построение можно увязывать с началом образования севернее зоны поддвига аккреционной структуры Кызылкумов. Элементом той же аккреционной зоны считают также зеленые сланцы, вскрытые вдоль всего левобережья р. Зеравшан и особенно в ее верховьях (так называемая ягнобская серия). По-видимому, зеленосланцевый, а местами и глаукофановый метаморфизм наложен здесь на разнообразные по происхождению толщи, среди которых доордовикские (верхний рифей или венд, судя по Pb–Pb изотопным датировкам [24]) субщелочные базальты и осадочно-вулканогенные отложения нижнего палеозоя. Следует отметить, что достоверное расчленение зеленосланцевых толщ верховьев р. Ягноб и Каратегинского хребта пока не достигнуто, а силур-девонские известняки перекрывают их практически согласно и метаморфизованы вместе с ними [25]. Имеются лишь структурные данные о проявлении в сланцах двух этапов тектонических и метаморфических процессов. Скорее, это отложения бассейна рифтового типа на коре Каракумо-Таджикистана, который существовал лишь до начала силура.

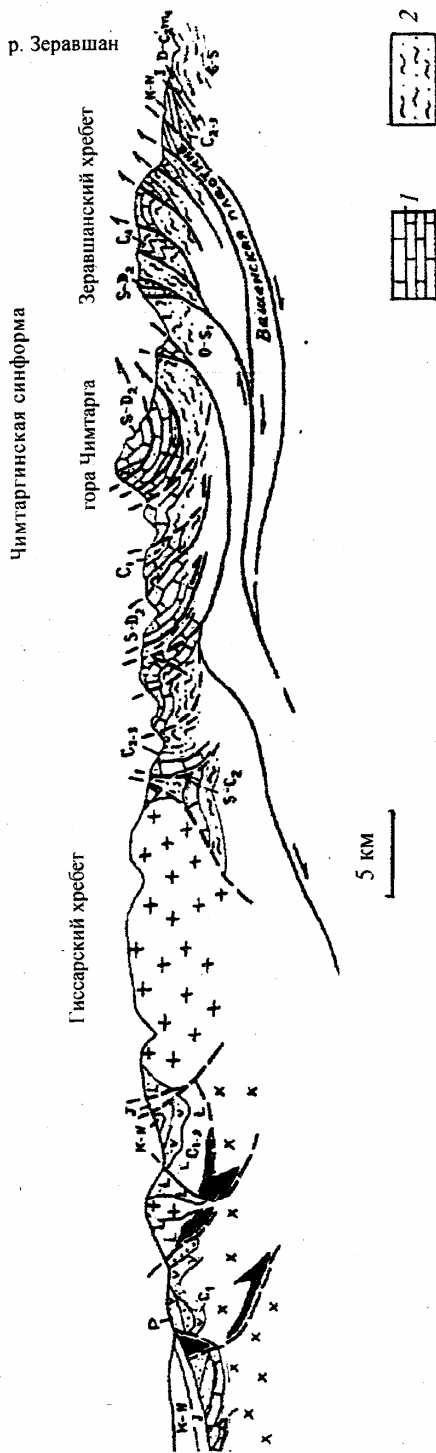


Рис. 5. Профиль через Зеравшано-Восточно-Алайский пояс герцинид (современная структура) (масштаб 1:500 000).
 1 – карбонатный и кремнистый средний палеозой; 2 – вулканогерригенный ордовик и нижний силур. Остальные обозначения см. на рис. 1.

В силурийских и нижнедевонских отложениях Каракумо-Таджикистана признаков активной окраины нет, обычны карбонатные, иногда весьма мелководные доломитовые отложения. Вдоль северной окраины этого древнего континента по р. Зеравшан они переходят в граптолитовые сланцы, а на Восточном Алае также в песчаники, образованные, вероятно, сносом с Каракумо-Таджикистана. В том же районе развиты и титанистые базальты внутриплитного типа. Кверху в девонском разрезе происходит замещение мелководных известняков карбонатно-кремнистыми батиальными отложениями малой мощности (акбасайская свита), очевидно, вследствие недокомпенсированного погружения карбонатной платформы: подобная колонка установлена и в некоторых породах Кокшаала. Однако выше по разрезу Зеравшано-Гиссарских гор и Восточного Алая лежит флишевая толща (маргузорская), которая палеонтологически датирована нижним карбоном. Она локально, но с угловым несогласием (на р. Джижикрут) перекрыта визейскими, а затем среднекаменноугольными мелководными отложениями – конгломератами и известняками. Несогласие запечатало ранние надвиговые структуры. Последующая фаза деформаций сжатия относится уже к концу среднего карбона, когда был образован и сразу же дислоцирован поздний (дарахтисурхский) флиш. Оговоримся, что геологи Узбекистана, изучившие западную часть Зеравшано-Гиссарских гор, не признают существования здесь нижнекаменноугольного флиша и связанных с ним ранних надвигов.

Упомянутое несогласие внутри визе и вызвавшие его ранние надвиговые деформации являются особенностью герцинид северной окраины Каракумо-Таджикистана. Другую особенность, очевидно, связанную с первой, составляют следы событий в южной части и в предгорьях Гиссарского хребта. Здесь установлены признаки раскрытия в конце раннего карбона бассейна окраинно-морского типа: выходы серпентинитового меланжа, базальты и морские пелагические отложения, а также налегание вулкано-терригенных отложений на допалеозойский фундамент. Скорее всего, серпентиниты так называемого Кундаджузского шва в районе Душанбе отвечают шовой зоне этого бассейна, а базальты могут быть частью его коры, перемещенной в виде покрова. Закрытие окраинного бассейна последовало быстро, так как уже в среднем карбоне в южной части Гиссарского хребта известны известково-щелочные вулканиты активно-окраинного типа, а над ними морская моласса. Эти отложения смяты в середине позднего карбона. Более молодые толщи распространены локально, они представлены кислыми вулканитами и красноцветными молассами, возраст которых (вопреки ряду обзорных карт) не моложе ранней перми [26].

Вулкано-терригенные образования верхнего палеозоя в Гиссарском хребте можно рассматривать как краевой магматический пояс, располагавшийся уже на южной окраине Туркестанского океана, симметрично по отношению к Бельтау-Кураминскому поясу. Однако симметрия нарушается событием раскола Каракумо-Таджикского континента, чего не произошло на Бельтау-Кураминской окраине Палеоказахстана. К тому же офиолиты и окраинные известково-щелочные вулканиты гиссарского типа развиты также на Северном Памире и в погруженных ныне частях Туранской плиты, которые можно отнести к тому же Каракумо-Таджикистану. Поэтому легко допустить, что процессы раскрытия-закрытия окраинного бассейна (или бассейнов?) в этой части региона, протекавшие в начале – середине карбона, связаны были прежде всего с активной окраиной Палеотетиса – обширного океана, располагавшегося южнее и отделявшего малые континенты будущей Средней Азии от Восточной Гондваны.

Тектоника Зеравшано-Восточно-Алайских герцинид определяется высокой степенью коллизийного сжатия северной окраины древнего Каракумо-Таджикистана, что можно считать следствием переходного качества его палеозойской коры, испытавшей океанизацию – растяжение и утяжеление базитами в девоне и особенно в начале карбона.

Палеозойская чешуйчатая структура Зеравшанского и северной части Гиссарского хребтов образована надвигами и тектоническими покровами в два этапа, первый из которых, как отмечалось, проявился в визейском веке (перекрытие маргузорского флиша). После надвигов были сформированы крупные анти- и синформные складки: хорошо выражена Чимтаргинская синформа, отвечающая современным Фанским горам (см. рис. 5). В южной части и юго-западных предгорьях Гиссарского хребта палеозойская структура представляется более простой, что свойственно срединным массивам и залегающим на них вулканогенно-молассовым сериям. Возможно, эта простота обманчива, и большие массы позднепалеозойских гранитоидов маскируют покровную тектонику с участием офиолитов нижнего карбона. Недостаточно понята структура Гармского массива в Каратегине, который может оказаться герцинской антиформой с полиметаморфическим ядром и покровами венда – нижнего палеозоя на крыльях.

Интрузивный магматизм коллизионного этапа. Внутри Южного Тянь-Шаня интрузивный, в основном гранитоидный, магматизм позднего палеозоя проявлен широко, но неравномерно, так что размещение массивов проявляет скорее ареальный, чем линейный, характер, и мало связан со структурой обоих складчато-надвиговых поясов. Можно различать ареалы Кызылкумо-Нуратинский, Каратегин-Алайский (включающий восток Туркестанского хребта), Южно-Гиссарский, Восточно-Кокшаальский и, возможно, Карашарский в китайском секторе области. Местами внутри них, действительно, выражены цепочки гранитных массивов, вытянутые примерно по простиранию общей структуры или отвечающие антиформам второго этапа коллизионных деформаций.

Судя по древним значениям изотопных датировок (300–315 млн лет), полученным в Туркестано-Алае и Восточном Кокшаале [27, 28], становление первых интрузивных тел внутри надвиговых комплексов происходило почти синхронно с коллизионными надвигами и даже раньше закрытия последних глубоководных бассейнов, происшедшего в асельское время. Ранние интрузии представлены щелочными габбро, монцонитами, граносиенитами и по составу отвечают одновозрастным магматическим телам Кураминского краевого пояса. Значительно больший масштаб имеют внедрения начала перми (290–275 млн лет, чаще всего около 280 млн лет). Об этом можно судить по более новым и достоверным определениям, сделанным в пределах Букантау-Кокшаальского пояса [29, 30]; возраст гранитоидов Зеравшано-Гиссара пока что известен более приблизительно. Основную массу на главном этапе внедрений образуют гранодиорит-гранитные массивы I-типа, меньше распространены двуслюдяные нормальные или субщелочные граниты, но встречаются и щелочные серии (А-тип), в том числе рапаквивиподобные разновидности гранитов, а также нефелиновые сиениты и карбонатиты. Имеются случаи смешения магм разного происхождения. Щелочные гранитоиды и сиениты более всего проявлены в восточном Кокшаале, где интродировали также окраину (ныне поднятую) Таримской платформы. На самой платформе, как уже отмечалось, в этот период времени произошли щелочно-базитовые внедрения и обширные излияния базальтов. Такая ассоциация магматических пород указывает на участие мантийных выделений в аккреции коры региона на главной коллизионной стадии, хотя образование ее кислых членов, судя по отрицательным значениям показателя $\epsilon Nd(T)$ [30, 31], следует отнести все же за счет плавления древнего фундамента Тарима и малых континентов.

В настоящее время нет достоверных данных о продолжении коллизионного магматизма в Тянь-Шане позже начала верхней перми [17, 26], несмотря на то, что датировки вплоть до триасовых использованы на многих обзорных картах и в региональных обзорах.

Становление гранитоидов сопровождалось зональным термальным метаморфизмом. В случаях автохтонного положения палингенных гранитных массивов S-типа он достигает уровня амфиболитовой фации с проявлениями мигматитов. Их выведение на современную поверхность в осевой части Туркестано-Алайских гор, местами в Зеравшанском хребте.

Каратегине и в других пунктах типично для ядер антиформных послепокровных поднятий и для поднятых крыльев поздних надвигов. Известны также проявления позднепалеозойских метаморфических комплексов высоких (до 8 кбар) давлений [19].

Полезные ископаемые палеозойского возраста в Южном Тянь-Шане. Практически все крупные концентрации полезных минералов возникли здесь в коллизионную стадию конца палеозоя, хотя для некоторых месторождений предполагается более длительная история формирования.

Основное экономическое значение в настоящее время приобрели гигантские по общим запасам месторождения золота, сосредоточенные в нижнем, додевонском, этаже Кызылкумских гор (Мурунтауское и др.). Их образование связано с гидротермальной проработкой флишоидно-черносланцевых (бесаянских) отложений нижнего палеозоя под воздействием фронта гранитизации в начале перми. Не исключено, что первичные концентрации золота существовали уже на каледонском этапе, до утолщения континентальной коры герцинскими покровами. Здесь же сформированы залежи серебра, урана и ряда других металлов [32]. В более восточных районах золото встречается в виде небольших месторождений в самих гранитных массивах или сульфидах скарнов вместе с вольфрамом, сурьмой, мышьяком. Разрабатываются или разведаны скарновые месторождения вольфрама, а в Восточном Кокшаале также олова: последние ассоциируют с щелочными гранитоидами и сопровождаются редкометалльными проявлениями.

В Туркестано-Алайском секторе Южного Тянь-Шаня, отчасти также в Зеравшано-Гиссарских и Атбашно-Кокшаальских горах есть низкотемпературные по происхождению месторождения ртути и сурьмы, включая крупные. Одни из них (Хайдаркан, Кадамджай) размещены в разрывных или палеокарстовых зонах карбонатных пород восточной части Кызылкумо-Алая, превращенных до рудообразования в покровные пластины и экранированных сланцами, другие (Чонкой, листовитовый тип) – в телах офиолитового или глинистого меланжа.

Полиметаллический тип оруденения представлен очень ограниченно в Южной Фергане, в более широком масштабе – в пределах блока Эрбен-Кумыштала в китайском Южном Тянь-Шане, где он связан с рифтовой [33] или скорее островодужной обстановкой девонского периода.

Палеозойская геодинамика Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. Как мы убедились, датировки древнейших глубоких бассейнов, которым по составу вулканического и осадочного заполнения можно приписывать рифтовую или океанскую природу, указывают здесь на конец докембрия (поздний рифей – венд) или кембрий. Эти с трудом познаваемые на ограниченном фактическом материале эпизоды согласуются с данными по северным районам Тянь-Шаня [1] и так или иначе укладываются в канву истории Палеоазиатского океана, отделившего южные материки бывшей Родины от северных (см., например, [34]). Остатки более древней континентальной коры почти не сохранились.

Не позже начала ордовика обрисовалась более определенная палеогеографическая картина, в которой тяньшаньские континенты южной группы – Тарим, Каракумо-Гиссар, Рабунский массив, к тому времени уже отделившиеся от Восточной Гондваны, в свою очередь, изолированы от северо-тяньшаньских континентальных масс (Сырдарьинской и др.) Палеотуркестанским океаном, фрагменты коры которого ныне сохранились в виде Сарталинского и других подобных аллохтонных офиолитов или меланжей. Сходство нижнепалеозойских мелководных формаций, отложенных на коре этих континентов, говорит скорее в пользу общего их гондванского происхождения [35]. В среднем ордовике южная окраина океана, как показывают палеомагнитные данные по Тариму, находилась около 36° ю. ш., а северная, принадлежавшая только что амальгамированному Палеоказахскому континенту, – на -11° [36].

Нам неизвестно, в какой мере образование островных дуг, аккреция Кызылкумо-Алайского микроконтинента, латеральное наращивание окраины Палеоказахстана в конце ордовика – начале девона изменили ширину океана. В следующий период его истории, со среднего девона по ранний карбон, обе окраины океана оставались пассивными: именно этот бассейн атлантического типа может называться собственно Туркестанским. Однако прямые доказательства линейного спрединга для данного периода отсутствуют, проявления основного магматизма носят внутриплитный характер, в целом же преобладает карбонатная седиментация на шельфах и карбонатно-кремнистая в батиали.

Изменение палеомагнитных широт к девону по сравнению с ордовикскими указывает на общее смещение региона к северу: южная граница Палеоказахстана, которой отвечает бывший Сырдарьинский блок, в конце девона находилась на 19–23° с. ш., Кызылкумо-Алай и южная окраина Туркестанского океана – около экватора (обзор литературы и обсуждение данных см. в [37]). Принципиально важна трактовка положения Таримского континента, которая возможна в двух вариантах. Согласно более популярному из них, этот континент находился в низких широтах северного полушария, а Туркестанский океан был вытянут субмеридианально [38]. Возможна и другая позиция, согласно которой девонская палеоширота Тарима рассматривается как южная, что требует дальнейшего значительного поворота против часовой стрелки.

Последовательность событий, начавшихся в раннем карбоне и приведших к коллизии Таримского и Кызылкумо-Алайского континентов с Палеоказахстаном, была рассмотрена раньше [39]. Подчеркнем здесь только два обстоятельства. Во-первых, коллизионный процесс, т.е. прежде всего образование тектонических покровов и закрытие океана, оказался растянутым на период вплоть до начала перми, что косвенно свидетельствует о большой ширине переходной области континент – океан, включавшей микроконтиненты и малые бассейны. Подобным образом в альпийском цикле реконструируются события и объекты на окраинах Европы и Адрии, ставших затем внешними зонами Альп и Динарид. Одновременно с вовлечением шельфовых осадков в тектонические покровы, продвигавшиеся к югу в пределах Букантау-Кокшаалского пояса и к северу в Зеравшано-Восточно-Алайском, тыловые зоны покровов сминались в складки. Во-вторых, интенсивный магматизм коллизионной эпохи, особенно главный его импульс в сакмарское – артинское время (280 млн лет), проявлен в широко ареальной форме, относительно независимо от расположения коллизионных швов. Последнее обстоятельство, типичное для герцинской Евразии, наводит на мысль о том, что магматизм здесь – не столько следствие коллизии, сколько сопутствующее ей обстоятельство и отчасти результат противоположного процесса – разогрева литосферы в зоне коллизии восходящим потоком мантийного материала. Складчатые области альпийской Европы, включая упомянутые выше регионы, проявляют в этом смысле более типичные черты коллизионных орогенов.

Summary

Biske Yu. S. Tian-Shan fold-and-nappe system. II. Paleozoic Southern Tian-Shan and Kyzylcum.

Collisional Hercynian region in Kyzylcum – south Tian-Shan consists of 1) northern Bukantau –Kokshaal fold-and-nappe belt corresponding to formed margins of paleokazakhstan and Kyzylcum-Alai – Tarim continents divided with the Turkestan ocean, and 2) southern Zeravshan – Eastern Alai belt represented with formations of Karakum-Hissar continent and backarc rift basins. Better preserved Bukantau –Kokshaal belt includes a series of tectonic nappes. Upper nappes embrace pre-Devonian accretional complexes of Paleokazakhstan margin metamorphosed under high and ultra-high pressure. Ordovician ophiolites, intraplate (with some elements of bimodal association) and party island arc volcanites of Silurian – Devonian. Lower tectonic nappes represent Middle Paleozoic carbonate platforms, batial and turbidite sediments of the passive Tarim's margin and some microcontinents. Lower Paleozoic turbidite of Kyzylcum-Alai deformed in Silurian were also secondary thrust to South. Early Carboniferous – Early Permian foredeep turbidites and molasses sedimentation put time limits on collisional process and characterize it as rather continue. After the nappes, syn- and antiformes, retro-faults left and then right strike-slips were formed accompanied with intrusivemagmatism and metamorphism. Collisional mag-

matism covers areas not restricted to Southern Tianshan limits. Acid intrusions of 300 Ma and more are older than main pulse of magmatism being about 280 Ma, when subsynchronous granitoids of I-, S-, A-type, carbonatites and basalts (the last in Tarim) were formed. Thus, influence of the mantle source on magmas' origin appears possible, in spite of the leading role of the crust material (Nd data). Giant gold deposits of Kyzylkum with silver, uranium etc., mercury-antimony of Turkestan-Alai range are associated with granitoids and collisional metamorphism. Paleomagnetic latitudes of Tarim in Ordovician – Devonian are considered to be southern: it means quick northern drift and counterclockwise rotation of the continent in Carboniferous.

Литература

1. Бискэ Ю. С. Тянь-Шаньская складчатая система. I. Северные (каледонские) районы // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2003. Вып. 4 (№ 31).
2. Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973.
3. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., 1976.
4. Мухин П. А., Абдуллаев Х. А., Минаев В. Е. и др. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10.
5. Далимов Т. Н., Ганиев И. Н., Шпотова Л. В. и др. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент, 1993.
6. Бискэ Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб., 1996.
7. Carroll A. R., Graham S. F., Hendrix M. S. et al. Late Paleozoic tectonic amalgamation of Northwestern China: sedimentary record of the Northern Tarim, Northwestern Turpan and Southern Junggar basins // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. Vol. 107, N 5.
8. Brookfield M. E. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan) // Tectonophysics. 2000. N 328.
9. Дук Г. Г. Скрытое угловое несогласие между толщами силура-девона и подстилающими голубыми сланцами в Канско-Араванском складчатом поясе Южного Тянь-Шаня // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 3.
10. Tagiri M., Yano T., Bakirov A. et al. Mineral paragenesis and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyzstan Tien-Shan // The Island Arc. 1995. N 4.
11. Бакиров А. Б., Сакиев К. С. Геодинамические условия формирования матаморфических комплексов Тянь-Шаня // Изв. Нац. АН Республики Кыргызстан. 1999.
12. Куренков С. А., Аристов В. А. О времени формирования коры Туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6.
13. Бискэ Ю. С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 1987. Вып. 1.
14. Сайдыганиев С. С., Диваев Ф. К., Тен В. Н. и др. Новые данные о возрасте вулканогенных толщ Северного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) // Актуальные проблемы освоения месторождений полезных ископаемых / Под ред. Н. А. Ахмедова. Ташкент, 2001.
15. Chen Chuming, Lu Huaifu, Dong Jin et al. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny // Tectonophysics. 1999. N 302.
16. Куренков С. А., Перфильев А. С. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре / Под ред. В. Е. Хаина, В. Г. Николаева. М., 1988.
17. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан / Отв. ред. Т. Ш. Шаякубов, Т. Н. Далимов. Ташкент, 1998.
18. Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1985.
19. Христов Е. В. Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хан-Тенгри // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 1.
20. Сабдушев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан) // Геотектоника. 1971. № 5.
21. Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Зубцов С. Е. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л., 1985.
22. Поршняков Г. С., Котов Н. В., Кольцов А. Б. и др. Геологическая позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в черносланцевых толщах. СПб., 1995.
23. Мухин П. А., Каримов Х. К., Савчук Ю. С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент, 1991.
24. Минаев В. Е., Федоров Г. В. Петрохимия метабазитов горифской серии (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН ТаджССР. 1984. Т. XXVII, № 9.
25. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Под ред. Р. Б. Баратова и др. Душанбе, 1976.
26. Масумов А. С. Возрастные границы и формации орогенного этапа варисцид Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1988. № 2.
27. Ненахов В. М., Иваников В. В., Кузнецов Л. В. и др. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., 1992.
28. Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана / Гл. ред. Н. А. Ахмедов. Ташкент, 2001.
29. Konopelko D., Biske G., Belyatsky V. et al. Hercynian post-collisional magmatism of the SE Tien-Shan, Kyrgyzstan: timing and metallogenic potential // Geodynamic processes and metallogeny of Chinese Altay and Tianshan. IUGS/UNESCO Project 473. London: Urumchi, 2003.
30. Бискэ Ю. С., Конопелько Д. Л. Возраст и обстановка коллизионного герцинского магматизма в Тянь-Шане // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. / Отв. ред. Ю. В. Карякин. М., 2003. Т. 1.
31. Hu Aiqin, Jahn Borming, Zhang Guoxun et al. Crustal evolution and Phanerozoic growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Pt I. Isotopic characterization of basement rocks // Tectonophysics. 2000. N 328.
32. Рудные месторождения Узбекистана / Гл. ред. Н. А. Ахмедов. Ташкент, 2002.
33. Yang Chunxing, Zhang Wangding, Wang Anyun et al. Characteristic of the Devonian stratabound copper-polymetallic deposits in the Keziletage, South Tianshan, Xinjiang, China // Geodynamic processes and metallogeny of Chinese Altay and Tianshan. IUGS/UNESCO Project 473. London: Urumchi, 2003.
34. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., 2001.
35. Максумова Р. А., Дженчурбаева А. В., Березанский А. В. Структура и эволюция покровно-складчатого сооружения киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 43, № 10.
36. Баженов М. Л., Буртман В. С., Левашова Н. М. и др. Положение Казхастано-Киргизского континента в позднем ордовике по палеомагнитным данным // Докл. АН. 2001. Т. 380.
37. Бискэ Ю. С. Палеогеодинамика области

Туркестанского океана. I. Девонская реконструкция // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2000. Вып. 2 (№ 15). 38. Буртман В. С., Гурарий В. З., Беленький А. В. и др. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. 39. Бискэ Ю. С. Палеогеодинамика области Туркестанского океана. II. Позднепалеозойские реконструкции // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2001. Вып. 2 (№ 15).

Статья поступила в редакцию 8 января 2004 г.