

УДК 551.24

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ТЯНЬ-ШАНЯ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

© 2015 г. В. С. Буртман

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

e-mail: vburtman@gmail.com

Поступила в редакцию 28.04.2014 г.

Представлена модель тектонического развития и геодинамики процессов субдукции океанической и континентальной коры, формирования аккреционной призмы, коллизии континентов, формирования покровно-складчатой системы, процессов магматизма и седиментации, происходивших в Тянь-Шане в среднем и позднем палеозое. Рассмотрены некоторые другие модели, предложенные для этого региона.

Ключевые слова: Тянь-Шань, Туркестанский океан, геодинамическая модель, шарьяжи, сдвиги, ороклины, экстрезии

DOI: 10.7868/S0016853X15040025

ВВЕДЕНИЕ

Породы современного Тянь-Шаня в среднем палеозое принадлежали нескольким континентальным террейнам, которые были разделены океаническими бассейнами [15]. Большую территорию в Тянь-Шане занимают Алай-Таримский и Казахско-Киргизский террейны и относительно небольшую – Каракумский и Богдашаньский террейны (рис. 1а). Алай-Таримский, Казахско-Киргизский и Каракумский террейны имеют древний фундамент. В позднем карбоне океанические бассейны были закрыты и произошла коллизия континентальных террейнов. Коллизия инициировала орогенез, который продолжался в пермском периоде. В статье представлена модель развития и геодинамики этих процессов.

В Тянь-Шане принято выделять географические провинции: Западный, Центральный и Восточный (китайский) Тянь-Шань (рис. 1б). При упоминании стран света, в статье используется современная система географических координат.

ТЕРРЕЙНЫ

Богдашаньский террейн

Богдашаньский террейн (см. рис. 1) граничит с Казахско-Киргизским террейном. Границей служит Западно-Джунгарская океаническая сутура. Наиболее древние породы – алевролиты и известняки силура и вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения девона – обнажены в хребте Богдашань [59, 89, 93]. Большой частью, в основа-

нии видимого разреза залегают породы каменноугольного возраста – туфогенные, кремнистые и карбонато-кластовые турбидиты с прослоями вулканических пород [44]. Вулканические породы имеют контрастный состав, они представлены базальтами, риолитами и пирокластами. Базальты (изотопный возраст 320 и 354 млн лет) – подушечные, толеитовые, высокотитанистые. Соотношение редких элементов в одних образцах указывает на внутриплитный генезис, в других – на формирование над зоной субдукции [33, 95]. Среди каменноугольных отложений залегают интрузии среднего и основного состава. U-Pb возраст гранодиорита из хребта Богдашань 345 млн лет, диорит-трондьемита – 328 млн лет [58]. В горах Илинхабирга разрез нижнего карбона сложен кислыми вулканитами, вулканогенно-обломочными и карбонатными породами, верхний карбон – флишем [89, 93].

В среднем палеозое Богдашаньский террейн был вулканической островной дугой в Палеоазиатском океане. Эта островная дуга отделяла от океана Западно-Джунгарский окраинный бассейн, который был закрыт в конце карбона или в ранней перми [55, 84]. В горах Илинхабирга на позднекаменноугольных породах островной дуги несогласно лежит континентальная моласса позднепермского-раннетриасового возраста [89, 93].

Каракумский террейн

Большая часть Каракумского среднепалеозойского континентального террейна (его называют

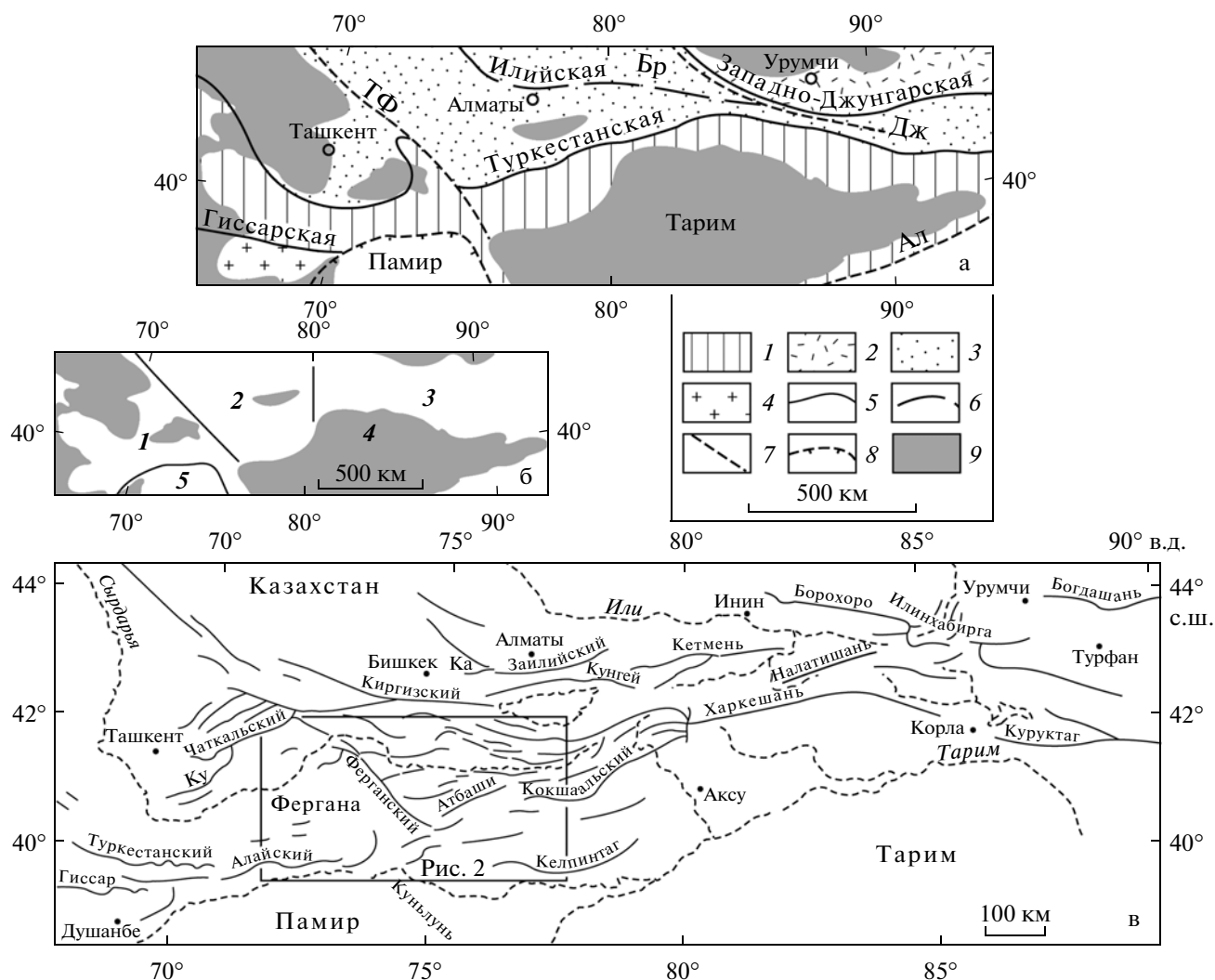


Рис. 1. Среднепалеозойские террейны и географические провинции Тянь-Шаня

а – континентальные террейны (1–4): 1 – Алай-Таримский, 2 – Богдашаньский, 3 – Казахско-Киргизский (Бр – блок Борохоро), 4 – Каракумский; 5–6 – океанические сутуры: 5 – позднепалеозойские, 6 – среднепалеозойская; 7 – сдвиги: Ал – Алтынтагский, Дж – Джунгарский, ТФ – Таласо-Ферганский; 8 – кайнозойская тектоническая граница Памира; 9 – кайнозойские впадины.

б – географические провинции (1–5): 1 – Западный Тянь-Шань, 2 – Центральный Тянь-Шань, 3 – Восточный Тянь-Шань, 4 – Тарим, 5 – Памир. Тонирована область распространения кайнозойских пород.

в – горные хребты, которые упомянуты в тексте статьи: Ка – Кастек, Ку – Кураминский

также Каракум-Таджикским, Туранским) находится за пределами Тянь-Шаня. Среднепалеозойская история Каракумского террейна подобна истории Алай-Таримского террейна, частью которого он был в докарбонное время. Границей между Каракумским и Алай-Таримским террейнами служит сutura Гиссарского океанического бассейна (см. рис. 1), который, вероятно, был рифтогенной ветвью Куньлунь-Гиндукушского палеотетического океана [14, 15].

Гиссарский рифт возник в раннем карбоне. Рифтогенный вулканизм начался в позднем турне, породы океанической коры имеют позднесерпуховский, башкирский и раннемосковский возраст

[29]. В московском и касимовском веках в Гиссарском бассейне формировались турбидиты. В касимовско-гжельское время Гиссарский океанический бассейн был закрыт, и произошло объединение Каракумского и Алай-Таримского террейнов.

Алай-Таримский террейн

Алай-Таримский террейн содержит древний Таримский массив (кратон), занимающий одноименную впадину, и интенсивно деформированную в фанерозое территорию, расположенную на периферии этого террейна. В пределах Тянь-Шаня находится часть террейна, которая была де-

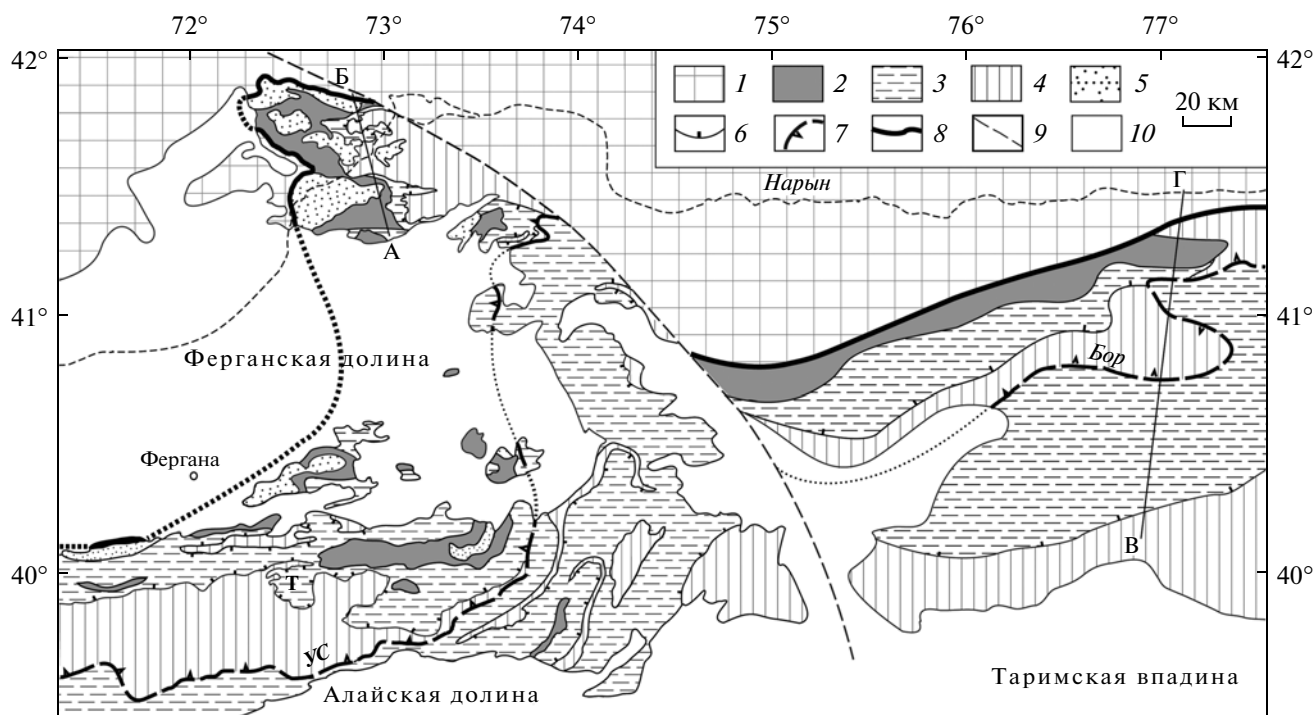


Рис. 2. Алай-Таримский террейн в Западном и Центральном Тянь-Шане

1 – Казахско-Киргизский террейн; 2–5 – Алай-Таримский террейн: 2 – тектонические пластины с породами океанической коры в верхнем и среднем этажах ансамбля первичных шарьяжей, 3 – породы Внешней зоны Алай-Таримского террейна в нижнем этаже первичных шарьяжей, Т – Тегермачский шарьяж, 4 – Внутренняя зона Алай-Таримского террейна (первичный автохтон), 5 – неоавтохтоны; 6–9 – разломы: 6 – тектоническая подошва (наволок) шарьяжей нижнего этажа, 7 – главные вторичные наволоки; УС – Узген-Санзарский, Бор – Борколдойский, 8 – послеколлизийный Южно-Тяньшаньский разлом, служащий сутурой Туркестанского океана, 9 – Таласо-Ферганский сдвиг; 10 – кайнозой и мезозой

формирована в палеозое и кайнозое. Северной границей Алай-Таримского террейна служит сутура Туркестанского (Южно-Тяньшаньского) океанического бассейна, который был закрыт в позднем карбоне [14, 15]. Южная граница террейна ныне состоит из разновозрастных компонентов. На юго-востоке это Алтынтагский кайнозойский сдвиг, западнее – сутура Куньлуньского палеозойского океанического бассейна (закрыт в триасе), далее – тектоническая граница кайнозойского Памирского аллохтона, и затем – сутура Гиссарского палеозойского океанического бассейна (см. рис. 1).

Туркестанская (обращенная к Туркестанскому океану) окраина Алай-Таримского палеозойского континента была пассивной. В ее пределах могут быть выделены Внутренняя и Внешняя фациальные зоны (рис. 2, 3). Суммарная ширина этих фациальных зон до позднепалеозойского шарьирования и складчатости могла достигать 500 км. В силуре в обеих фациальных зонах на континентальном склоне происходило накопление пелагических терригенных и кремнисто-терригенных осадков. Наряду с турбидитами, широко распространены алевроито-пелитовые сланцевые толщи – отложения апикальных частей мутьевых потоков.

На некоторых участках происходили кратковременные извержения вулканических пород основного, среднего и кислого состава, связанные с расколами этой пассивной окраины. На вулканических горах в позднем силуре возникали известняковые рифы.

В позднем силуре–девоне Внутренняя зона была поднята до неритового уровня, на ее территории происходило накопление карбонатных осадков. Карбонатное осадконакопление завершилось в разных районах в интервале от башкирского до ассельского века (рис. 3, I). На небольших участках оно сопровождалось внутриплитным рифтогенным вулканизмом. В серпуховском веке и позднее среди карбонатных пород отлагались силициты. В раннебашкирское время на некоторых участках имел место перерыв в осадконакоплении, с которым связано образование бокситов. При сокращении размеров Туркестанского океанического бассейна, которое предшествовало коллизии Алай-Таримского и Казахско-Киргизского террейнов, Внутренняя зона Алай-Таримского террейна была опущена в область пелагической седиментации и в ней формировались турбидиты. В разных частях зоны это произошло

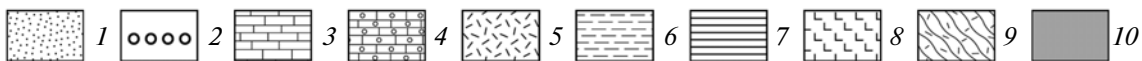
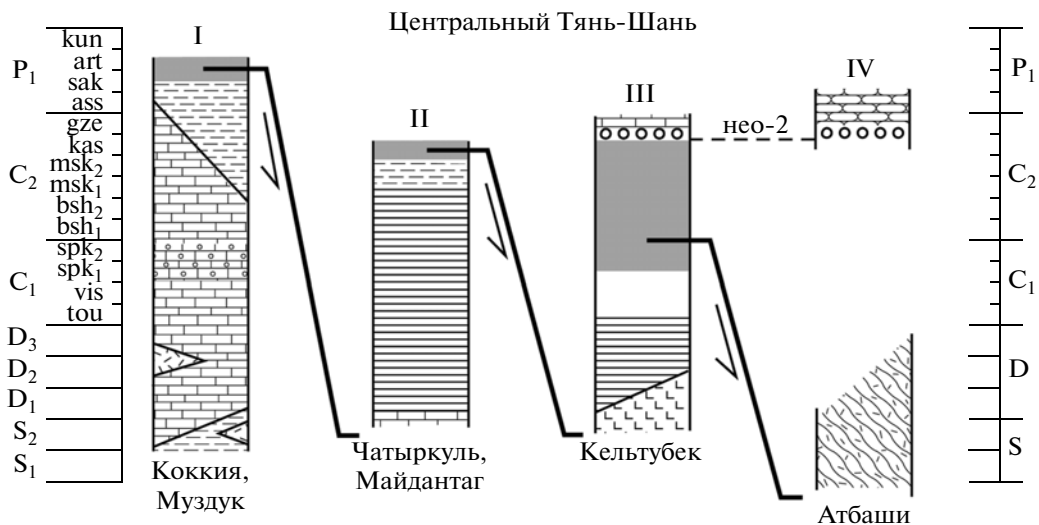
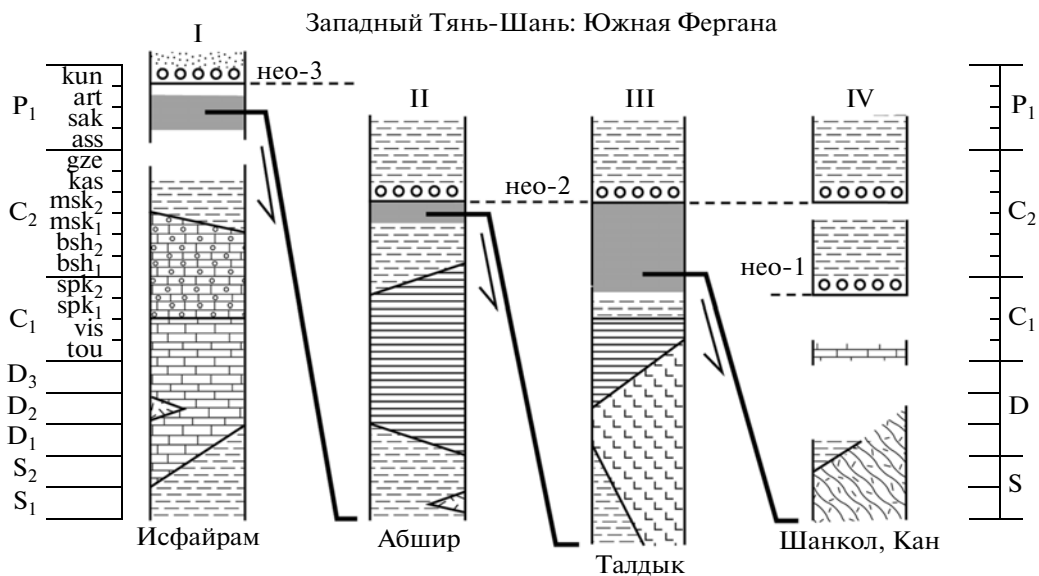
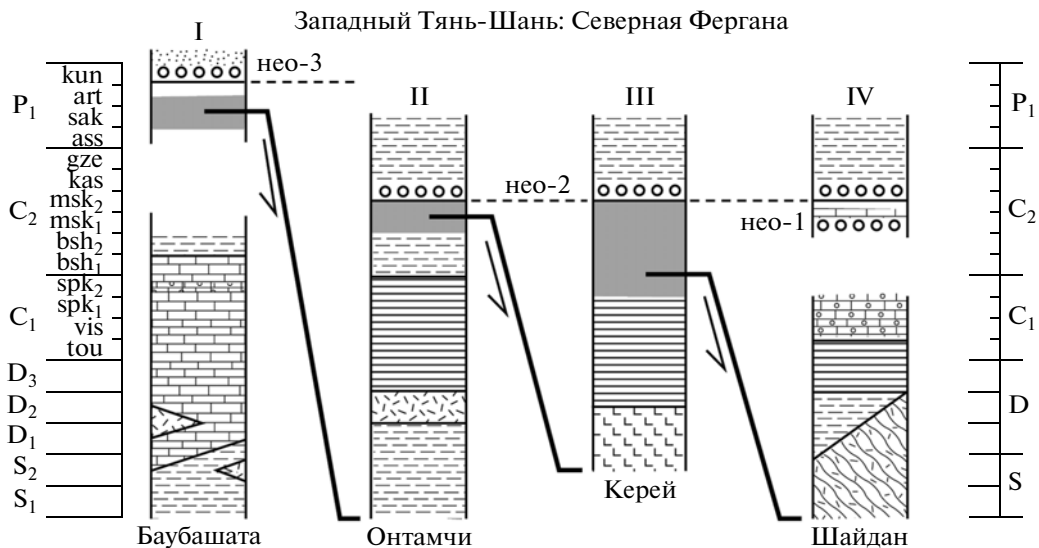


Рис. 3. Стратиграфические колонки структурных единиц ансамбля первичных шарьяжей Южного Тянь-Шаня: I – Внутренняя зона Алай-Таримского террейна (автохтон), II – породы Внешней зоны Алай-Таримского террейна в шарьяжах нижнего этажа, III–IV – породы океанической коры и аккреционной призмы в шарьяжах среднего (III) и верхнего (IV) этажей

1 – континентальные отложения; 2 – конгломераты и брекчи в основании неоавтохтона; 3 – карбонатные отложения зоны шельфа; 4 – известняки с кремнями, отлагавшиеся в глубокой части шельфа; 5 – вулканогенно-осадочные и вулканические породы зон шельфа и континентального склона; 6 – терригенные и кремнисто-терригенные отложения, накопившиеся на континентальном склоне и его подножии (флиш, олистостромы); 7 – стратиграфически конденсированные карбонатно-кремнистые и кремнистые отложения, накопившиеся на континентальном склоне и океаническом дне; 8, 9 – океанические базальты, гиадокластиты, игнимбриты; 8 – слабо измененные, 9 – метаморфизованные; 10 – время шарьирования; нео – неоавтохтон. Абшир, Атбаши, Баубашата, Исфайрам, Кан, Кельгубек, Керей, Кокция, Майдантаг, Муздук, Онтамчи, Талдык, Чатыркуль, Шайдан, Шанкол – названия структурных единиц, по [14, 41]

в интервале от позднебашкирского до ассельского времени.

Внешняя зона в девоне и раннем карбоне оставалась ареной пелагической седиментации (рис. 3, II). В течение длительного времени на пологом континентальном склоне медленно накапливались отложения, в которых преобладают кремнистые породы. Эти отложения имеют конденсированные стратиграфические разрезы. В некоторых из них скорость седиментации составляла лишь 1 мм за 1000 лет [14]. В конце раннего карбона и в позднем карбоне во Внешней зоне происходило формирование турбидитов.

Казахско-Киргизский террейн

Казахско-Киргизский среднепалеозойский континентальный террейн (его называют также Казахстанским, Киргизским, Казахстано-Илийским) был создан в результате объединения Иссыккульского и Сырдаринского раннепалеозойских террейнов. Это произошло в ордовике после закрытия Терсейского океанического бассейна, который разделял эти террейны в раннем палеозое [14, 15, 40].

Силур и девон. В раннем силуре Казахско-Киргизский континент находился между Туркестанским и Илийским океаническими бассейнами. После закрытия в силуре Илийского океанического бассейна [14, 15] в состав Казахско-Киргизского континента вошел сиалический блок Борохоро (Бр, рис. 1). В девоне и карбоне тяньшаньская часть Казахско-Киргизского континента находилась между Туркестанским и Западно-Джунгарским океаническими бассейнами.

В раннем силуре в Западном Тянь-Шане на континентальном склоне Казахско-Киргизского континента формировался флиш, во внешней зоне шельфа накапливались карбонатные породы, на внутреннем шельфе – карбонатно-терригенные отложения. Среди обломочных пород нижнего силура залегают надсубдукционные эффузивы среднего и кислого состава. В раннем силуре вулканы, имеющие насубдукционное происхождение, формировались также на микроконтиненте Борохоро [59, 75].

Более высокое положение в стратиграфическом разрезе Западного Тянь-Шаня занимают континентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения позднего силура – эйфеля. Преобладают вулканогенные породы с последовательностью извержений: от базальтов, трахибазальтов, андезито-базальтов, андезитов и трахиандезитов в нижней части разреза к риолитам и трахириолитам в верхах толщи. В направлении с юга на север увеличивается количество калия в одинаковых по кремнекислотности эффузивах. В том же направлении: уменьшается коэффициент explosивности и увеличивается количество излившихся пород. Эти латеральные изменения соответствуют субдукции океанической коры с юга – со стороны Туркестанского океанического бассейна. Rb-Sr изохронный возраст лав андезитов и трахириолитов – 426 ± 4 и 422 ± 4 млн лет, интрузий габброидов и аляскитов, которые комагматичны с лавами, – 409 ± 25 и 418 ± 4 млн лет [2].

В живетском веке и позднем девоне на туркестанской окраине Казахско-Киргизского террейна формировалась континентальная моласса и морские мелководные карбонатно-терригенные и карбонатные отложения. В Заилийском районе Центрального Тянь-Шаня – в хребтах Заилийский, Кунгей, Кастек – живетский и франский ярусы представлены континентальными вулканогенно-осадочными отложениями. Нижняя часть стратиграфического разреза сложена лавами и туфо-лавами андезитов с прослоями базальтов, дацитов, туфов и песчаников, верхняя часть разреза – риолитами, дацитами, туфолавами, туфо-песчаниками. С вулканическими ассоциированы массивы гранитов, для которых определены U-Pb возрасты в интервале 390–414 млн лет [21, 78] и Rb-Sr изохронный возраст 365 млн лет [60]. На эти и более древние породы налагает красноцветная орогенная моласса позднедевонского возраста.

Девонский магматизм Заилийского района рассматривают, как ветвь девонского вулканического пояса Казахстана и связывают с субдукцией со стороны Джунгаро-Болхашского океанического бассейна [8, 31 и др.]. Эти выводы не кажут-

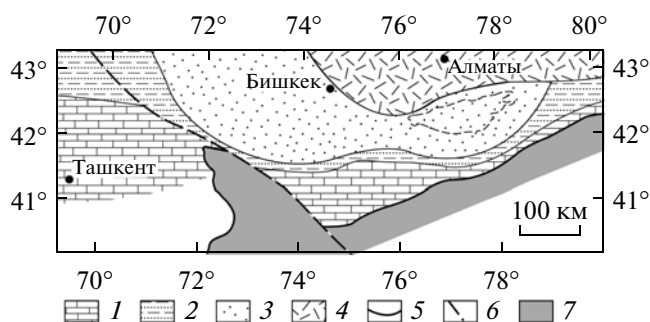


Рис. 4. Казахско-Киргизский террейн: отложения раннего карбона в Западном и Центральном Тянь-Шане 1 – карбонатные отложения; 2 – карбонатно-терригенные отложения; 3 – осадки, в которых преобладают континентальные кластиты; 4 – вулканогенно-осадочные континентальные отложения (Заилийский район магматизма); 5 – Туркестанская океаническая сutura; 6 – Таласо-Ферганский разлом; 7 – Алай-Таримский террейн

ся безупречными. Зона девонского магматизма продолжается из Заилийского района на запад в Киргизский хребет, где распространены девонские вулканические отложения и граниты. К востоку от Заилийского района в хребте Налатишань около Туркестанской океанической сутуры распространены среднепалеозойские граниты I-типа, среди которых – граниты, имеющие девонский U-Pb возраст 400 млн лет; на них трансгрессивно налегают осадки нижнего карбона [59, 75]. Девонский магматический пояс, который занимает территорию хребтов Налатишань, Кунгей, Заилийский, Кастек и Киргизский, ближе к Туркестанской сутуре, чем к Джунгарской. Формирование этого магматического пояса, вероятно, связано с субдукцией коры Туркестанского океанического бассейна. Расстояние от магматического пояса до Туркестанской сутуры изменчиво. Это обусловлено неравномерным тектоническим сокращением территории Тянь-Шаня при познепалеозойском орогенезе и вероятными вариациями угла наклона зоны субдукции.

Карбон. В Западном и Центральном Тянь-Шане на туркестанском краю Казахско-Киргизского континента в раннем карбоне формировались мелководные карбонатные отложения. В турнейском веке местами возникли лагуны, и накапливались эвапориты, в визейское время в карбонатные илы поступала значительная примесь кремнистого материала. Ширина зоны неритовых известняков на западе превышает 100 км, восточнее меридиана 75° она уменьшается до 15–20 км (рис. 4). В зоне карбонатно-терригенных отложений, расположенной севернее, режим осадконакопления был неустойчивым и территориально невыдержанным. Среди осадков есть грубообломочные прибрежные накопления, отложения лагун, турбидиты [14, 32].

Внутриконтинентальная область, которая занимала значительную территорию в Центральном Тянь-Шане, в турнейское время и в течение большей части визейского века представляла собой невысокую эродируемую сушу. Лишь на территории восточной части Киргизского хребта находился мелководный морской бассейн, в котором накапливались кластиты и углистые пелиты. В позневизейское-раннесерпуховское время во внутренней части террейна происходило накопление красноцветных терригенных обломочных пород аллювиального происхождения. Море периодически заливало низменную сушу, среди континентальных отложений залегают карбонатные породы с остатками мелководной морской фауны.

Признаки магматической активности появляются в серпуховском веке в Чаткало-Кураминском районе Западного Тянь-Шаня. Среди известняков с фауной серпуховского яруса залегают туфы и лавы трахибазальтового состава. В позднем карбоне в Чаткало-Кураминском районе в преимущественно наземных условиях накопилась многокилометровая толща вулканитов, и внедрились граниты. В башкирском веке извергались трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты (минбулакская и др. свиты). Rb-Sr изохронный возраст этих вулканитов 317 ± 6 млн лет, ассоциированных с ними гранитов – 316 млн лет [18]. В московском и касимовском веках продукты вулканизма имели состав трахиандезитов, андезитов, дацитов, риолитов (надакская и др. свиты), Rb-Sr изохронный возраст этих пород 298–300 млн лет [18]. Петрохимические данные свидетельствуют о надсубдукционной природе каменноугольного магматизма Чаткало-Кураминского района.

В Центральном Тянь-Шане интенсивные вулканические извержения происходили в Заилийском районе в раннем и позднем карбоне. Преобладал наземный вулканизм. Изверженные породы имеют средний и основной состав. Интрузии представлены в Центральном Тянь-Шане гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, адалемитами, а также – габбро, габбро-норитами, монцонитами. Для интрузивных тел щелочного состава определены Rb-Sr изохронные возрасты в интервале 296–326 млн лет [60].

В Восточном Тянь-Шане вся территория Казахско-Киргизского континента была ареной вулканической активности в каменноугольное время. Вулканические породы относятся к известково-щелочной серии, их геохимические параметры свидетельствуют о надсубдукционном происхождении [90]. В Восточном Тянь-Шане туркестанская и джунгарская активные окраины Казахско-Киргизского террейна сближены. В таких условиях определение положения границы между зонами надсубдукционного вулканизма

двух активных окраин затруднено. Картина интрузивного магматизма более четкая. В Восточном Тянь-Шане широко распространены интрузии гранитов I-типа, которые образуют два магматических пояса. Магматический пояс в хребте Налатишань расположен вблизи Туркестанской океанической сутуры, пояс в хребте Борохоро протягивается вдоль Западно-Джунгарской океанической сутуры.

Магматический пояс Налатишань сложен девонскими и каменноугольными гранитами и вулканитами. В нижней части стратиграфического разреза нижнего карбона находятся дациты, риолиты и песчаники, выше — андезиты, трахиандезиты и туфы, а также базальты, которые могут быть рифтогенного происхождения [95]. Граниты, имеющие Rb-Sr возраст 340 млн лет, ассоциированы с раннекарбонными вулканитами. Количество калия в них возрастает в северном направлении — по мере удаления от Туркестанской сутуры [59, 75]. В западном направлении этот магматический пояс продолжается в Заилийский район Центрального Тянь-Шаня.

В магматическом поясе Борохоро распространены вулканогенно-терригенные осадки и граниты каменноугольного возраста. Для андезитов определен Rb-Sr изохронный возраст 345 ± 9 и Ar-Ar возраст 325 ± 1 млн лет [90], для адakitов — 310–306 млн лет [84]. U-Pb возрасты гранитов и грано-диоритов находятся в интервале 366–341 млн лет [84] и 315–301 млн лет [55]. Соотношения редких элементов свидетельствует о надсубдукционном генезисе гранитов, содержание калия возрастает в них в южном направлении, по мере удаления от сутуры Западно-Джунгарского океанического бассейна [59]. В северо-западном направлении этот магматический пояс продолжается в Казахстан на территорию Джунгарского хребта.

Обе окраины Казахско-Киргизского континента были активными в среднем палеозое. Возраст офиолитов [14] показывает, что спрединг океанической коры в Туркестанском океане происходил в силуре, раннем и среднем девоне. Надсубдукционный магматизм на Казахско-Киргизском террейне подтверждает субдукцию океанической коры под Казахско-Киргизский континент в это время. В позднем девоне эти процессы, вероятно, прекратились. Субдукция океанической коры возобновилась в конце раннего или в позднем карбоне [14], и началось сокращение Туркестанского океанического бассейна. Этот океанический бассейн был закрыт в позднем карбоне.

На северо-восточном краю Казахско-Киргизского континента в каменноугольное время происходила субдукция океанической коры Западно-Джунгарского бассейна под Казахско-Киргизский континент. Западно-Джунгарский океани-

ческий был закрыт в позднем карбоне или в ранней перми [14, 15, 55, 84].

Аккреционная призма на окраине Туркестанского океанического бассейна

В среднем палеозое у туркестанского края Казахско-Киргизского континента формировалась аккреционная призма. Участки аккреционной призмы, прилежащие к континенту, были перекрыты флишевыми и обломочными отложениями (неоавтохтон-1 на рис. 3). В Западном Тянь-Шане породы неоавтохтона-1 имеют возраст в интервале серпуховский ярус—позднемосковский подъярус. История аккреционной призмы завершилась с началом коллизии Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентальных террейнов. Породы, слагавшие аккреционную призму, ныне лежат в аллохтонном положении на Алай-Таримском террейне (см. рис. 2, 3).

Аккреционная призма сложена породами разного происхождения. Среди них находятся породы туркестанской океанической коры, которые претерпели субдукцию, высокобарический метаморфизм и были эксгумированы на земную поверхность. В процессе эксгумации или поздней части этих пород подверглись диафорезу до голубых и зеленых сланцев. В Центральном Тянь-Шане в хребте Атбаши распространены голубые сланцы и эклогиты, которые несогласно перекрыты кластитами и известняками, содержащие фузулиниды гжельского яруса верхнего карбона [57]. Для эклогитов определены Sm-Nd изохронный возраст 319 ± 4 млн лет [57], Ar-Ag возрасты по фенгиту и глаукофану в интервале 324–327 млн лет [30] и 316 ± 3 млн лет [57]. Получено также определение Rb-Sr изохронного возраста эклогитов 267 ± 5 млн лет [83], которое может быть заниженным вследствие воздействия флюидов на породу [49, 88].

В Восточном Тянь-Шане определены Ar-Ag возрасты метаморфизма эклогитов по глаукофану и фенгиту — 364 ± 2 и 401 ± 1 млн лет [98], Sm-Nd изохронный возраст эклогитов — 343 ± 44 млн лет [51]. U-Pb возраст эклогитов определен по рутилу в 318 ± 7 млн лет [67] и по цирконам — в интервале 413–310 млн лет [53, 82]. Lu-Hf изохронный возраст гранатов в породах, испытавших высокобарический метаморфизм, — 315 ± 1 млн лет [64]. Для оболочки цирконов из эклогитов получены также определения U-Pb возраста 233 ± 4 и 226 ± 5 млн лет [98], но связь этих определений с высокобарическим метаморфизмом оспаривается [82, 88]. Ar-Ag возраст метаморфизма голубых сланцев определен по кросситу, глаукофану и фенгиту в 344–347 млн лет [51]. Rb-Sr и Ar-Ag возрасты ретроградного метаморфизма получены по белым слюдам в интервале 302–313 млн лет [63] и 316–331 млн лет [88].

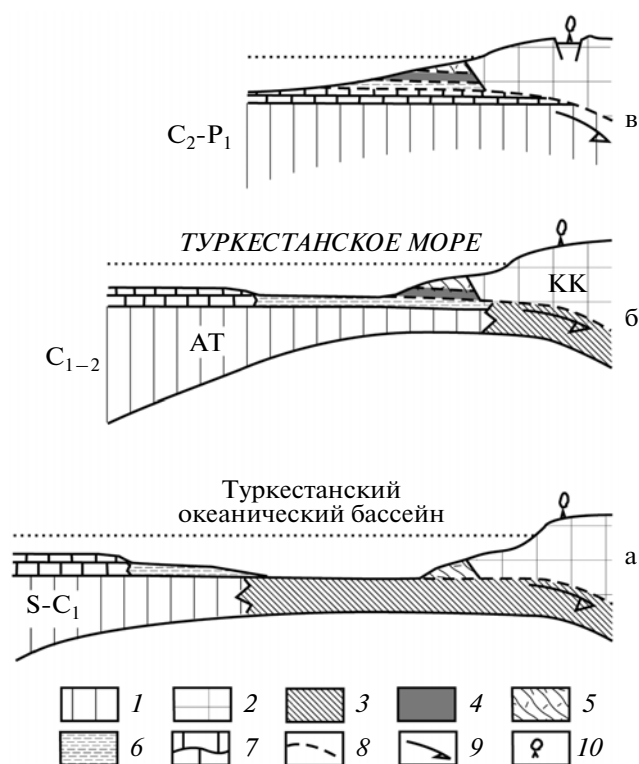


Рис. 5. Схема образования тектонических пластин верхнего (а), среднего (б) и нижнего (в) этажей ансамбля первичных шарьяжей Южного Тянь-Шаня

1, 2 – континентальная кора Алай-Таримского (1) и Казахско-Киргизского (2) террейнов; 3 – океаническая кора; 4, 5 – аллохтоны, которые содержат слабо измененные (4) и метаморфизованные (5) породы океанической коры; 6, 7 – породы Внешней (6) и Внутренней (7) зон окраины Алай-Таримского террейна; 8 – тектонические границы; 9 – направление субдукции океанической и континентальной коры; 10 – вулканизм

Изотопные возрасты метаморфизма эклогитов свидетельствуют о том, что условия для высокобарического метаморфизма и эксгумации метаморфизованных пород, вероятно, возникали неоднократно в течение значительного возрастного интервала. Возрасты высокобарического метаморфизма (кроме проблемных определений) и ретроградного метаморфизма древнее 300 млн лет. Этот возрастной рубеж соответствует времени коллизии Алай-Таримского и Казахско-Киргизского террейнов.

КОЛЛИЗИЯ АЛАЙ-ТАРИМСКОГО И КАЗАХСКО-КИРГИЗСКОГО ТЕРРЕЙНОВ

Когда океаническая кора Туркестанского океанического бассейна была субдуцирована под Казахско-Киргизский террейн, началось взаимодействие между Алай-Таримским и Казахско-Киргизским континентами. По геологическим данным, начало коллизии находится в интервале

310–300 млн лет. В Западном и Центральном Тянь-Шане это произошло в московском и касимовском веке (см. рис. 3), в Восточном Тянь-Шане, вероятно, в гжельском веке [1]. С началом коллизии, субдукция океанической коры Туркестанского океана сменилась субдукцией континентальной коры Алай-Таримского континента под Казахско-Киргизский континент (рис. 5).

Коллизия континентов сопровождалась деформациями, в результате которых был создан покровно-складчатый пояс, простирающийся вдоль сuture Туркестанского океана. Геодинамическая модель коллизионного процесса [13, 38, 39] была разработана на основании результатов геологического картирования региона и опиралась на определения возраста пород палеонтологическим методом. Последующие исследования принесли данные об изотопных возрастах магматизма и метаморфизма и геохимические данные о происхождении магматических пород. Эти данные потребовали коррекции модели. Они также добавили аргументы в ее пользу.

Коллизионная деформация

Первый этап. На первом этапе коллизионной деформации происходило формирование системы шарьяжей, которые вместе с деформированным автохтоном образуют Южнотяньшаньскую покровно-складчатую тектоническую зону [7, 12–14, 28, 38, 41]. Она занимает часть Тянь-Шаня, расположенную южнее suture Туркестанского океана.

После закрытия в позднем карбоне той части Туркестанского бассейна, которая имела океаническую кору, под водой остались окраинные части террейнов с тонкой континентальной корой, на которой накапливался флиш с горизонтами олистостром. Шарьяжи формировались на коре Алай-Таримского террейна, – на дне Туркестанского внутриконтинентального моря, которое было наследником Туркестанского палеоокеана. Седиментация прекращалась на участках, перекрываемых шарьяжами, продолжаясь на движущихся тектонических пластинах и перед фронтом шарьяжей. Формирование шарьяжей началось в московском веке и происходило, с перерывами, в течение 20–25 млн лет – до сакмарского или артинского века. Граниты, которые прорывают автохтон и аллохтон, имеют артинский изотопный возраст [1, 78].

Верхние шарьяжи сложены породами аккреционной призмы (рис. 3, IV), которая в среднем палеозое и раннем карбоне формировалась в Туркестанском океаническом бассейне у края Казахско-Киргизского континента (рис. 5а). Среди прочих пород, призма содержит метаморфизованные офиолиты.

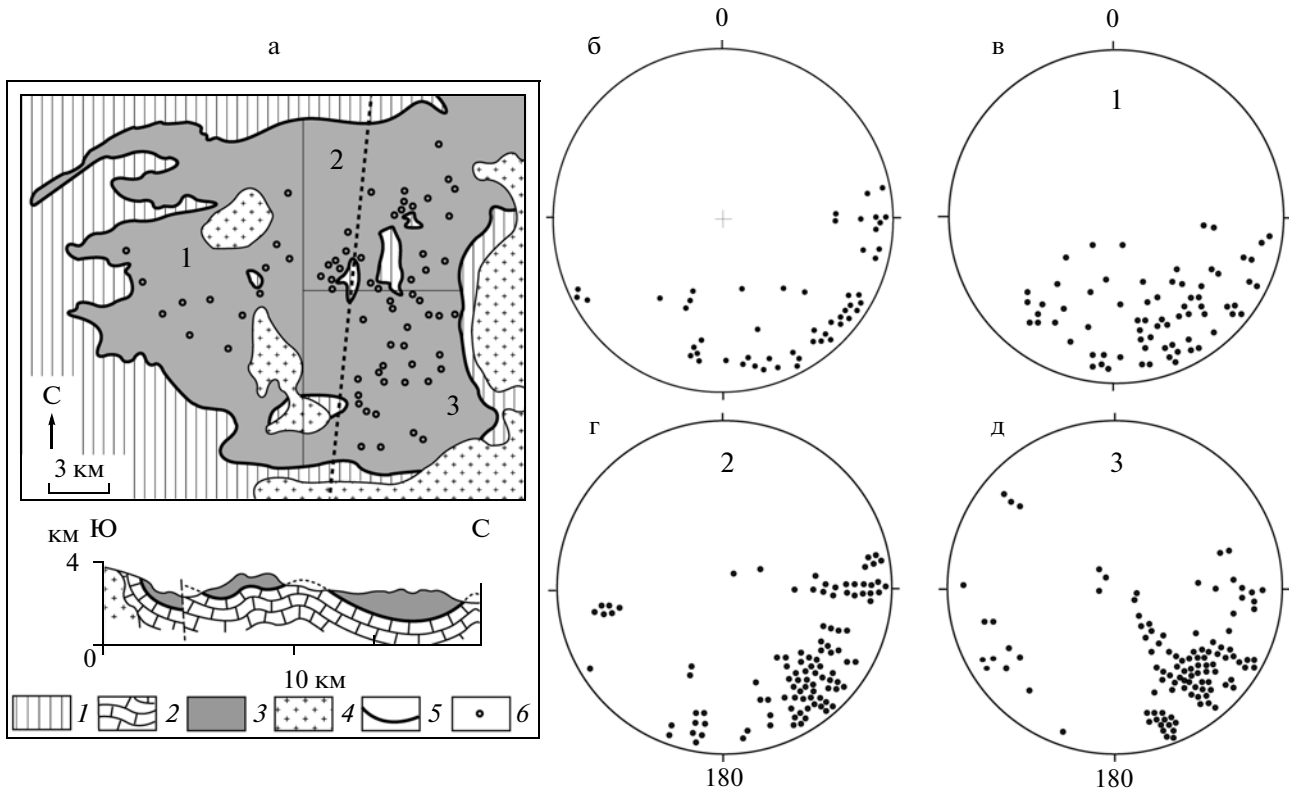


Рис. 6. Вергентность складок в Тегермачском шарьяже (нижний этаж ансамбля первичных шарьяжей)
 а – карта Тегермачского шарьяжа (см. Г на рис. 2): 1, 2 – автохтон – породы каменноугольного возраста: 1 – на карте, 2 – на разрезе; 3 – аллохтон – силурийский флиш; 4 – граниты; 5 – подошва аллохтона (наволоч); б – пункты, в которых были изучены складки. 1–3 – сектора шарьяжа, тонкими линиями обозначены границы секторов; пунктиром показана линия геологического разреза.
 б–д – стереограммы вергентности складок, возникших при движении шарьяжа на первом этапе коллизионной деформации (полярная равнопромежуточная проекция, нанесены точки пересечения линий восстания осевых поверхностей складок с верхней полусферой): б – вергентность 53 изоклиальных складок в современной системе координат, в–д – вергентность 289 изоклиальных и сжатых складок в секторах 1–3 после введения поправок, которые исключают результат деформации аллохтона на втором этапе коллизионной деформации; количество складок в секторах шарьяжа: 1 – 71, 2 – 107, 3 – 111, размер складок от 0.5 до 500 м

В процессе субдукции туркестанской океанической коры от кровли субдуцируемого слэба отслоились пластины слабо измененных офиолитов. Тектонические пластины, содержащие такие офиолиты (рис. 3, III), были пододвинуты под метаморфические породы аккреционной призмы (рис. 5б). Они образуют средний этаж ансамбля шарьяжей.

Во время коллизии в позднем карбоне Внешняя зона Алай-Таримского континента (рис. 3, II) была пододвинута под пластины офиолитов (рис. 5в). В это время или позднее произошло тектоническое расслоение в породах Внешней зоны Алай-Таримского континента. Поверхность тектонического отслаивания находилась в силурийских сланцах этой зоны. В процессе продолжающейся континентальной субдукции Внутренняя зона Алай-Таримского террейна (рис. 3, I) была пододвинута под отслоившийся комплекс осадков Внешней зоны. Это происходило в сакмарско-артинское время, но могло начаться

раньше (см. рис. 3). Процесс шарьяживания сопровождался деформациями пород внутри тектонических пластин. Во флишевых толщах были сформированы каскады лежачих складок [14].

В результате описанных процессов был создан трехэтажный ансамбль первичных шарьяжей. Шарьяжи верхнего этажа содержат метаморфизованные породы океанической коры и аккреционной призмы, средний этаж шарьяжей содержит слабо измененные офиолиты, нижний этаж сложен породами Внешней зоны Алай-Таримского террейна. Автохтоном служила Внутренняя зона Алай-Таримского террейна. Результаты изучения вергентности складок в Тегермачском шарьяже в Западном Тянь-Шане (рис. 6) показали, что перемещения аллохтона происходило в южном направлении относительно автохтона. О таком же направлении перемещения свидетельствуют данные о вергентности складок в первичных шарьяжах Восточного Тянь-Шаня [1] и Кызылкума [12]. В конце первого этапа деформации произошло

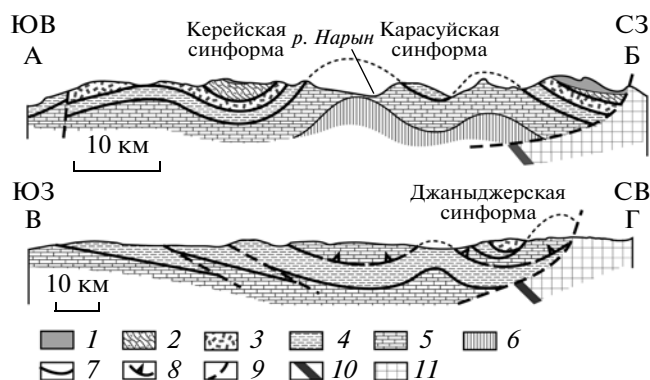


Рис. 7. Шарьяжи в пересечениях АБ (Североферганский район) и ВГ (Атбаш-Кокшаальский район) на рис. 2

1 – неавтохтон; 2, 3 – акреционно-коллизийные шарьяжи: 2 – единица Шайдан, 3 – единицы Керей и Кельгубек, см. рис. 3; 4 – коллизийные шарьяжи (единицы Онтамчи, Чатыркуль и их аналоги); 5, 6 – автохтон и параавтохтон (единицы Баубашата, Коккия и их аналоги): 5 – девон и карбон, 6 – силур; 7 – первичные наволоки; 8 – Борколдойский вторичный наволок; 9 – послеколлизийные разломы; 10 – Туркестанская океаническая сутура; 11 – Казахско-Киргизский террейн

частичное тектоническое сдваивание ансамбля шарьяжей, включая первичный автохтон. В Западном Тянь-Шане главным был Узген-Санзарский, в Центральном Тянь-Шане – Борколдайский надвиги (см. рис. 2), магнитуды которых составляют десятки километров.

Второй этап. После формирования ансамбля шарьяжей продолжалось поперечное сокращение территории Тянь-Шаня. На этом этапе тектонические деформации распространились на территорию, не затронутую процессом шарьирования, и произошло изменение стиля и кинематики деформаций. Была создана система больших синформных и антиформных складок (рис. 7, 8), в которые смяты шарьяжи и автохтон. В результате смятия в складки произошло поперечное сокращение Южнотяньшаньской тектонической зоны на 25–50% [76]. Складки, сформированные на этом этапе деформации в Южном Тянь-Шане, нередко наклонены или опрокинуты на север, – в сторону Туркестанской сутуры. С опрокинутыми складками ассоциированы небольшие надвиги и ретрошарьяжи, имеющие северную вергентность [14]. Деформации рассматриваемого этапа происходили в конце ранней перми и в поздней перми.

Коллизийные деформации имеют одинаковый план на всей территории складчатого пояса Тянь-Шаня и Кызылкума – на протяжении 2500 км. Складки и надвиги формировались в верхней коре, которая была отслоена от нижней коры. Сокращение площади нижней коры Алай-Таримского террейна, вероятно, осуществлялось

путем ее субдукции под Казахско-Киргизский террейн.

Послеколлизийные деформации

В отличие от коллизийных деформаций, деформации в послеколлизийное время были различны в разных частях складчатого пояса. Эти процессы происходили в перми и, вероятно, в раннем триасе. Стиль послеколлизийных деформаций региона определяют горизонтальные складки (ороклины) и сдвиги. Доминантными структурными формами являются Таласо-Ферганский сдвиг, Ферганская горизонтальная флексура и Джунгарский сдвиг.

Таласо-Ферганский сдвиг (см. рис. 1, 3, 4). Правый сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому привел к смещению фациальных и тектонической зон, плутонических пород, складок [11, 39]. Величина горизонтального смещения объектов среднепалеозойского, позднекаменноугольного и раннепермского возраста одинакова: смещение произошло после их формирования. Главное сдвиговое смещение по Таласо-Ферганскому разлому происходило в поздней перми–триасе. Во время сдвигового смещения в милонитах зоны Таласо-Ферганского разлома, вероятно, произошла кристаллизация фенгита, Ag-Ag возраст которого находится в интервале 246–260 млн лет [77]. Правосдвиговые смещения по Таласо-Ферганскому разлому происходили также в юрское время и в кайнозойе [11, 16, 43]. Линия Таласо-Ферганского разлома пересекает Тянь-Шань в СЗ–ЮВ направлении. В позднепалеозойское время линия сдвига продолжалась на юго-восток вдоль западной границы Таримского кратона [11, 42, 43, 77].

На рассматриваемом этапе деформации складки и разломы, сформированные в процессе коллизийной деформации, были изогнуты около Таласо-Ферганского разлома в горизонтальные складки – навстречу друг другу в противоположных крыльях разлома. Наибольшую магнитуду – 180 км – Таласо-Ферганский сдвиг имеет в своей северной части. С учетом пластической деформации при формировании горизонтальных складок на крыльях сдвига, величина смещения вдоль зоны Таласо-Ферганского сдвига достигает здесь 250 км. На юге Тянь-Шаня магнитуда сдвига уменьшается до 100 км [11].

Ферганская горизонтальная флексура (см. рис. 2, 8). Складки и разломы, созданные на втором этапе коллизийной деформации, очерчивают на западном крыле Таласо-Ферганского разлома левую горизонтальную флексуру, которая была сформирована в поздней перми.

Южное крыло флексуры образовано широтными структурами Алайского хребта. Южное колено флексуры представляет собой горизонтальную складку (см. рис. 8). В нем многочисленны

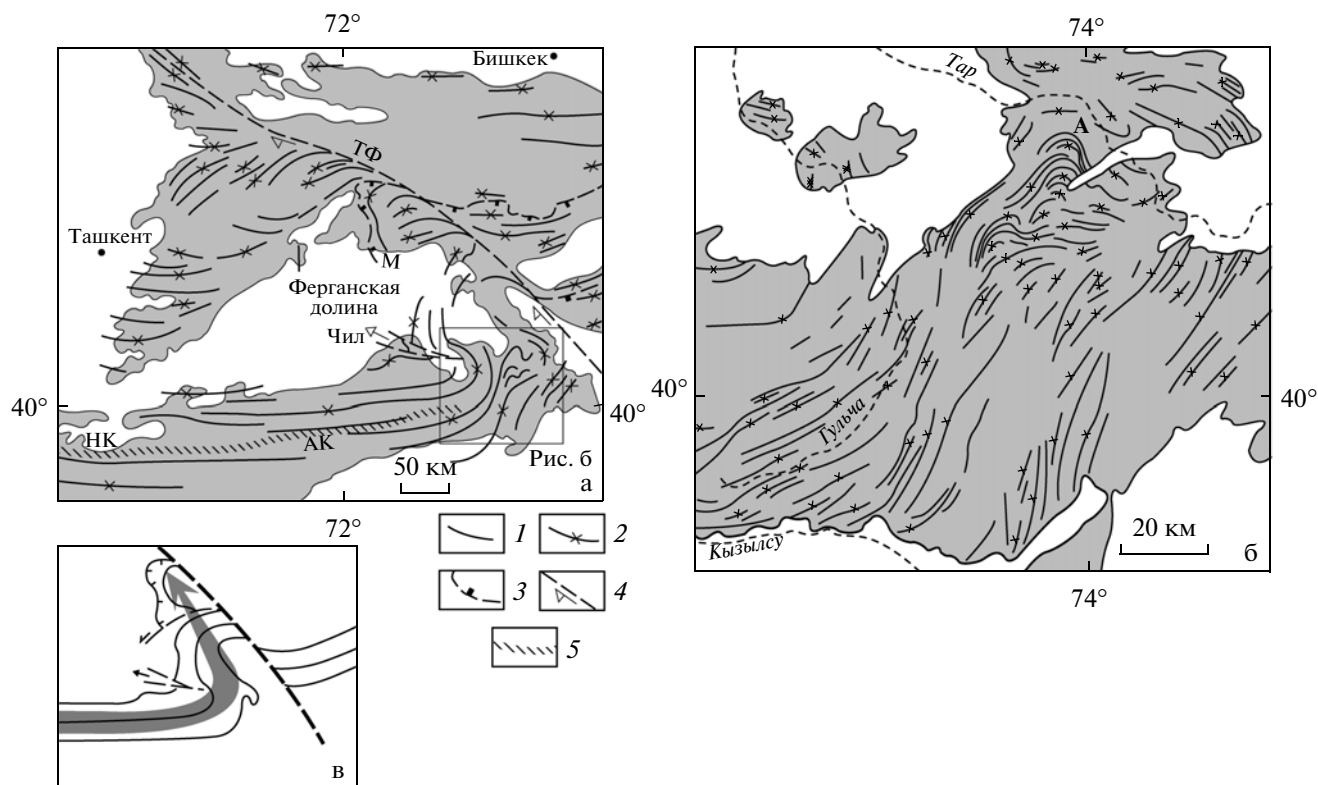


Рис. 8. Позднепалеозойские складки в Западном Тянь-Шане: а – общий план, б – южное колено Ферганской горизонтальной флексуры, в – схема формирования Ферганской флексуры: широкая стрелка показывает направление тектонического течения

1, 2 – осевые линии вертикальных складок: 1 – антиклинальных и антиформных, 2 – синклиналичных и синформных; 3, 4 – главные разломы: 3 – надвиги, 4 – сдвиги; 5 – зона концентрированных деформаций: АК – акмуинакская, НК – нуратау-курбанакская. А – Акбогусская горизонтальная складка, М – осевая линия Майлисуйской складки, ТФ – Таласо-Ферганский разлом, Чил – Чильмайрамский тектонический блок. На рисунках (а) и (б) тинирована область распространения палеозойских пород

следы тектонического течения, которые свидетельствуют об удлинении слоев. Пласты и пакки известняков, кремней, песчаников часто будинированы, будины растащены на большое расстояние. Широко распространена дисгармоничная деформация [13]. Структурные формы, возникшие в результате тектонического течения, были изучены в этом районе также на мезо- и микроуровнях [24].

Внешняя (восточная) зона южного колена горизонтальной флексуры дисгармонична по отношению к внутренней зоне. Во внутренней зоне в ядре горизонтальной складки находится Чильмайрамский тектонический блок (Чил, рис. 8а), который имеет клиновидную форму в плане и ограничен сдвигами. В процессе образования горизонтальной складки этот тектонический блок был выдавлен в северо-западном направлении на расстояние 15–20 км или более [13, 20]. Во внешней зоне южного колена горизонтальной флексуры его ядерная часть осложнена дисгармоничными горизонтальными складками второго порядка. Такова Акбогусская горизонтальная складка (А, рис. 8б).

Она образована пластинами шарьяжей и лежачими изоклинальными складками, которые были сформированы на первом этапе коллизионных деформаций, смяты в вертикальные складки на втором этапе коллизионной деформации и изогнуты в виде горизонтальной складки в процессе послеколлизионной деформации. Акбогусская горизонтальная складка, в свою очередь, обладает внутренней структурной дисгармонией вследствие нагнетания материала в ее осевую зону [13, 38].

Северное колено Ферганской горизонтальной флексуры очерчено дугообразной осевой линией Майлисуйской синформы (М, рис. 8), выгнутой в западном направлении [9, 13, 14]. Длина смыкающего крыла Ферганской горизонтальной флексуры соизмерима с величиной позднепалеозойского правого сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому разлому.

Геодинамика взаимодействия между Ферганской горизонтальной флексурой и Таласо-Ферганским сдвигом является предметом оживленной дискуссии [3, 9, 13, 22, 26, 34 и др.]. Оптимальное решение проблемы предложено в работах [23, 25],

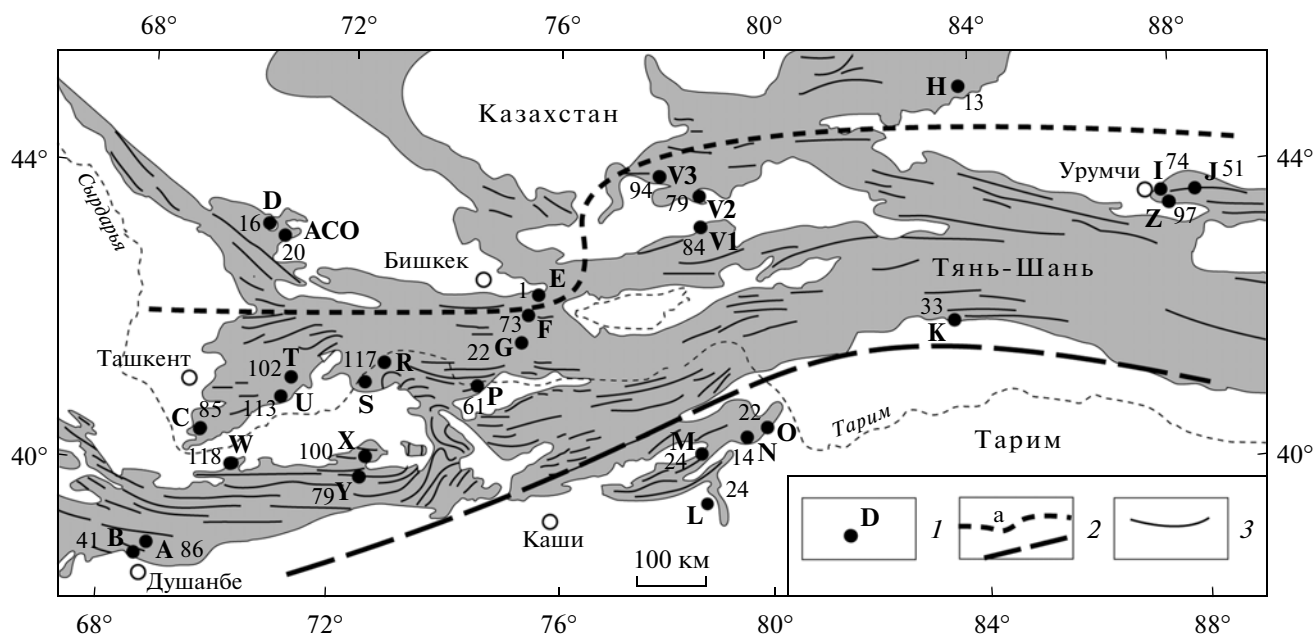


Рис. 9. Пояс позднепалеозойских лево-сдвиговых деформаций, по [37], с изменениями

1 – Участки А–Z, на которых изучен палеомагнетизм пермских пород: 1–118 – величина (в градусах) угла отклонения пермского палеомагнитного склонения на участке от направления на пермский палеомагнитный полюс (см. таблицу); 2 – северная (а) и южная границы пояса левосдвиговых деформаций; 3 – осевые линии позднепалеозойских складок. Тонирована территория, занятая палеозойскими и более древними породами

где формирование Ферганской горизонтальной флексуры рассматривается как результат тектонического перетекания масс Южного Тянь-Шаня. В этом варианте, Ферганская горизонтальная флексура представляет собой большую горизонтальную экструзию (протрузию), переместившуюся в северо-западном направлении (рис. 8в). Северо-восточным ограничением этого пластического потока был Таласо-Ферганский разлом, и сдвиговое смещение по нему является следствием формирования этой горизонтальной экструзии.

Экструзивный механизм формирования Ферганской горизонтальной флексуры находится в согласии с особенностью Таласо-Ферганского сдвига: уменьшение магнитуды сдвига на юге Тянь-Шаня не сопровождалось формированием тектонических структур, компенсирующих это уменьшение магнитуды. Ферганская горизонтальная флексура и Таласо-Ферганский сдвиг могли возникнуть в одно время в одном поле напряжений. Флексура могла быть и моложе разлома, сместитель которого послужил готовой границей для пластического потока.

В Южном Тянь-Шане в хребтах Туркестанском и Алайском обнаружена широтно ориентированная узкая зона концентрированных деформаций (рис. 9а). Западная часть зоны названа нуратау-курбанакской, восточная – акмуйнакской [25]. Деформационное удлинение некоторых объектов в пределах зоны достигло 300–500%. Вероятно, происходило продольное удлинение всего складчатого

пояса. Сценарий позднепермских деформаций в Западном Тянь-Шане включает его поперечное сокращение в результате стресса, ориентированного в меридиональном направлении, тектоническое течение масс вдоль складчатого пояса в восточном направлении и их депонирование в виде гигантской горизонтальной экструзии – Ферганской горизонтальной флексуры.

Джунгарский сдвиг (см. рис. 1). Соотношение Джунгарского разлома с тектоническими структурами его крыльев свидетельствует о правосдвиговом смещении по разлому. Такой же вывод получен в результате изучения микроструктуры мигматитов и милонитизированных сланцев и кварцитов вблизи сместителя разлома. Аг-Аг возраст милонитов из зоны разлома находится в интервале 255–285 млн лет [49]. Аг-Аг возрасты новообразованных слюд, вероятно, возникших в милоните при сдвиговом смещении по Джунгарскому разлому, – 270 и 245 млн лет [65].

Определение магнитуды Джунгарского сдвига осложнено тем, что большая часть разлома проходит вдоль сутуры Западно-Джунгарского океанического бассейна. Досдвиговые тектонические зоны разобщены вдоль Джунгарского разлома на расстояние более 200 км [14]. Трудно оценить, какая часть этого интервала обязана смещению по сдвигу, а какая – первичному простиранию тектонической зоны вдоль океанической сутуры и будущего сдвигового разлома. В работе [46] магнитуда правого сдвигового смещения по Чингиз-

Алаколь-Джунгарскому разлому в позднепермское и послепермское время была оценена в $490 \pm \pm 250$ км. В пермское время сдвиговые смещения происходили также по продольным разломам Тянь-Шаня [48, 65, 72, 92 и др.].

В процессе послеколлизионной деформации в Западном, Центральном и, вероятно, в Восточном Тянь-Шане произошло надвигание Алай-Таримского террейна на Казахско-Киргизский террейн, достигшее максимальной магнитуды при экстрезии, сформировавшей Ферганскую горизонтальную флексуру. В результате, сутурой Туркестанского океана ныне служит линия пермского надвига, который перекрыл позднекарбонную сутуру Туркестанского океана почти на всем ее протяжении (см. рис. 2, 6, 7).

Деформации, выявленные по палеомагнитным данным. На многих участках Тянь-Шаня изучен палеомагнетизм пермских пород (см. рис. 9). Палеомагнитные склонения в пермских породах Тянь-Шаня повернуты против часовой стрелки относительно первичного направления на пермский палеомагнитного полюс (таблица). На Таримской платформе у ее границы с Тянь-Шанем (участки L, M, N, O, рис. 9) и вблизи границы Тянь-Шаня с Казахстаном (участки АСО, D, E и H) величина углов вращения палеомагнитных склонений менее 25° , внутри Тянь-Шаня углы вращения много больше. Вращение палеомагнитного склонения может быть: (а) следствием вращения всего региона, (б) результатом деформации внутри региона, сопровождаемой вращением вокруг вертикальной или круто наклонной оси, или (в) результатом сочетания этих процессов.

В Южном Тариме пермское палеомагнитное склонение повернуто против часовой стрелки на угол $22^\circ \pm 11^\circ$ [54]. Близкой является величина углов вращения палеомагнитных склонений в Северном Тариме и Южном Казахстане. Распределение палеомагнитных векторов на площади Тянь-Шаня и прилегающих территорий позволяет сделать выводы: (а) поворот палеомагнитных склонений на угол менее 25° является следствием вращения обширного региона или всего континента в послепермское время; (б) для Тянь-Шаня такое вращение (до 25°) – фоновая часть послепермского вращения палеомагнитных склонений; (в) вращения палеомагнитных склонений на углы выше фоновых 25° – результат внутренней деформацией в Тяньшаньском складчатом поясе.

Вращение палеомагнитных векторов указывает на поле лево-сдвиговой деформации внутри Тянь-Шаня [37]. Это вращение могло происходить в виде поворота малых доменов при левосдвиговом дифференцированном течении масс. Величина вращавшихся доменов и их границы не установлены, проблема требует специального изучения. Большие различия между величинами

Величина отклонения пермского палеомагнитного склонения в пермских породах Северного Тарима, Тянь-Шаня и Южного Казахстана от направления пермского палеомеридиана

Уча- сток	R°	Источ- ник	Уча- сток	R°	Источ- ник
Северный Тарим			S	117 ± 14	[37]
L	24 ± 7	[37, 68]	T	102 ± 8	[37]
M	24 ± 5	[37, 80]	U	113 ± 10	[37]
N	14 ± 11	[36, 37]	V1	84 ± 7	[85]
O	22 ± 6	[36, 37]	V2	79 ± 10	[85]
Тянь-Шань: ТЗЛД			V3	94 ± 8	[85]
A	86 ± 5	[37]	W	118 ± 15	[37]
B	41 ± 6	[37]	X	100 ± 8	[19]
C	85 ± 4	[10, 37]	Y	79 ± 9	[19]
F	73 ± 8	[37]	Z	97 ± 7	[48]
G	22 ± 5	[37]	Южный Казахстан		
I	74 ± 8	[37, 79]	АСО	20 ± 7	[62]
J	51 ± 10	[37, 73]	D	16 ± 4	[37]
K	33 ± 9	[37, 71]	E	1 ± 4	[37]
P	61 ± 10	[37]	H	13 ± 7	[99]
R	117 ± 15	[37]			

R° – величина отклонения (против часовой стрелки, в градусах) палеомагнитного склонения доскладчатой компоненты намагниченности в породах пермского возраста от направления на пермский палеомагнитный полюс. ТЗЛД – Тяньшаньская зона левосдвиговой деформации. Положение участков – см. рис. 9

углов вращения на разных участках пояса сдвиговых деформаций (см. рис. 9) свидетельствуют о зависимости интенсивности деформации от локальных условий.

На участках R, T и U был изучен палеомагнетизм пермских пород на двух стратиграфических уровнях: сакмарско-артинском и казанском (вордском). В промежутке между этими возрастными уровнями палеомагнитные склонения были повернуты против часовой стрелки на $64^\circ \pm \pm 18^\circ$ на участке R и на $44^\circ \pm 14^\circ$ на участках T, U (угол вращения палеомагнитных склонений на этих участках, включающий фоновое вращение и вращение в послеказанское время, превышает 100°). Участки R и S находятся на территории Ферганской горизонтальной флексуры, участки T и U – в зоне компенсационных надвигов и складок, возникших при формировании флексуры. Кажется естественным связывать вращение палеомагнитных склонений на этих участках с формированием Ферганской экстрезии. Результаты изучения палеомагнетизма пермских пород на участках R, T и U подтверждают высокую активность экстрезивного процесса в конце ранней и начале поздней перми.

Послеколлизионная седиментация и магматизм

Большая часть Туркестанского моря была осушена в раннепермское время. Лишь у границы с

Таримом в узкой зоне, протягивающейся из Келпинтага в Куруктаг, отлагались тонкозернистый флиш и карбонатно-кремнистые морские осадки позднепермского возраста (свита Bilongleibaoguzi [66]). В позднепермское время на территории Тянь-Шаня в изолированных ареалах происходило накопление вулканогенных отложений и континентальной молассы. Моласса формировалась на территории Тянь-Шаня и в раннем триасе. В большинстве районов — это грубообломочные толщи, возраст которых определен по флоре или пресноводной фауне. В Южном Тянь-Шане они образуют неоавтохтон-3 (см. рис. 3), который несогласно лежит на породах разного возраста, принадлежащих разным аллохтонным единицам и автохтону. Моласса накапливалась во впадинах и грабенах и имела местные источники сноса.

Послеколлизийный пермский магматизм имеет в Тянь-Шане преимущественно щелочной состав и континентальный генезис. Пермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения залегают с угловым несогласием на позднекаменноугольных и более древних породах, они часто заполняли грабены. Большой мощности (до 4 км) вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения достигают в Чаткало-Курминском районе Западного Тянь-Шаня. В нижней части толщи вулканогенные породы имеют состав риолита, трахириолита, трахидацита (оясайская и др. свиты). Выше состав вулканитов становится более контрастным трахибазальт-трахириолитовым (шурабсайская и др. свиты). В нижней части толщи содержится фауна и флора ассельского и сакмарского ярусов, в кластитах, которые перекрывают вулканические породы — флора казанского (вордского) яруса [18]. Определения Rb-Sr изохронного возраста лав и комагматичных интрузий находятся в интервале 268–284 млн лет [17, 18], Ag-Ag возраст риолита — 292 млн лет [17], U-Pb возрасты гранитов — в интервале 275–300 млн лет [78].

В Центральном Тянь-Шане в хребтах Заилийском и Кетмень на породах с флорой позднего карбона с угловым несогласием залегают толща вулканогенных и осадочных пород (баскайнарская и др. свиты) с пермской флорой [4]. В нижней части толщи лавы и туфы имеют базальтовый, андезит-базальтовый и андезитовый состав с щелочным уклоном. Вверх по разрезу убывает количество лав и увеличивается количество туфо-лав и туфов, состав которых становится трахитовым, трахириолитовым и трахидацитовым. Верхняя часть разреза сложена красноцветными кластитами и трахиандезитами. В северном направлении количество щелочных пород среди вулканитов убывает.

Возраст многих гранитных массивов Тянь-Шаня определен U-Pb методом по цирконам [8,

56, 70, 78, 86, 97]. В распространении пермских гранитов, относимых к S- и A-типам, не видно общей закономерности. Определение типа гранитов часто затруднено из-за недостатка сведений [8, 81]. Пермский щелочной магматизм, вероятно, связан с зонами растяжения, которые возникали при сдвиговых смещениях на территории Тяньшаньского сдвигового пояса (см. рис. 9). Карта проявлений пермского щелочного и субщелочного магматизма (рис. 10) свидетельствуют о многочисленности локальных зон растяжения в послеколлизийное время.

Картина внутриплитного магматизма нарушена у границы Восточного Тянь-Шаня с Таримским массивом. Здесь, в предгорьях хр. Харкешань на породах верхнего карбона несогласно лежит толща лав и пирокластов, мощностью в несколько километров. Среди лав преобладают дациты и риолиты, Ag-Ag возраст лав — 282 ± 2 млн лет, Rb-Sr возраст — 286 ± 17 млн лет [44, 47]. С лавами ассоциированы массивы плагиогранитов, адаметитов и гранодиоритов. Породы имеют известково-щелочной состав, геохимические параметры лав свидетельствуют о надсубдукционной и коллизийной обстановках их формирования. Этот магматизм, вероятно, свидетельствует о существовании в ранней перми рифтогенного океанического бассейна у границы между Тянь-Шанем и Таримом. Образование этого бассейна может быть связано с активностью мантийного плюма, вызвавшего излияния платобазальтов на Таримском массиве в ранней перми [32, 74].

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложная тектоника Тянь-Шаня, широкое развитие осадочных и тектонических микститов и явлений переотложения ископаемой фауны приводят к тому, что остается место для сомнений в правильности выводов и надежности данных, использованных для их обоснования. Установленные факты также могут получать разную интерпретацию. Все это позволяет принимать или отвергать доводы в зависимости от взглядов исследователя и создает благоприятные условия для разработки разных тектонических и геодинамических моделей. Большие возможности для создания вариационных и альтернативных моделей представляет покровно-складчатое строение Южного Тянь-Шаня. Геодинамические и кинематические конструкции, имеющие существенные отличия от описанной выше модели, содержатся в публикациях [1, 5, 7, 25, 46, 69, 87, 91 и др.]. Рассмотрим некоторые предложенные модели.

Субдукция океанической коры Туркестанского океана. В большинстве геодинамических моделей туркестанская окраина Казахско-Киргизского континента — активная, окраина Алай-Таримско-

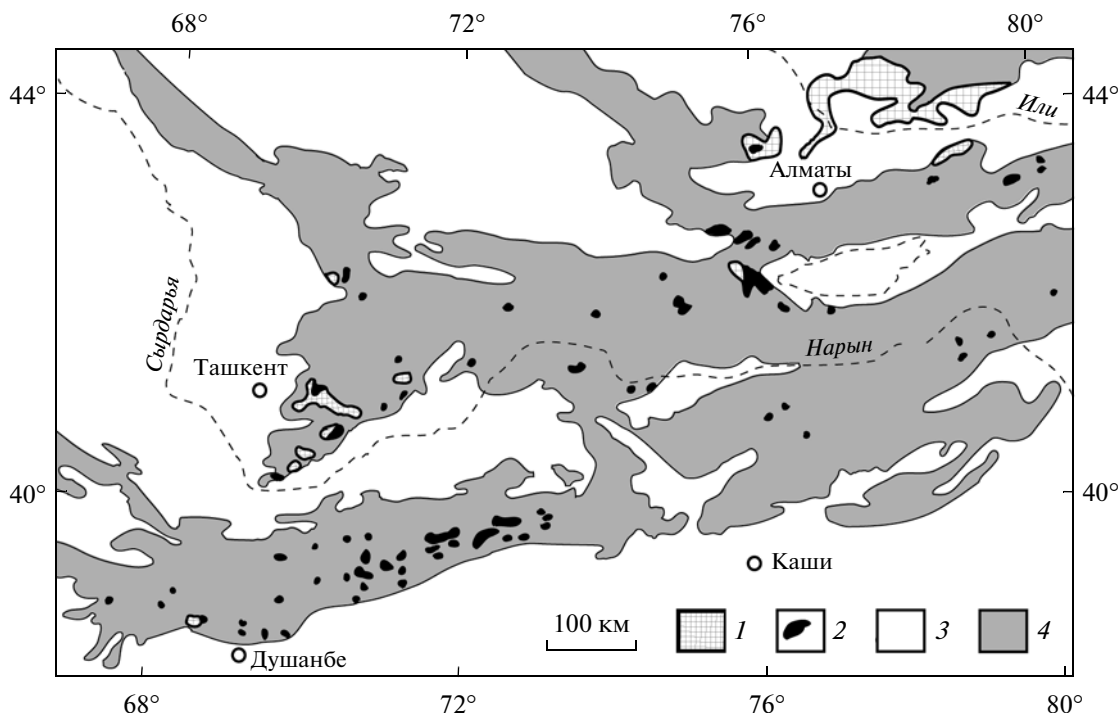


Рис. 10. Позднепалеозойский щелочной и субщелочной магматизм в Западном и Центральном Тянь-Шане
 1, 2 – щелочные и субщелочные вулканические породы (1) и интрузии (2); 3 – кайнозой; 4 – палеозой

го континента – пассивная, субдукция океанической коры происходила под Казахско-Киргизский континент [5–7, 13, 14, 35, 38, 41, 47, 50, 52, 53, 61, 94, 96]. Эта схема опирается на широкое распространение надсубдукционного магматизма на Казахско-Киргизском континенте, при отсутствии такого магматизма на большей части туркестанской окраины Алай-Таримского континента.

Обе окраины Казахско-Киргизского континента – туркестанская и джунгарская – были активными. Связь надсубдукционного магматизма с туркестанской окраиной является четкой в Западном и Центральном Тянь-Шане. В Восточном Тянь-Шане ширина Казахско-Киргизского континента уменьшается. В таких условиях установление связи магматизма с субдукцией у той или у другой активной окраины континента затруднено. Оно основано на изучении изменения геохимии магматических пород по мере удаления от океанических сутур внутрь континента. Такие данные есть (они упомянуты выше), но их немного. При создании геодинамической модели появляется возможность варьирования источниками надсубдукционного магматизма в зависимости от взглядов автора. Ещё одно осложняющее обстоятельство – перестройки геодинамики литосферы Казахско-Киргизского континента в Восточном Тянь-Шане вследствие сужения континента в этом районе и сближения его активных окраин. Характер взаимодействия мантийных процессов на близких активных окраинах не известен.

Перечисленные обстоятельства сделали возможным появление геодинамических моделей Восточного Тянь-Шаня, в которых туркестанская окраина Казахско-Киргизского континента показана пассивной, а субдукция океанической коры Туркестанского океана – происходившей под Алай-Таримский континент [45, 46, 69, 87].

Кинематика коллизионных деформаций. В шарьяжах Тянь-Шаня содержатся породы океанической коры, в том числе – эксгумированные эклогиты, подвергшиеся высокобарическому метаморфизму. Это свидетельствует о том, что корневые зоны таких шарьяжей находятся в сутуре океанического бассейна. Были предложены кинематические модели, предусматривающие движение первичных шарьяжей из одной и двух-трех позднепалеозойских корневых зон.

I. В модели (I) положение корневой зоны первичных шарьяжей находится около границы Тянь-Шаня с Таримским кратоном, откуда перемещение шарьяжей происходило в северном направлении [45, 46, 65]. Доводами в пользу северного направления движения шарьяжей служат результаты исследования мезо- и микроструктур в метаморфических породах. Эти породы, вероятно, принадлежат шарьяжам верхнего этажа. Они испытали метаморфизм и деформацию в среднепалеозойской аккреционной призме у туркестанского края Казахско-Киргизского континента, где пододвигание и надвигание тектонических чешуй было направленное в сторону этого континента.

нента – на север в современных координатах. Выводы о характере деформаций, происходивших в аккреционной призме, не применимы к формированию описанного выше ансамбля шарьяжей, которое происходило позднее, после закрытия Туркестанского океанического бассейна.

Выше были упомянуты надвиги, секущие многоэтажный ансамбль шарьяжей, и складки и ретрошарьяжи, которые были сформированы в пермское время на втором этапе коллизионных деформаций – после того как ансамбль шарьяжей был создан. Эти структурные формы часто имеют северную вергентность, маскируя направление движения первичных шарьяжей.

II. Авторы модели (II) предполагают, что происходило встречное перемещения шарьяжей из корневых зон, одна из которых находится на севере – в сутуре Туркестанского палеоокеана, другая или другие – на юге, у границ Тянь-Шаня с Таримским кратоном и Каракумским террейном [1, 5, 7, 27].

III. Модель (III) описана в этой статье. В ней корневой зоной первичных шарьяжей Южного Тянь-Шаня служит сутура Туркестанского палеоокеана. Это соответствует данным: а – о направлении движения первичных шарьяжей, которые получены при изучении вергентности складок внутри тектонических пластин [1, 12–14, 41], б – о возрасте олигоценов и моласс [7, 14, 41], в – о времени и последовательности движения шарьяжей [14, 41]. Модель (III) ассоциирована с выводами о субдукции коры Туркестанского океана под Казахско-Киргизский континент и сменившей ее в позднем карбоне субдукции коры Алай-Таримского континентального террейна под тот же континент, которые обоснованы распространением продуктов надсубдукционного магматизма на Казахско-Киргизском террейне.

Анализ геодинамических и кинематических моделей тектонического развития Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое позволяют сделать следующие выводы.

- Субдукция коры Туркестанского палеоокеана под Алай-Таримский континент и формирование шарьяжей по модели (I) маловероятны.
- Модель (II) возможна, но структурные доказательства перемещения первичных шарьяжей в северном направлении не получены, южные корневые зоны шарьяжей не прослежены и не изучены.
- Модель (III) соответствует имеющимся данным.

Автор благодарен Д.В. Алексееву за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Бо В., Дженчураева А.В., Гетман О.Ф., Аристов В.А., Крёнер А., Лю Ч., Чжон Л. Структурное районирование и палеозойская эволюция китайского Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2015. № 2. С. 3–35.
2. Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Хамрабаева Л.И. Рубидий-стронциевый возраст, источники расплавов и рудоносность среднепалеозойских магматических образований Алмалык-Ангренского горно-рудного района // Геология и минеральные ресурсы. 2002. № 3. С. 42–53.
3. Бакиров А.Б. К вопросу о характере тектонических движений в пределах горного обрамления Ферганы в верхнем палеозое / Ред. Адышев М.М., Королев В.Г. Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня // Фрунзе: Илим, 1964. С. 35–46.
4. Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И., Скринник Л.И., Азизов Т.М., Тимуш А.В. Геологическое строение Казахстана. Алматы: Акад. минерал. ресурсов, 2000. 395 с.
5. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: СПГУ, 1996. 192 с.
6. Бискэ Ю.С. Восточный (китайский) сектор Южного Тянь-Шаня – коллизионная структура и основные черты палеозойской истории // Вестн. СПГУ. 1998. Сер. 7. № 21. С. 3–13.
7. Бискэ Ю.С. Складчатые области Северной Евразии: Тянь-Шаньская складчатая система. СПб.: СПГУ, 2006. 56 с.
8. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. 2013. № 4. С. 61–81.
9. Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1982. 128 с.
10. Большаков А.С., Солодовников Г.М., Виноградов Ю.К. Интенсивность раннепермского геомагнитного поля // Физика Земли. 1989. № 7. С. 70–77.
11. Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг. М.: Наука, 1964. 144 с.
12. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 104 с.
13. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
14. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 215 с. <http://www.ginras.ru/struct/21/10/burtman.php>
15. Буртман В.С. История и геодинамика океанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета в фанерозое // Геотектоника. 2010. № 5. С. 22–40.
16. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 187 с. <http://www.ginras.ru/struct/21/10/burtman.php>
17. Волков В.Н., Гольцман Ю.В., Аракелянц М.М., Таджибаев Г.Т., Журавлев Д.З. Возраст ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской зоны по изотопным данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 86–104.
18. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан / Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н. (ред). Ташкент: Университет, 1998. 724 с.
19. Дворова А.В., Баженов М.Л. Палеомагнетизм пермских образований восточной части Южного Тянь-Шаня, Киргизстан / Ред. Щербаков В.П. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород // СПб.: СОЛО, 2012. С. 51–52.

20. Дронов А.В. Тектонические покровы Ошских гор // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 3. С. 26–39.
21. Киселев В.В. Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня / Ред. Бакиров А.Б., Диких А.Н. Проблемы геологии и географии в Кыргызстане // Бишкек: Илим, 1999. С. 21–33.
22. Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С., Храмов А.Н., Талашманов Ю.А., Крылова Т.Н. Поздневарисские горизонтальные деформации Ферганского сектора Тянь-Шаня // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1989. № 7. С. 3–10.
23. Конигин В.Г., Леонов М.Г. К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмоиды // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. С. 675–679.
24. Конигин В.Г., Леонов М.Г. Тектоника Сугутского метаморфического блока // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 6. С. 19–35.
25. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 497 с.
26. Ломизе М.Г. Ферганская сигмоида и Таласо-Ферганский сдвиг в коллизионной структуре Центральной Азии // ДАН. 1996. Т. 350. С. 377–380.
27. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1973. 216 с.
28. Поршняков Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня / Ред. Губин И.Е., Захаров С.А. Тектоника Тянь-Шаня и Памира // М.: Наука, 1983. С. 66–73.
29. Поспелов И.И. Формации и тектоническое развитие варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира / Ред. Пушаровский Ю.М., Хворова И.В. Раннегеосинклинальные формации и структуры // М.: Наука, 1987. С. 149–178.
30. Симонов В.А., Сакиев К.С., Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В. Условия формирования эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. С. 1067–1083.
31. Скринник Л.И. Постсилурийская тектоническая история Юго-Восточного Казахстана // Геотектоника. 2003. № 3. С. 65–78.
32. Христов Е.В. Переходные среднепалеозойские разрезы северного склона хребта Молдотау и их положение в региональной структуре Тянь-Шаня / Ред. Кнауф В.И. Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня // Фрунзе: Илим, 1970. С. 125–142.
33. Цзян Ч., Ли Ю., Чжан П., Шуфен Е. Петрогенезис пермских базальтов западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 232–241.
34. Alexeev D.V., Cook H.E., Buvtyshkin V.M., Golub L.Y. Structural evolution of the Ural – Tian Shan junction: a view from Karatau ridge, South Kazakhstan / Schulmann K., Scrivener R., Lardeaux J.M. (eds). Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research // Comptes Rendus Geoscience. 2009. Vol. 341. № 2. P. 287–297.
35. Allen M.B., Windley B.F., Zhang C. Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia // Tectonophysics. 1993. Vol. 220. P. 89–115.
36. Bai Y., Chen G., Sun Q., Li Y., Dong Y., Sun D. Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. Vol. 139. P. 145–153.
37. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Dvorova A.V. Permian paleomagnetism of the Tien Shan: succession and style of tectonic deformation // Tectonophysics. 1999. Vol. 312. P. 303–329. DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00181-X.
38. Burtman V.S. The structural geology of Variscan Tien Shan, USSR // Amer. J. Sci. 1975. Vol. 275-A. P. 157–186.
39. Burtman V.S. Faults of Middle Asia // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 280. P. 725–744. DOI: 10.2475/ajs.280.8.725.
40. Burtman V.S. The Tien Shan Early Paleozoic tectonics and geodynamics // Russ. J. Earth Sci. 2006. Vol. 8. № 3. P. 1–23. DOI: 10.2205/2006ES000202.
41. Burtman V.S. Nappes of the southern Tien Shan // Russ. J. Earth Sci. 2008. № 10. ES1006. 35 p. DOI: 10.2205/2007ES000223.
42. Burtman V.S., Molnar P. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 281. Boulder, Colorado, 1993. 76 p.
43. Burtman V.S., Scobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Ferghana fault, Tien Shan, central Asia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1996. Vol. 108. P. 1004–1021.
44. Carroll A.R., Graham S.A., Hendrix M.S., Ying D., Zhou D. 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. P. 571–594.
45. Charvet J., Shu L., Laurent-Charvet S. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates // Episodes. 2007. Vol. 30. P. 162–186.
46. Charvet J., Shu L., Laurent-Charvet S., Wang B., Faure M., Cluzel D., Chen Y., De-Jong K. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China // Sci. China. Earth Sci. 2011. Vol. 54. P. 166–184.
47. Chen C., Lu H., Jia D., Cai D., Wu S. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny // Tectonophysics. 1999. Vol. 302. P. 23–40.
48. Choulet F., Chen Y., Wang B., Faure M., Cluzel D., Charvet J., Lin W., Xu B. Late Paleozoic paleogeographic reconstruction of Western Central Asia based upon paleomagnetic data and its geodynamic implications // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 42. P. 867–88.
49. De-Jong K., Wang B., Faure M., Shu L., Cluzel D., Charvet J., Ruffet G., Chen Y. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on the Late Palaeozoic tectonic evolution of the western Tianshan (Xinjiang, northwestern China), with emphasis on Permian fluid ingress // Int. J. Earth. Sci. 2009. Vol. 98. P. 1239–1258.
50. Dong Y., Zhang G., Neubauer F., Liu X., Hauzenberger C., Zhou D., Li W. Syn- and post-collisional granitoids in the Central Tianshan orogen: geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution // Gondwana Research. 2011. Vol. 20. P. 568–581.
51. Gao J., Klemd R. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 1–22.

52. Gao J., Li M., Xiao X., Tang Y., He G. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 287. P. 213–231.
53. Gao J., Long L., Klemd R., Qian Q., Liu D., Xiong X., Su W., Liu W., Wang Y., Yang F. Tectonic evolution of the South Tian Shan orogen and adjacent regions, NW China: geochemical and age constraints of granitoid rocks // *Int. J. Earth Sci.* 2009. Vol. 98. P. 1221–1238.
54. Gilder S.A., Zhao X.X., Coe R.S., Meng Z., Courtillot V., Besse J. Paleomagnetism and tectonics of the southern Tarim basin, northwest China // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 22015–22031.
55. Han B., Guo Z., Zhang Z., Zhang L., Chen J., Song B. Age, geochemistry, and tectonic implications of a late Paleozoic stitching pluton in the North Tian Shan suture zone, western China // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2010. Vol. 122. P. 627–640.
56. Han B., He G., Wang X., Guo Z. 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-Sci. Rev.* 2011. Vol. 109. P. 74–93.
57. Hegner E., Klemd R., Kröner A., Corsini M., Alexeiev D.V., Iaccheri L.M., Zack T., Dulski P., Xia X., Windley B.F. Mineral ages and *P–T* conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of mélange sediments from Atbashi in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // *Amer. J. Sci.* 2010. Vol. 310. P. 916–950.
58. Hopson C., Wen J., Tilton G., Tang Y., Zhu B., Zhao M. Paleozoic plutonism in East Junggar, Bogdshan and eastern Tianshan, NW China // *Eos Trans. Am. Geophys. Union*. 1989. Vol. 70. P. 1403–1404.
59. Hsu K.J., Yao Y., Hao J., Hsu P., Li J., Wang O. Origin of Chinese Tianshan by arc–arc collisions // *Eclogae geol. Helv.* 1994. Vol. 87. P. 365–292.
60. Jenchuraeva R.J. Paleozoic geodynamics, magmatism and metallogeny of the Tien Shan / Seltmann R., Jenchuraeva R. (eds). *Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan, IGCP Project 373*, publication 18 // London: Royal Society. 2001. P. 29–70.
61. Ju W., Hou G. Late Permian to Triassic intraplate orogeny of the southern Tianshan and adjacent regions, NW China // *Geoscience Frontiers*. 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.001>.
62. Kirscher U., Zwing A., Alexeiev D.V., Echtler H.P., Bachtadse V. Paleomagnetism of Paleozoic sedimentary rocks from the Karatau Range, Southern Kazakhstan: multiple remagnetization events correlate with phases of deformation // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. Vol. 118. P. 3871–3885.
63. Klemd R., Brocker M., Hacker B. R., Gao J., Gans P., Wemmer K. New age constraints on the metamorphic evolution of the high-pressure/low-temperature belt in the western Tianshan Mountains, NW China // *J. Geol.* 2005. Vol. 113. P. 157–168.
64. Klemd R., John T., Scherer E.E., Rondenay S., Gao J. Changes in dip of subducted slabs at depth: petrological and geochronological evidence from HP–UHP rocks (Tianshan, NW-China) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 310. P. 9–20.
65. Laurent-Charvet S., Charvet J. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): new structural and geochronological data // *Tectonics*. 2003. Vol. 22. P. 1099–1123.
66. Lee K.Y. Geology of the Tarim Basin with special emphasis on petroleum deposits, Xinjiang Uygur Zizhiqu, Northwest China. U.S. Geol. Open-File Rep. 85-0616, 1985. 55 p.
67. Li Q.L., Lin W., Su W., Li X.H., Shi Y.H., Liu Y., Tang G.Q. SIMS U–Pb rutile age of low-temperature eclogites from southwestern Chinese Tianshan, NW China // *Lithos*. 2011. Vol. 122. P. 76–86.
68. Li Y.P., McWilliams M., Cox A., Sharps R., Li Y.A., Gao Z.J., Zhang Z.K., Zhai Y.J. Late Permian paleomagnetic pole from dikes of the Tarim craton // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 275–278.
69. Lin W., Faure M., Shi Y., Wang Q., Li Z. Paleozoic Tectonics of Southwestern Chinese Tianshan: new insights from a structural study of the high-pressure/low-temperature metamorphic belt // *Intern. J. Earth Sci.* 2009. Vol. 98. P. 1259–1274.
70. Long L., Gao J., Klemd R., Beier C., Qian Q., Zhang X., Wang J., Jiang T. Geochemical and geochronological studies of granitoid rocks from the Western Tianshan Orogen: implications for continental growth in the southwestern Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*. 2011. Vol. 126. P. 321–340.
71. McFadden P.L., Ma X.H., McElhinny M.H., Zhang Z.K. Permo–Triassic magnetostratigraphy in China: northern Tarim // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 152–160.
72. Mikolaichuk A.V. The Late Paleozoic strike-slip assemblages and their influence on the Tien Shan Cenozoic framework // *Geodynamics of the Tien Shan*. Bishkek, 2000. P. 64–67.
73. Nie S.Y., Rowley D.B., Van der Voo R., Li M.S. Paleomagnetism of Late Paleozoic rocks in the Tianshan, northwestern China // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. P. 568–579.
73. Qin K., Su B., Asamoah S.P., Tang D.M., Sun H., Xiao Q., Liu P. SIMS zircon U–Pb geochronology and Sr–Nd isotopes of Ni–Cu-bearing mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in Tarim basin (NW China): constraints on a ca 280 Ma mantle plume // *Amer. J. Sci.* 2011. Vol. 311. P. 237–260.
75. Regional geology of Xinjiang Uygur autonomous region. Beijing: Geol. Publ. House, 1993. 841 p. (in Chinese and English).
76. Rogozhin E.A. Morphology and origin of folding in the South Tien Shan // *Russian J. Earth Sci.* 2004. Vol. 6. P. 1–34.
77. Rolland Y., Alexeiev D.V., Kröner A., Corsini M., Loury C., Monié P. Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of Talas–Ferghana strike-slip Fault (Kyrgyz West Tianshan) revealed by a structural study and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating // *J. Asian Earth Sci.* 2013. Vol. 67–68. P. 76–92.
78. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *J. Asian Earth Sci.* 2011. Vol. 42. P. 821–838.
79. Sharps R., Li Y.P., McWilliams M., Li Y. Paleomagnetic investigation of Upper Permian sediments in the South Junggar Basin, China // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 1753–1765.
80. Sharps R., McWilliams M.O., Li Y.P., Cox A.V., Zhang Z., Zhai Y., Gao Z., Li Y.A., Li Q. Lower Permian

- paleomagnetism of the Tarim block, northwestern China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 92. P. 275–291.
81. *Solomovich L.I., Trifonov B.A.* Postcollisional magmatism in the South Tien Shan Variscan Orogenic Belt, Kyrgyzstan: evidence for high-temperature and high-pressure collision // *J. Asian Earth Sci.* 2007. Vol. 30. P. 142–153.
 82. *Su W., Gao J., Klemd R., Li J., Zhang X., Li X., Chen N., Zhang L.* U-Pb zircon geochronology of Tianshan eclogites in NW China: implication for the collision between the Yili and Tarim blocks of the southwestern Altaids // *Eur. J. Mineral.* 2010. Vol. 22. P. 473–478.
 83. *Tagiri M., Yano T., Bakirov A., Nakajima T., Uchiumi S.* Mineral parageneses and metamorphic *P–T* paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyzstan Tien-Shan // *Island Arc.* 1995. Vol. 4. P. 280–292.
 84. *Tang G., Wang Q., Wyman D.A., Sun M., Li Z., Zhao Z., Sun W., Jia X., Jiang Z.* Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic magmatic rocks in the Lamasu–Dabate area, northwestern Tianshan (west China): evidence for a tectonic transition from arc to post-collisional setting // *Lithos.* 2010. Vol. 119. P. 393–411.
 85. *Van der Voo R., Levashova N.M., Skrinnik L.S., Kara T.V., Bazhenov M.L.* Late orogenic, large-scale rotations in the Tien Shan and adjacent mobile belts in Kyrgyzstan and Kazakhstan // *Tectonophysics.* 2006. Vol. 426. P. 335–360.
 86. *Wang B., Cluzel D., Shu L., Michel M., Charvet J., Chen Y., Meffre S., De-Jong K.* Evolution of calc-alkaline to alkaline magmatism through Carboniferous convergence to Permian transcurrent tectonics, western Chinese Tianshan // *Intern. J. Earth Sci.* 2009. Vol. 98. P. 1275–1298.
 87. *Wang B., Faure M., Shu L., Cluze D., Charvet J., De-Jong K., Chen Y.* Paleozoic tectonic evolution of the Yili Block, western Chinese Tianshan // *Bull. Soc. géol. Fr.* 2008. № 5. P. 483–490.
 88. *Wang B., Faure M., Shu L., De-Jong K., Charvet J., Cluzel D., Jahn B., Chen Y., Ruffet G.* Structural and geochronological study of high-pressure metamorphic rocks in the Kekesu Section (Northwestern China): implications for the Late Paleozoic tectonics of the Southern Tianshan // *J. Geology.* 2010. Vol. 118. P. 59–77.
 89. *Wang B., Lang Z., Li X., Qu X., Li T., Huang C., Cui X.* Comprehensive survey of geological sections of the West Tianshan of Xinjiang, China. Urumqi, 1994. 200 p. (in Chinese and in English).
 90. *Wang B., Shu L., Cluzel D., Faure M., Charvet J.* Geochemical constraints on Carboniferous volcanic rocks of Yili block (Xinjiang, NW China): implication for the tectonic evolution of Western Tianshan // *J. Asian Earth Sci.* 2007. Vol. 29. P. 148–159.
 91. *Wang Q., Shu L., Charvet J., Faure M., Ma H., Natal'in B., Gao J., Kroner A., Xiao W., Li J., Windley B., Chen Y., Glen R., Jian P., Zhang W., Seltmann R., Wilde S., Choulet F., Wan B., Quinn C., Rojas-Agramonte Y., Shang Q., Zhang W., Wang B., Lin W.* Understanding and study perspectives on tectonic evolution and crustal structure of the Paleozoic Chinese Tianshan // *Episodes.* 2010. Vol. 33. P. 242–266.
 92. *Wang Y., Li J., Sun G.* Postcollisional eastward extrusion and tectonic exhumation along the Eastern Tianshan Orogen, Central Asia: constraints from dextral strike-slip motion and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronological evidence // *J. Geology.* 2008. Vol. 116. P. 599–618.
 93. *Wang Z., Wu J., Lu X., Zhang J., Liu C.* Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tianshan Mountains. Beijing: Science Press, 1990. 217 p. (in Chinese and English).
 94. *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badach G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London.* 2007. Vol. 164. P. 31–47.
 95. *Xia L., Xu X., Xia Z., Li X., Ma Z., Wang L.* Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2004. Vol. 116. P. 419–433.
 96. *Xiao W., Windley B.F., Allen M.B., Han C.* Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage // *Gondwana Research.* 2013. vol. 23. P. 1316–1341.
 97. *Zhang C., Li Z., Li X., Xu Y., Zhou G., Ye H.* A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: results of a ca. 275 Ma mantle plume? // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2010. Vol. 122. P. 2020–2040.
 98. *Zhang L., Ai Y., Song S.* A brief review of UHP meta-ophiolitic rocks, Southwestern Tianshan, Western China // *Intern. Geol. Rev.* 2007. Vol. 49. P. 811–823.
 99. *Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J.* New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 181. P. 43–81.

Рецензент: М.Г. Леонов

The Tectonics and Geodynamics of the Tian Shan in the Middle and Late Paleozoic

V. S. Burtman

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: vburtman@gmail.com

Received April 28, 2014

Abstract—This work presents a model of the tectonic development and geodynamics of subduction processes of oceanic and continental crust, the formation of an accretionary prism, continental collision, the formation of the folded-nappe system, and the magmatic and sedimentation processes in the Tian Shan in Middle and Late Paleozoic. Other models developed for this region are discussed.

Keywords: Tian Shan, Turkestan ocean, geodynamic model, nappe thrusts, strike-slip faults, oroclinal extrusions