

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИКА ПАМИР-ПЕНДЖАБСКОГО СИНТАКСИСА

© 2013 г. В. С. Буртман

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

Поступила в редакцию 19.12.2011 г.

В результате коллизии Индостана с Евразией в олигоцене – раннем миоцене происходила перестройка конвективной системы в верхней мантии Памиро-Каракорумской окраины Евразийской плиты и субдукция под нее индостанской континентальной литосферы. В миоцене происходило формирование Памир-Пенджабского синтаксиса в виде гигантской горизонтальной экструзии (протрузии). В Южном и Центральном Памире были сформированы обширные шарьяжи, начались деформации пород Внешней зоны Памира. В плиоцен-четвертичное время продолжался процесс формирования Памир-Пенджабского синтаксиса, в ходе которого деформируемый и продвигающийся на север Памир был преобразован в гигантский аллохтон. На фронте аллохтона во Внешней зоне Памира была сформирована покровно-складчатая система. Предложена геодинамическая модель формирования синтаксиса.

DOI: 10.7868/S0016853X13010025

ВВЕДЕНИЕ

Внимание исследователей давно привлекают тектонические процессы, происходящие в Памир-Пенджабском синтаксисе Альпийско-Гималайского складчатого пояса и на границе этого синтаксиса с Тянь-Шанем [2, 7–9, 13, 15, 28 и др.]. Круг обсуждаемых проблем включает кинематику и динамику этих процессов и их количественные параметры – величины перемещения, сокращения земной поверхности, углы вращения тектонических элементов. Такие данные были получены в результате анализа покровно-складчатой структуры региона, проведения сейсмических и сейсмологических исследований, изучения современных движений земной коры, палеомагнетизма пород и других исследований. В статье рассмотрены результаты изучения территории синтаксиса геологическими, геодезическими и геофизическими методами и модели формирования синтаксиса.

Памир-Пенджабский (Западно-Гималайский) синтаксис имеет в плане форму дуги (ороклина), которая огибает Пенджабский выступ Индостанского континента. На фронте Памир-Пенджабского синтаксиса находятся Вахш-Заалайский (Вахш-Казыкертский) надвиг и Южно-Гиссарский правый сдвиг (рис. 1). Оба борта синтаксиса осложняют сдвиги, имеющие большие магнитуды: Чаманский и Дарвазский левые сдвиги на западном борту синтаксиса, Памир-Каракорумский и Момукский правые сдвиги – на его восточном борту.

Внутри синтаксиса хорошо различимы две дуговые системы – Гиндукуш-Каракорумская (внутрен-

няя) и Памирская (внешняя), которые дисгармоничны одна по отношению к другой. Памирская дуга очерчена структурами Памира, Куньлуня и Бадахшана. Восточное крыло Памирской дуги сопряжено со структурами Западного Куньлуня и Северного Тибета с помощью правой горизонтальной флексуры, сопровождаемой Памир-Каракорумским и Момукским сдвигами. Западное крыло Памирской дуги сопряжено с системой правых сдвигов, включающей Герирудский, Зебак-Мунджанский, Бандитуркестанский, Андарабский, Альбурс-Мормульский разломы (см. рис. 1).

Памирская дуга более сжатая по сравнению с Гиндукуш-Каракорумской дугой. Дисгармония между дугами возникла в западной части синтаксиса при смещении по Зебак-Мунджанскому правому сдвигу (этот разлом называют также Зебак-Анджуманским, Пандширским, Афгано-Южнопамирским). В восточном направлении магнитуда сдвига уменьшается, и дисгармония между дугами сглаживается.

ДЕФОРМАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИНТАКСИСА

Северный Памир

На Памире выделяют геологические провинции – Северный, Центральный и Южный Памир. Северный Памир состоит из внутренней и внешней тектонических зон (рис. 2). Внутренняя зона надвинута на внешнюю зону по Каракульскому (Северо-Памирскому) надвику (см. рис. 1). На западном крыле Памирской дуги Каракульский надвиг сменяется Дарвазским левым сдвигом. На

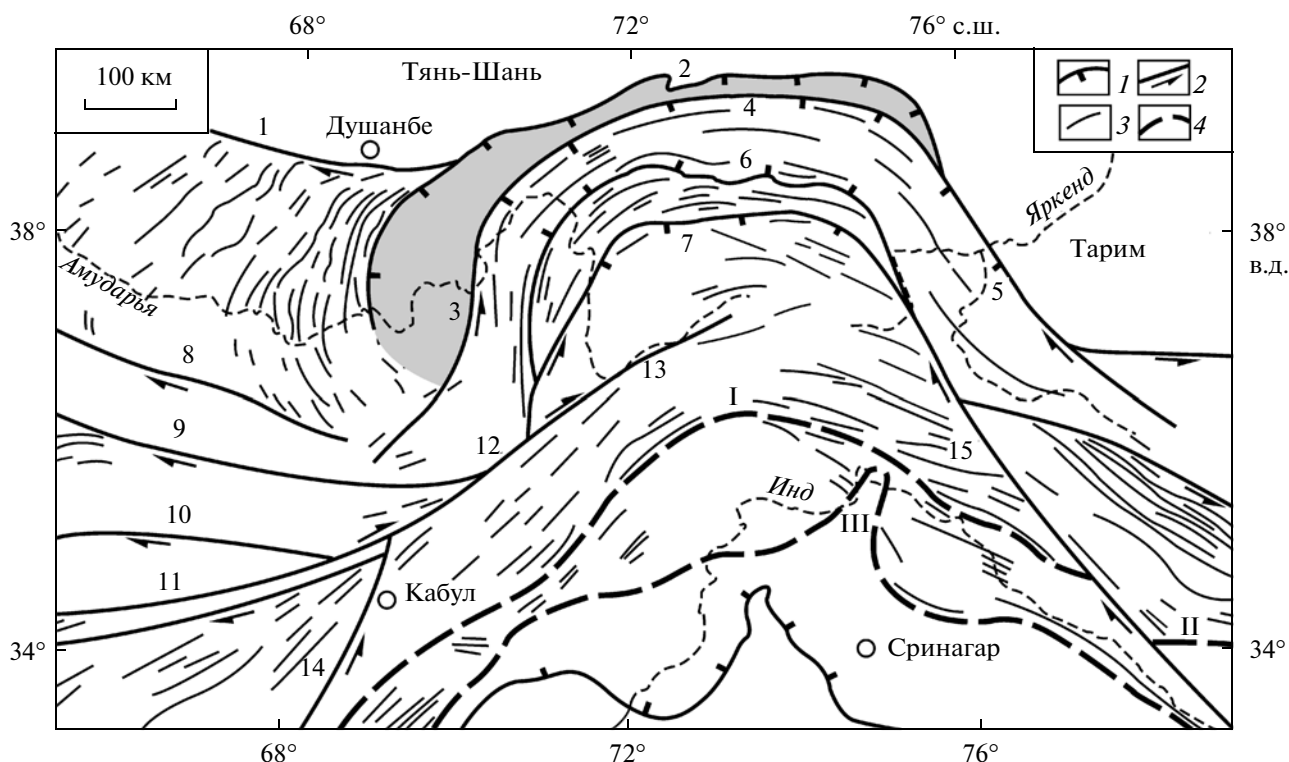


Рис. 1. Структурный план Памир-Пенджабского синтаксиса. Внешняя зона Тянь-Шаня тонирована, реки показаны пунктиром

1 – надвиги; 2 – сдвиги; 3 – осевые линии складок; 4 – океанические сuture Шиюк (I) и Бангонг (II) мелового возраста, Инд-Цангпо (III) палеогенового возраста. Разломы: 1 – Южно-Гиссарский, 2 – Вахш-Заалайский, 3 – Дарвазский, 4 – Каракульский, 5 – Момукский, 6 – Танымасский, 7 – Рушан-Пшартский, 8 – Альбурс-Мормульский, 9 – Андарабский, 10 – Бандитуркестанский, 11 – Герирудский (Гератский), 12 – Зebak-Мунджанский, 13 – Пандшерский, 14 – Чаманский, 15 – Памир-Каракорумский

восточном крыле Памирской дуги Каракульский надвиг переходит в Момукский надвиг [5], который известен современным исследователям Куньлуня, как Главный надвиг Памира [84 и др.].

Внешняя зона Северного Памира (Внешняя зона Памира) сложена интенсивно смятыми в складки мезозойскими и кайнозойскими породами. Деформация Внешней зоны Памира – часть структурных преобразований, произошедших в позднем кайнозое в пограничной области между Памиром и Тянь-Шанем.

Во внутренней зоне Северного Памира, образованной палеозойскими и более древними породами, находятся позднекайнозойские впадины, которые имеют близкое к меридиональному простирание, – грабен у озера Каракуль и система впадин Ташкоргон–Тагарма–Мюджи (рис. 3). Формирование впадин происходило в трансформационном поле напряжений [91]. В рассматриваемой тектонической зоне находится Конгуртагский гнейсовый купол (см. рис. 3). По данным, полученным при геохронологических и термобариметрических исследованиях, эксгумация гнейсов произошла в позднем миоцене [84]. Результа-

ты трекового анализа циркона из коренных пород и детрита гор Конгуртаг и Мустаг подтвердили эпизод эксгумации фундамента в позднем миоцене в интервале 9–7 млн. лет и показали, что наиболее интенсивная эксгумация происходила в голоцене. В интервале 2–1 млн. лет она имела скорость 7.4 км/млн. лет [54].

Центральный Памир

Границей между Северным и Центральным Памиром служит Танымасский разлом (ТН, рис. 4), сместитель которого падает на север. На востоке этот разлом сопряжен с северной ветвью Памир-Каракорумского сдвига.

В Центральном Памире в позднем кайнозое фанерозойские породы были содраны с фундамента и возникли многоэтажные ансамбли шарьяжей и тектонических чешуй (см. рис. 4). Среди них выделяют автохтон, пара-автохтон и несколько тектонических покровов [6, 36–38 и др.]. Автохтон, обнаженный в антиклинориях, образован породами венда и раннего палеозоя. Пара-автохтонные тектонические пластины сложены по-

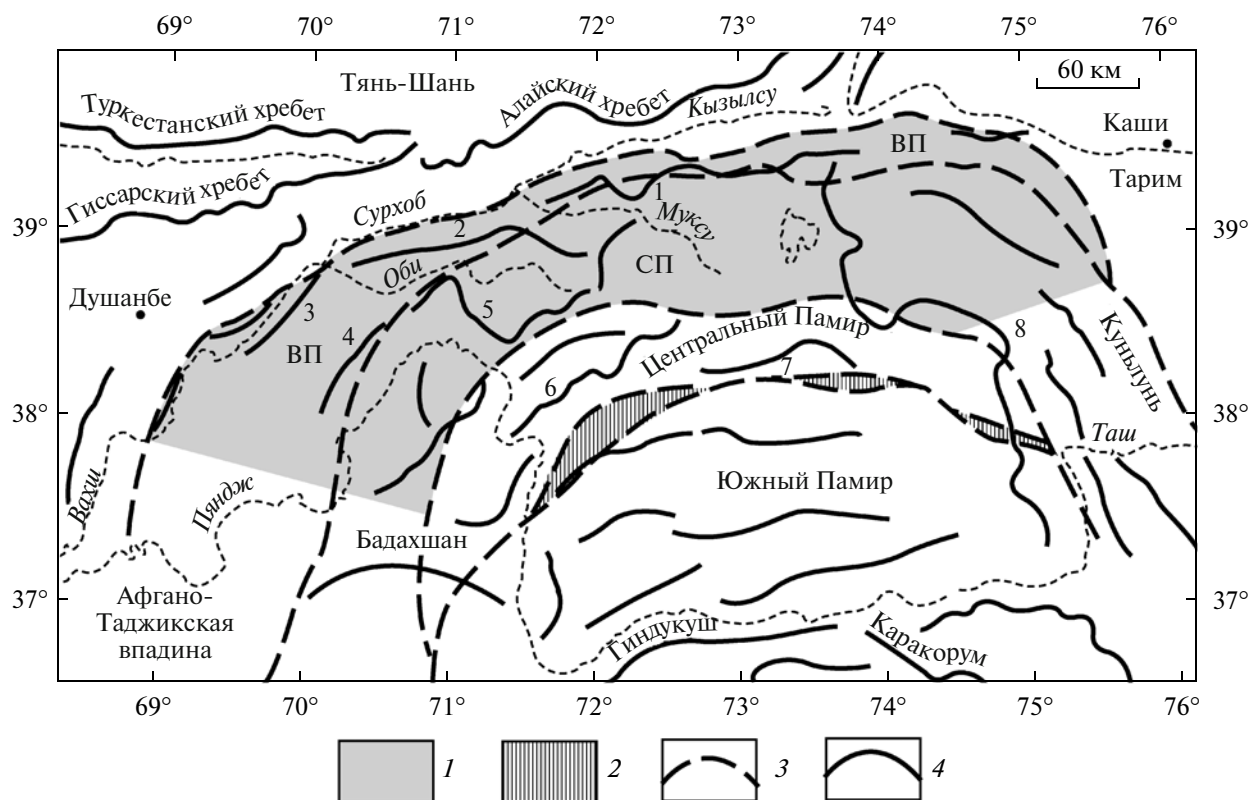


Рис. 2. Главные тектонические зоны Памира

1 – Северный Памир, тектонические зоны: ВП – внешняя (Внешняя зона Памира), СП – внутренняя; 2 – Рушан-Пшартская; 3 – границы между тектоническими зонами; 4 – горные хребты: 1 – Заалайский, 2 – Петра Первого, 3 – Вахшский, 4 – Хозретиши, 5 – Дарвазский, 6 – Язгулемский, 7 – Музкольский, 8 – Сарыкольский; реки: *Оби* – Оби-хингоу, *Таш* – Ташкоргон

родами, имеющими возраст от силура до олигоцена. Аллохтон имеет многоярусное строение. Тектонические пластины сложены палеозойскими (Акбайтальский и др. шарьяжи), мезозойскими и кайнозойскими породами (Язгулемский, Музкольский и др. шарьяжи). Формирование главных шарьяжей произошло после накопления палеогеновых отложений, которые присутствуют в разных фациях в разрезах пара-автохтона и аллохтона. Породы в тектонических пластинах были деформированы в процессе перемещения шарьяжей. Затем аллохтонные пластины были смяты в складки вместе с пара-автохтоном и автохтоном.

Была проведена реконструкция первичной ширины ансамбля шарьяжей Язгулемского хребта путем разворачивания складок в породах мезозоя и палеогена в четырех геологических разрезах. Ширина Язгулемского ансамбля шарьяжей в результате смятия в складки уменьшилась в этих разрезах на 28–45% [39]. Направление движения шарьяжей Центрального Памира и положение их корневой зоны является предметом дискуссии. С.В. Руженцев [38] считает, что корневая зона находится на севере Центрального Памира и оцени-

вает магнитуду шарьяживания в 70–80 км, другие исследователи [21, 25, 39] предлагают вариант движения аллохтона с юга на север. В работе [35] высказано предположение о том, что корневая зона шарьяжей Центрального Памира находится в Каракоруме и магнитуда шарьяжей около 150 км. При формировании многоэтажных шарьяжей произошло значительное сокращение площади фундамента Центрального Памира. Оценка поперечного сокращения Центрального Памира в кайнозое на 100 км в работе [53] вероятно занижена.

Данные о строении Центрального Памира позволяют думать, что причиной отслоения фанерозойского чехла и формирования кайнозойских шарьяжей был подвиг фундамента Центрального Памира под Южный Памир по разломам Рушан-Пшартской тектонической зоны и под Северный Памир – по Танымасскому разлому. Этот процесс сопровождался корблением фундамента. Возможно, что с этими деформациями связана эксгумация в миоцене Музкольского и Сарезского гнейсовых куполов (см. рис. 3). Подвиг и деформация фундамента привели к сокращению площади Центрального Памира и формированию антиформных структур, которые

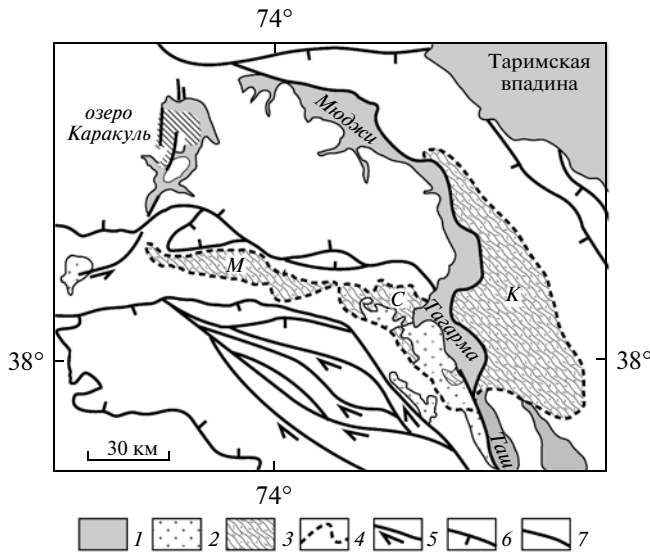


Рис. 3. Тектонические структуры в восточной части Памира, активные в позднем кайнозое [84, с изменениями]

1 – четвертичные отложения; 2 – кайнозойские граниты; 3 – миоценовые гнейсовые куполы (*К* – Конгуршанский, *М* – Музкольский, *С* – Сарезский); 4 – кровля гнейсовых куполов; 5 – сдвиги; 6 – надвиги; 7 – сбросы. *Таш* – долина Ташкоргон

создали условия для гравитационных геологических процессов, сопровождавших шарьирование.

Южный Памир и Каракорум

Рушан-Пшартская зона надвигов и тектонических чешуй разделяет Южную и Центральную провинции Памира (см. рис. 2, 4). Зона имеет изменчивую ширину (до 25 км), надвиги – северную вергентность. Тектонические чешуи сложены породами окраин мезозойского океанического бассейна [35 и др.]. На востоке с Рушан-Пшартскими надвигами сопряжена система Восточно-Памирских правых сдвигов, которые являются ветвями Памир-Каракорумского сдвига.

В Южном Памире находятся обширные шарьяжи (см. рис. 4). Автохтон и пара-автохтон сложены древними метаморфическими породами, магматическими породами и осадками мезозоя и кайнозоя. В аллохтоне находятся породы позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Наиболее молодые породы в составе автохтона и аллохтона имеют олигоценый или миоценовый возраст. Шарьяжи двигались в северном направлении, положение их корневой зоны предполагают на территории Северного Каракорума [34, 35, 37]. Ширина аллохтона в Южном Памире, измеренная перпендикулярно к фронту шарьяжей, – более 100 км. Подошва аллохтона очерчивает несколько пологих складок. Формирование и дви-

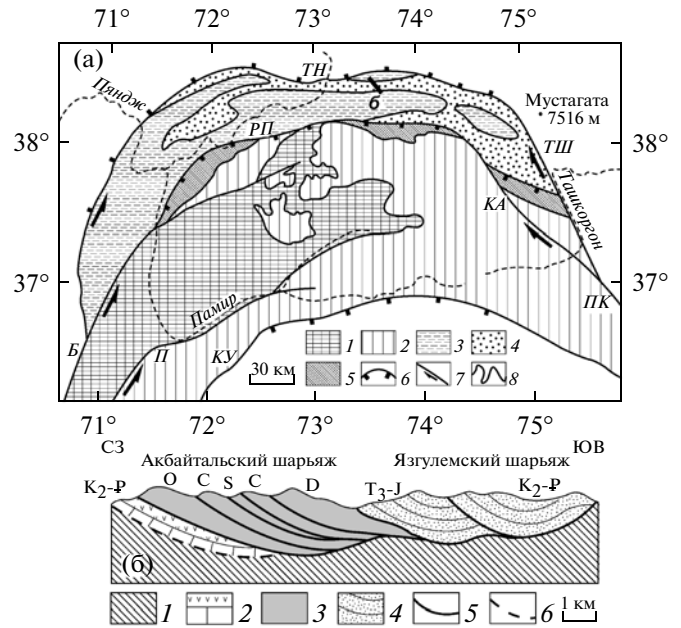


Рис. 4. Шарьяжи Южного и Центрального Памира

(а) Карта, по данным [6, 35, 37, 38 и др.]: 1, 2 – Южный Памир: 1 – автохтон и параавтохтон, 2 – аллохтон; 3, 4 – Центральный Памир: 3 – автохтон и параавтохтон, 4 – аллохтон; 5 – Рушан-Пшартская тектоническая зона; 6 – поддвиги, надвиги; 7 – сдвиги; 8 – наволоки. Разломы: *Б* – Багаракский, *КА* – Калакташский, *КУ* – Кунарский, *П* – Пандшерский (Южно-Памирский), *ПК* – Памир-Каракорумский, *РП* – Рушан-Пшартский, *ТН* – Танымасский, *ТШ* – Ташкоргонский.

(б) Геологический разрез ансамбля шарьяжей Центрального Памира в долине р. Зорташкол [38, с изменениями], линия разреза см. на карте (а).

1 – автохтон: метаморфические породы (верхний палеозой – юра), 2 – параавтохтон (верхний мел – палеоген), 3, 4 – аллохтон: 3 – палеозой, 4 – мезозой и кайнозой; 5 – наволоки; 6 – тектонический контакт на подошве параавтохтона

жение шарьяжей сопровождалось внутренними деформациями в аллохтоне и автохтоне.

Покровно-складчатая структура Южного Памира свидетельствует о том, что фундамент Южного Памира в неогене испытал значительное сокращение. В работе [53] это сокращение было оценено в 160 км, но оно может быть значительно больше. В Каракоруме и Южном Памире распространены постколлизийные граниты, которые имеют олигоценый и, большей частью, миоценовый возраст [86 и др.].

Западные Гималаи

В Западных Гималаях методом сбалансированных геологических разрезов проведена реконструкция первоначальной ширины тектонической зоны, заключенной между сутурой Инд-Цангпо и Главным пограничным надвигом Гималаев, кото-

рый служит границей между Альпийский складчатый пояс и Индостанской платформой. Эта зона испытала в результате складчато-надвиговых деформаций поперечное сокращение в три раза, — на 470 км [59].

Памир-Каракорумский сдвиг

Большую роль в кинематике Памир-Пенджабского синтаксиса играет Памир-Каракорумский сдвиг, который осложняет восточные крылья обеих дуг синтаксиса (15, см. рис. 1).

Смещения в голоцене. По данным GPS, современная скорость смещения по Памир-Каракорумскому сдвигу равна 7.4 ± 0.7 мм/год [56]. Для каракорумской части разлома по данным GPS была вычислена скорость сдвига 11 ± 4 мм/год [47] и 3.4 ± 5 мм/год [64]. На северной ветви Памир-Каракорумского разлома находится Тагарма-Ташкурганская цепь позднеплейстоценовых и голоценовых пулл-апарт грабенов, имеющая в длину около 150 км, при ширине грабенов менее 10 км. Разломы, ограничивающие грабены, несут следы вертикальных и горизонтальных смещений морен, террас и других форм рельефа. Сохранился эскарп (видимый на интервале 30 км), высотой до 3.5 м, возникший при Ташкурганском землетрясении 1895 года. Правосдвиговые смещения морен последнего оледенения (10000–12000 лет) составляют 150–250 м [69], их средняя скорость около 20 мм/год. На участке разлома между 31° и 34° с.ш. сдвиговые смещения морфоструктур после последнего оледенения достигают 200 м на юге и 400 м на севере участка [68]. На 32° с.ш. по разлому смещены две морены, изотопный возраст (по космогенному бериллию) обломков в моренах $21\,000 \pm 1000$ и $140\,000 \pm 5\,500$ лет. Магнитуды сдвига морен по разлому 220 ± 10 и 1520 ± 50 м, средняя скорость перемещения 10–11 мм/год [57]. По другим данным осадки с возрастом 11000–14000 лет были смещены на 40 ± 5 м со средней скоростью около 4 мм/год [51].

Магнитуда и возраст сдвига. Величина смещения по Памир-Каракорумскому сдвигу в кайнозой была первоначально оценена в интервале 170–250 км [12, 73]. В более поздних публикациях содержатся разные оценки величины смещения по Памир-Каракорумскому сдвигу в кайнозой: 1000 [74], 600 [66], 400 [85, 94], 300 [70], 200 км [77] и др., сделанные на основании геологических меток на крыльях разлома, выбор которых не всегда был удачен. В позднем кайнозой долина Инда и интрузивный массив миоценового возраста были сдвинуты вдоль Памир-Каракорумского разлома на 90–120 км [87]. В северной части разлома магнитуда сдвига достигает 150–160 км [83].

Большую часть магнитуды Памир-Каракорумского сдвига компенсируют надвиги Рушан-

Пшартской разломной зоны (7, см. рис. 1), остальную часть — Танымасский надвиг (6, рис. 1). Геологические карты Синьцзяня и Тибета [78, 79] позволяют сделать вывод о том, что значительная часть смещения Памира относительно Тибета произошло путем реологической деформации в широкой сдвиговой зоне путем формирования горизонтальной флексуры на восточном крыле синтаксиса. Эта сдвиговая зона охватывает Северо-Западный Куньлунь, Восточный Памир, Каракорум. Величина смещения разных тектонических зон Памира относительно структур Тибета различна вследствие формирования упомянутой горизонтальной флексуры, присдвиговых горизонтальных складок и частичной компенсации магнитуды сдвига надвигами. Фронт Северного Памира смещен относительно фронта Западного Куньлуна на расстояние около 300 км, Северный Памир смещен на расстояние более 600 км по отношению к продолжению этой тектонической зоны в Тибете. Сутура Бангун-Шиок, имеющая меловой возраст, в вершине Гиндукуш-Каракорумской дуги Памира находится в 300 км севернее, по отношению к ее положению в Тибете.

Выводы о начале смещений по Памир-Каракорумскому разлому основаны на определении времени формирования милонитов в зоне разлома. Такие данные получены для южной части разлома изотопными методами и с помощью трекового анализа. По этим данным, смещения могли начаться 11 [70], 13 [72], 15 [75, 83], 18 [89], 22–25 млн. лет назад [66, 94]. Связь милонитов со сдвиговым смещением вызывает возражения [88, 92]. Были высказаны также предположения о возможном начале сдвиговых смещений 35–37 [63, 66] и 50 млн. лет назад [74].

Возрасты даек лейкогранитов, параллельных сдвигу, и даек, рассланцованных параллельно сдвигу определены U-Pb методом в 15.7 ± 0.5 и 13.7 ± 0.3 млн. лет соответственно [75, 92]. Прямыми свидетельствами сдвига служат разорванные и сдвинутые по Памир-Каракорумскому разлому гранитные батолиты в Ладакхе, завершение кристаллизации которых произошло 15 млн. лет назад [88]. По этим данным, сдвиговые смещения начались в среднем миоцене или позднее.

Поднятие Памира

Формирование Памир-Пенджабского синтаксиса сопровождалось подъемом территории Памира, который начался в позднем олигоцене. Следствием этого процесса было возникновение контрастного рельефа, обусловившего накопление обломочных отложений в предгорных впадинах. Ускорение подъема произошло в голоцене: среднюю скорость подъема горных хребтов Восточного Памира в позднем плейстоцене оценивают в 2–4 мм/год, в голоцене — 15–20 мм/год [4].

Оценка скорости поднятия Северного Памира в голоцене по археологическим данным – около 100 мм/год [14].

Анализ гравитационных аномалий Памира и их сравнение с изостатическими аномалиями силы тяжести, позволили разделить величину неотектонического поднятия Памира на изостатическую и тектоническую компоненты [1]. Тектоническая компонента поднятия составляет для Памира около 4 км, что вдвое больше тектонической компоненты поднятия Южного Тянь-Шаня.

Современная деформация синтаксиса

По данным GPS (рис. 5, табл. 1), скорость сокращения площади между пунктом Пешавар у границы Индостана и пунктом Гарм у северо-западной границы Памира определена в 31.8 ± 1.5 мм/год [71], меридиональная составляющая сокращения – 26.6 мм/год (см. табл. 1). Эта величина показывает скорость сокращения площади всего Памир-Пенджабского синтаксиса. Скорость сокращения Памира по данным, полученным в пунктах Хорог (у южной границы Памира) и Гарм (на северо-западной границе Памира), происходит со скоростью 16.2 ± 1.6 мм/год [71], меридиональная составляющая сокращения – 13.4 мм/год. Следовательно, половина сокращения площади синтаксиса происходит южнее Памира. Территория между пунктами Хорог и Ош (расположен в Ферганской долине) сокращается со скоростью 11.8 ± 2 мм/год [71]. Большая часть этого сокращения происходит на границе Памира и Тянь-Шаня: различие между скоростью перемещения в северном направлении пунктов GPS, расположенных в Заалайском хребте и в Фергане, составляет около 10 мм/год [19]. По другим расчетам, основанным на данных GPS, Памир сближается с Алаем со скоростью 15 [20] или 17.5 ± 0.8 мм/год [96].

С расширением Памира в западном направлении, вероятно, связано сближение пункта Хорог на юге Памира с пунктом Шаартуз в Таджикской депрессии, которое происходит со скоростью 6.2 ± 1 мм/год. Сравнение данных о перемещении пунктов Ташкоргон и Хорог свидетельствует о расширении Памира в широтном направлении со скоростью 8.8 ± 2 мм/год [71]. По данным о перемещении пунктов Пешавар и Кабул, в Белуджестане на западной границе Памир-Пенджабского синтаксиса происходит левосдвиговое смещение со скоростью 18.1 ± 1 мм/год.

Перемещения к северу пунктов, расположенных на Памире, в Северо-Западном Куньлуне и в Тариме, происходят с близкими скоростями 15–20 мм/год [20, 71]. Это свидетельствует о том, что в настоящее время Памир и Тибет перемещаются в сторону Тянь-Шаня совместно. На фронте это-

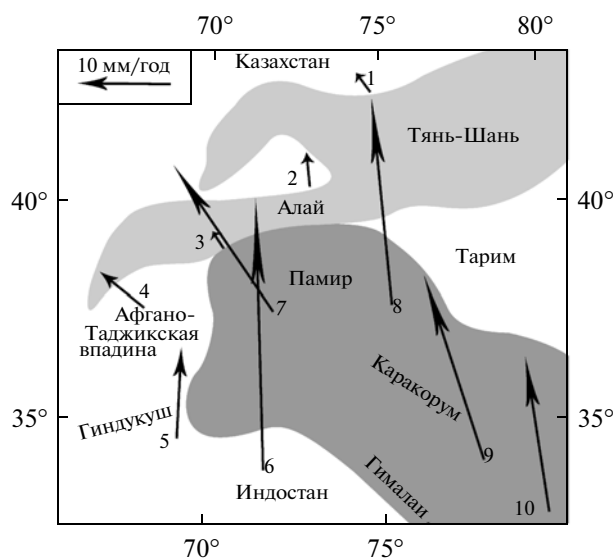


Рис. 5. Векторы скоростей перемещения пунктов GPS относительно стабильной части Евразии, по данным [71]

Пункты GPS (см. табл. 1): 1 – Бишкек, 2 – Ош, 3 – Гарм, 4 – Шаартуз, 5 – Кабул, 6 – Пешавар, 7 – Хорог, 8 – Ташкоргон, 9 – R, 10 – I. Темно-серым цветом-tonирована территория Высокой Азии, светло-серым цветом – территория Тянь-Шаня

го сближения Тарим пододвигается под Тянь-Шань, а Памир надвигается на Тянь-Шань.

ДЕФОРМАЦИИ В ПОГРАНИЧНОЙ ЗОНЕ МЕЖДУ ПАМИРОМ И ТЯНЬ-ШАНЕМ

Концепция динамического взаимодействия между Памиром и Тянь-Шанем возникла в работе Д.И. Мушкетова [28]. Э. Арган рассматривал гра-

Таблица 1. Скорость перемещения пунктов GPS по данным [71]

Пункт	№ на рис. 5	vN, мм/год	vW, мм/год
Бишкек	1	2.1 ± 0.8	1.8 ± 1.6
Ош	2	4.0 ± 1.3	0.6 ± 1.3
Гарм	3	2.4 ± 1.2	1.2 ± 1.2
Шаартуз	4	3.9 ± 1.1	5.5 ± 1.1
Кабул	5	10.0 ± 1.1	0.1 ± 1.1
Пешавар	6	29.0 ± 0.9	0.8 ± 0.9
Хорог	7	15.8 ± 1.1	10.7 ± 1.1
Ташкоргон	8	22.5 ± 1.7	1.9 ± 1.8
R	9	20.3 ± 1.2	5.7 ± 1.2
I	10	16.6 ± 1.6	1.7 ± 1.6

vN, vW – меридиональная (на север) и широтная (на запад) компоненты скорости перемещения пунктов GPS по отношению к стабильной части Евразии

ницу между Тянь-Шанем и Памиром, как зону, в которой взаимодействуют пластические потоки земной коры Индо-Африки и Евразии [46]. Д.В. Наливкин [30] предположил, что эта тектоническая граница представляет собой фронт гигантского шарьяжа. В настоящее время представления о динамическом взаимодействии Памира и Тянь-Шаня имеют разностороннюю аргументацию.

Область наибольшего сближения Памира и Тянь-Шаня, охватывающая Алайскую долину, долину р. Сурхоб и их горное обрамление, получила название Памир-Алайского района. Алайская долина – узкая депрессия перед фронтом надвигающегося Памира. Профили МОВЗ через долину свидетельствуют о системе надвигов в породах мезозоя и кайнозоя под чехлом современных осадков. Надвиги имеют северную вергентность. По реконструкциям, составленным методом сбалансированных разрезов, определено меридиональное сокращение территории долины в результате тектонических деформаций на 33–37% [58], средняя скорость поперечного сокращения около 1 мм/год. Начало деформаций отмечено появлением конгломератов в осадках массагетской свиты позднеолигоценового–раннемиоценового возраста.

На западе Памир и Тянь-Шань разделяет Афгано-Таджикская впадина – область развития мезозойских и кайнозойских отложений. Северную часть Афгано-Таджикской впадины называют Таджикской депрессией. Она представляет собой складчатую горную страну с размахом рельефа в тысячу метров, и является депрессией лишь относительно окружающих ее гигантских горных сооружений. В Таджикской депрессии на разных горизонтах юрских пород несогласно лежит толща титонского яруса юры, которая сложена каменной солью, гипсами и ангидритами и имеет переменную мощность от 0 до 800 м. Эвапориты залегают на глубине 8–10 км и, местами, достигают земной поверхности в виде соляных куполов. Они ограничивают снизу складчатую систему Таджикской депрессии и Внешней зоны Памира [15, 17 и др.].

В Таджикской депрессии породы мела, палеогена и неогена слагают тектонические чешуи, которые надвинуты с запада и востока в сторону Вахшского рампа (4, рис. 6). Я.А. Беккер [3] объединил эти тектонические чешуи в шесть структурных единиц – тектонических покровов. Единицы <1>, <2> и <3> имеют восточную вергентность, единицы <5>, <6> и <7> – западную вергентность (см. рис. 6). Складки структурной единицы <7> продолжаются из Таджикской депрессии в Памир-Алайский район максимального сближения Памира и Тянь-Шаня. Смятые в складки меловые и кайнозойские отложения восточной части Таджикской депрессии (структурные единицы <5>

<6> и <7> на рис. 6), Памир-Алайского района и предгорий Северо-Западного Куньлуня образуют покровно-складчатую систему Внешней зоны Памира, которая в виде структурной дуги облекает с севера Памир (см. рис. 1).

Пограничные зоны активных разломов

От западной границы Таджикской депрессии до северного склона Заалайского хребта прослежена Дарваз-Заалайская зона активных разломов, по которым происходили смещения в позднем плейстоцене и голоцене. На юго-западе эта зона проходит вдоль более древнего Дарвазского разлома. В долине р. Пяндж и в нижней части долины р. Обиминью находится плейстоценовый пулл-апарт грабен (1, рис. 7). Вдоль его западной границы произошло левосдвиговое смещение позднеплейстоценовых форм рельефа на 300 м, раннеголоценовых террас и конусов выноса – на 120–150 м и позднеголоценовых форм рельефа – на 20 м [44]. В верховьях р. Обиминью (2, рис. 7) в зоне Дарвазского разлома известны левосдвиговые смещения молодых форм рельефа по разломам, имеющие магнитуду в несколько десятков метров. Севернее (3, рис. 7), обнаружены многочисленные левосдвиговые смещения позднеолигоценовых сухих русел на расстоянии от нескольких до 100 м. Обнаружен также сдвиг на 21 м оборонительной стены, которая вероятно окружала средневековый золотой прииск. Магнитуда сдвиговых смещений форм рельефа на этом участке достигла 160 м в голоцене и 800–1200 м – за поздний плейстоцен и голоцен. В долине р. Сарьюб (4, рис. 7) – левого притока р. Обихингоу, описаны горизонтальные смещения позднеплейстоценовых форм рельефа на 1500–1800 м и раннеплейстоценовых отложений на расстояние до 3000 м. Средняя скорость сдвигового смещения в голоцене в зоне Дарвазского разлома была 5–16 мм/год. За поздний плейстоцен и голоцен она составляла от 4 до 12 мм/год [24, 31, 44 и др.].

В бассейне р. Обихингоу рассматриваемая зона активных разломов пересекает хребет Петра Первого (5, рис. 7), выходит к Вахш-Заалайскому надвигу и далее следует на северо-восток вдоль этого надвига. В долине р. Карашура (6, рис. 7) видно левосдвиговое смещение троговой долины и позднеплейстоценовой морены на 170 м, в долине р. Муксу моренные гряды смещены по левому сдвигу на 50 м [44]. Далее на северо-восток, простираение Дарваз-Заалайской зоны активных разломов плавно меняется на восток-северо-восточное, и признаки сдвиговых смещений по продольным разломам исчезают. На северном склоне Заалайского хребта молодые тектонические нарушения представлены надвигами, сейсмогенными рвами и уступами в рельефе (7, рис. 7). Для Предзаалайского надвига, имеющего маг-

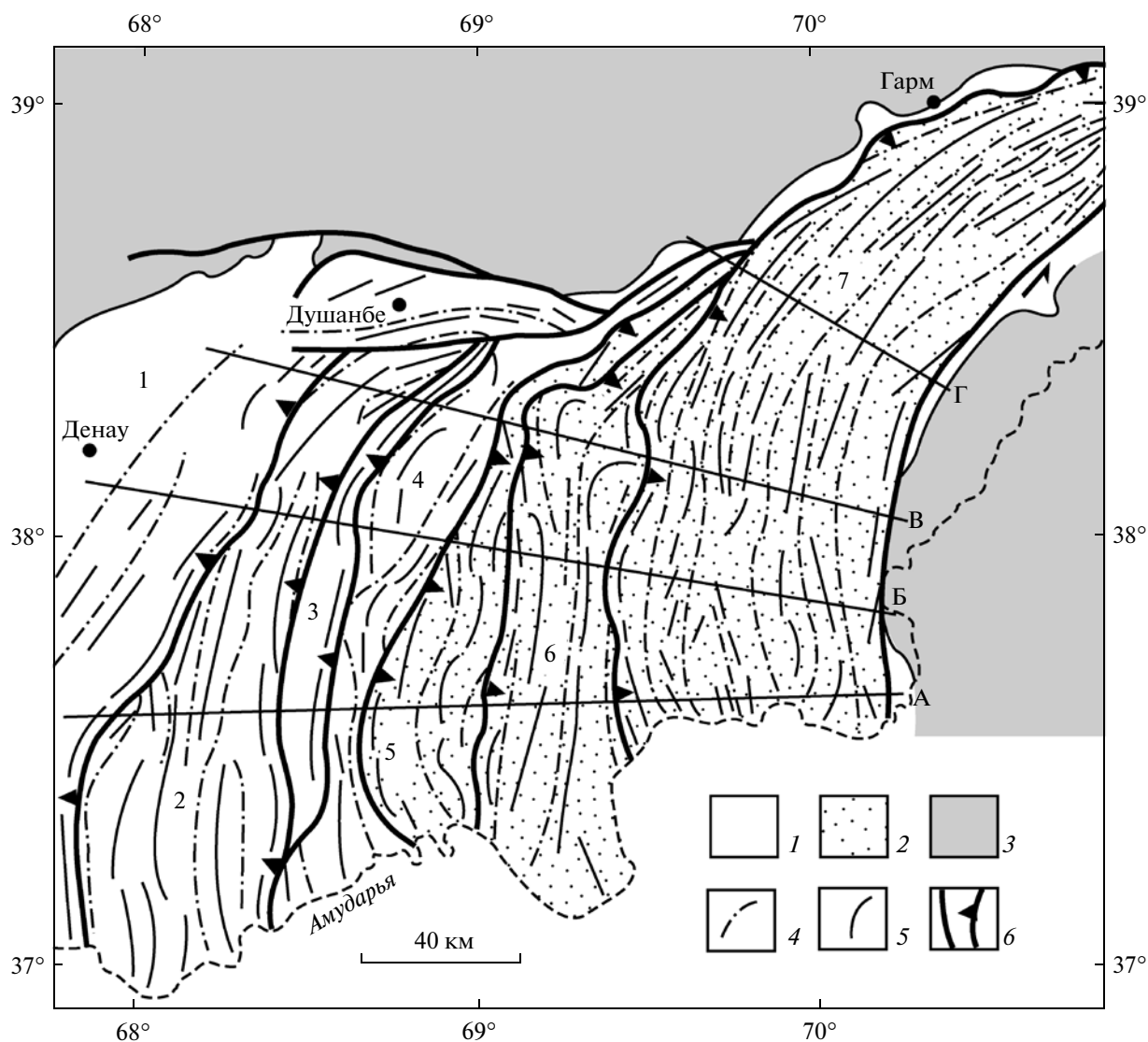


Рис. 6. Тектонические единицы Внешней зоны Памира и Таджикской депрессии [3, с изменениями] 1, 2 – кайнозой и мезозой: 1 – форланд; 2 – Внешняя зона Памира; 3 – палеозой; 4, 5 – осевые линии синклиналичных (4) и антиклиналичных (5) складок; 6 – главные разломы. Структурные единицы: 1 – Бабатагская, 2 – Ренган-Кызымчекская, 3 – Даганакиик-Аруктауская, 4 – Вахшская, 5 – Каратауская, 6 – Сарсарьяк-Санглакская, 7 – Куляб-Заалайская

нитуду 15 м, определен радиоуглеродный возраст 5150 ± 150 лет, что соответствует скорости надвигания 3 мм/год [32].

Вдоль северного склона и подножия хребта Петра Первого по левому борту р. Сурхоб проходит Сурхобская ветвь рассматриваемой зоны активных разломов, которая сопровождает эту часть Вахш-Заалайского кайнозойского надвига (см. рис. 7). Магнитуда плейстоценовых надвигов в этой зоне достигает 500 м [33]. Результаты наземных геодезических исследований на северном склоне хребта Петра Первого [16] свидетельствуют об изменении направления перемещения по Вахш-Заалайскому разлому (от надвигания к

сдвиганию), которое произошло в 1960-е годы (см. врезку на рис. 7).

Пограничная сейсмофокальная зона

В работах [53, 61] приведены сейсмологические данные, свидетельствующие о существовании сейсмофокальной зоны, которая погружается под Памир от его границы с Тянь-Шанем. Двойной пояс эпицентров землетрясений – среднеглубинных на юге и малоглубинных на севере (рис. 8а) отмечает положение этой сейсмофокальной зоны. На севере Памира сейсмофокальная зона имеет наклон к югу под углом около 45° , на северо-западе Памира – $30^\circ-35^\circ$. Сейсмофо-

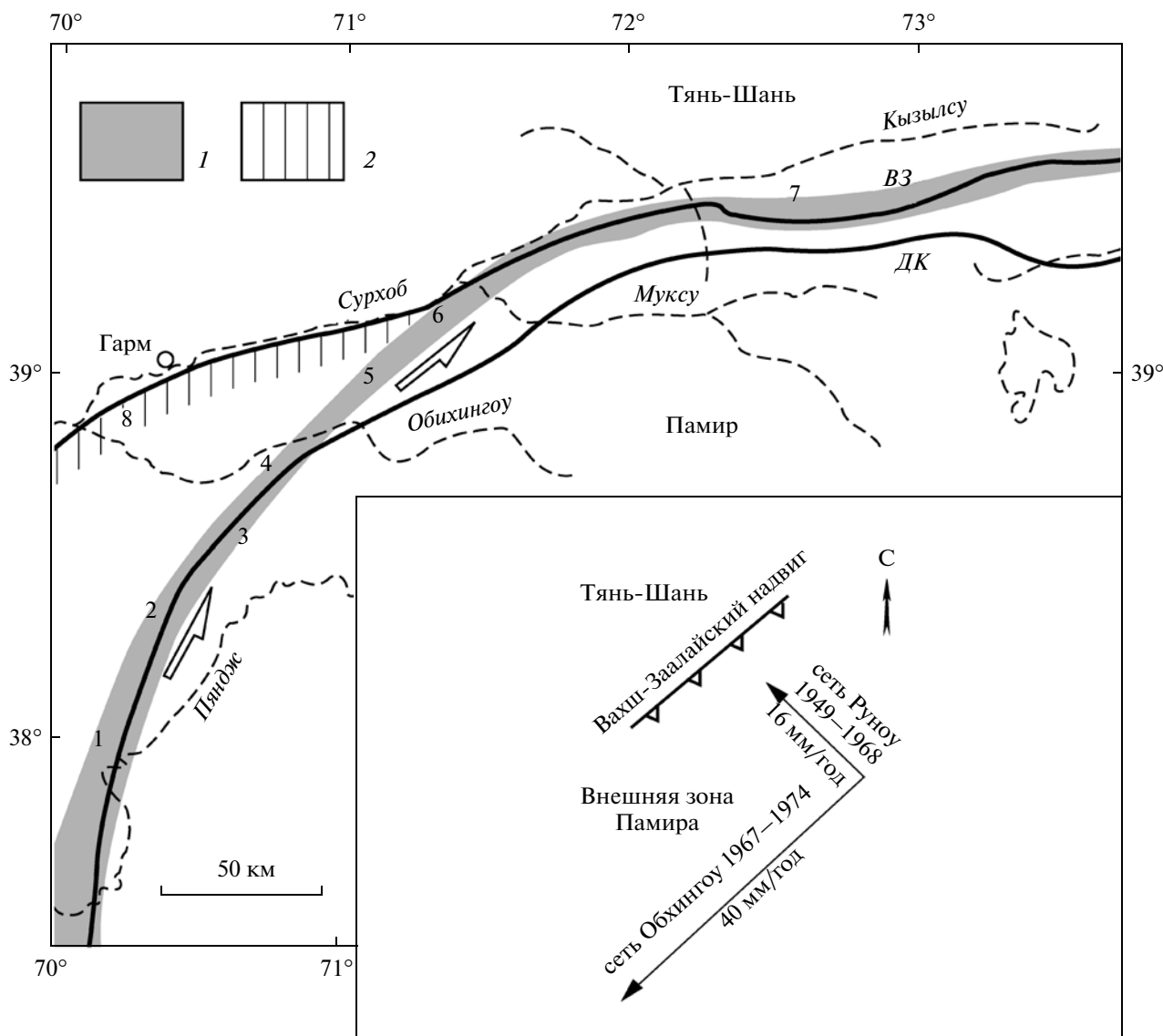


Рис. 7. Дарваз-Заалайская (1) и Сурхобская (2) зоны активных разломов. Толстыми линиями показаны кайнозойские разломы: ВЗ – Вахш-Заалайский, ДК – Дарваз-Каракульский. На врезке показаны направления и скорости перемещения Руноу-Обихингоуского района Внешней зоны Памира относительно Южного Тянь-Шаня, определенные по результатам повторных триангуляций. Номера 1–7 см. в тексте

кальная зона прослежена на расстояние около 300 км от фронта Памира до глубины 150–200 км (рис. 86).

Сближение Памира и Тянь-Шаня в позднем кайнозое

Складки и разломы, возникшие в меловых и кайнозойских отложениях во фронтальной части и на флангах Памирской плиты при сближении этой плиты с Тянь-Шанем, содержат информацию о величине этого сближения.

Деформация Внешней зоны Памира. При изучении палеомагнетизма меловых пород Внешней зоны Памира с применением низкотемператур-

ной чистки был сделан вывод о том, что тектонические структуры Заалайского хребта повернуты по часовой стрелке на угол более 90° относительно структур Дарвазского хребта [11]. Позднее были получены более детальные и надежные палеомагнитные данные о палеомагнетизме меловых и эоцен-миоценовых пород (табл. 2), которые подтвердили и уточнили этот вывод. Коллекции с участка R (рис. 9) и с некоторых других участков были первоначально изучены с применением палеомагнитной термочистки до 400–500°C [2, 48] и позднее доизучены с применением высокотемпературной термочистки и компонентного анализа [49, 93]. Доизучение незначительно изменило первоначальный результат (см. табл. 2). Оно по-

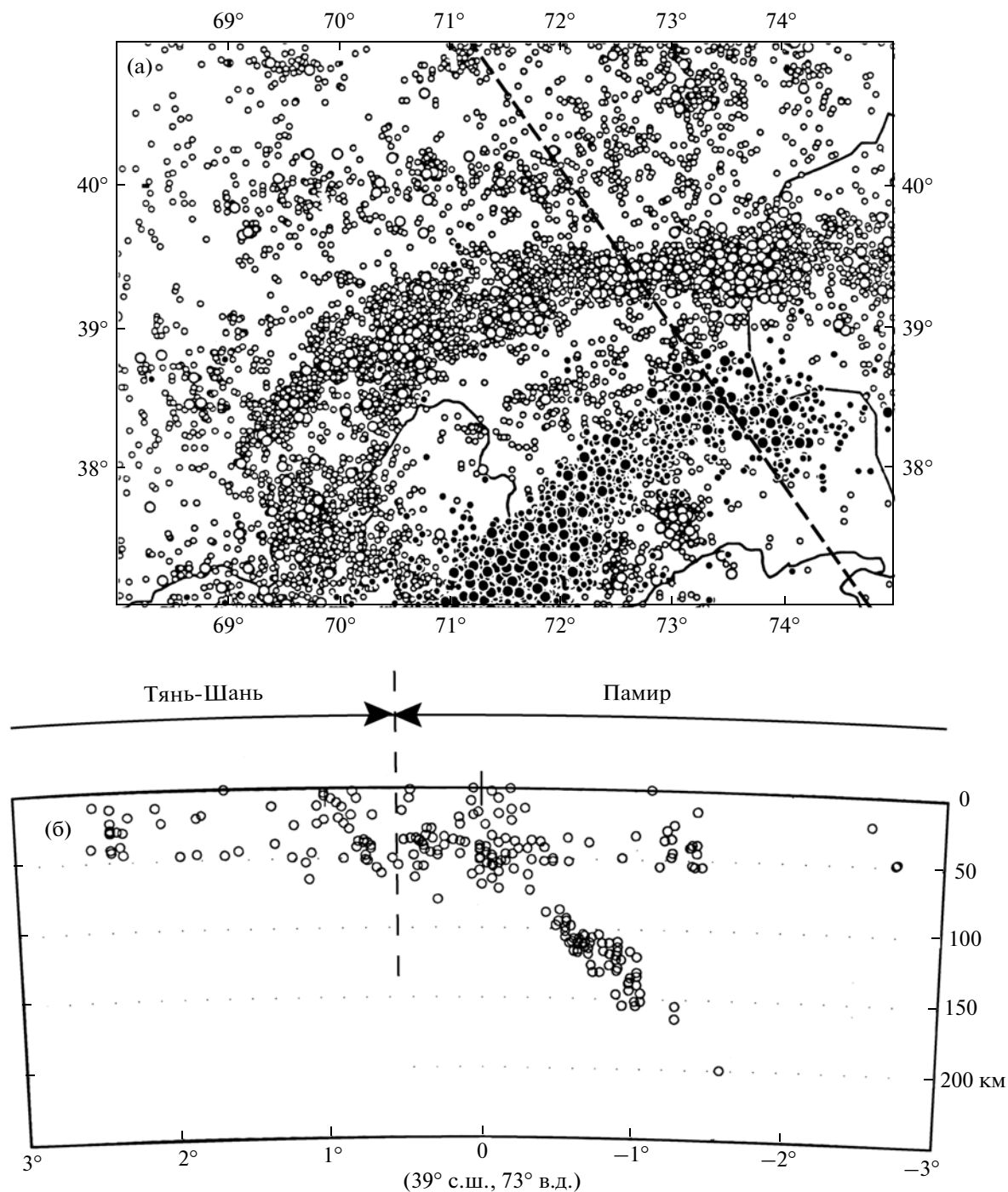


Рис. 8. Эпицентры землетрясений на Памире и в Памир-Алайском районе и сейсмофокальная зона, погружающаяся под Памир

На карте (а) показаны эпицентры землетрясений, произошедшие в 1964–1980 годах на глубине до 70 км (светлые точки) и более 70 км (черные точки) [61]. Большие точки обозначают землетрясения с магнитудой более 4, малые точки – равной и менее 4. Пунктиром показана линия профиля, тонкие линии – границы между Таджикистаном, Афганистаном и Китаем.

На профиле (б) показано положение гипоцентров землетрясений, произошедших в 1964–1985 годах в полосе, которая имеет ширину 400 км [53]. Полоса имеет простирание ЮВ 145°, профиль является срединным разрезом этой полосы, центр разреза (0°) находится в пункте с координатами 39° с.ш., 73° в.д.

Таблица 2. Палеомагнитные склонения в породах нижнего мела, эоцена, олигоцена и миоцена на участках, расположенных в Юго-Западном Гиссаре, Таджикской депрессии и Внешней зоне Памира

Участок	Пункт	Возраст	D°	a95°	ΔD°	R°/репер	Источник
Эоцен, олигоцен и миоцен							
Дехканабад (репер)	J	Mio ₁	3	9	10	0	[55]
Пулхаким	L	Mio ₁	349	13	16	(+) 14 ± 15	[93]
Пайрягатау	M	Mio ₁	336	12	14	(+) 27 ± 14	[93]
Аксу	N	Mio ₁	347	15	18	(+) 17 ± 16	[93]
Калининабад	O	Oli ₂ –Mio ₁	310	9	11	(+) 53 ± 11	[93]
Юж. Дарваз	R	Eoc ₂ –Mio ₁	312	11	13	(+) 52 ± 13	[93]
		Eoc ₂ –Mio ₁	305	7	8	(+) 58 ± 7	[2]
Тукайнарон	S	Oli ₂ –Mio ₁	317	11	13	(+) 46 ± 14	[93]
Чильдара	U	Oli–Mio ₁	352	7	8	(+) 11 ± 8	[2]
Хипшун	W	Eoc ₄ –Mio ₁	329	7	9	(+) 34 ± 9	[2]
Кызыларт	Z	Eoc ₃ –Mio ₁	37	5	7	(–) 34 ± 7	[2]
Мел							
Дербент (репер)	K	K ₁	6	3	5	0	[94]
Аксу	N	K ₁	356	3	5	(+) 10 ± 6	[49]
Нурек-2	P	K ₁	355	12	21	(+) 11 ± 17	[76]
Нурек-1	Q	K ₁	324	5	9	(+) 42 ± 7	[76]
Юж. Дарваз	R	K ₁	321	5	7	(+) 45 ± 7	[94]
		K ₁	314	3	5	(+) 52 ± 5	[2]
Рогун	T	K ₁	359	4	6	(+) 7 ± 7	[76]
Мионаду	V	K ₁	8	3	4	(–) 2 ± 5	[2]
Гулома	Y	K ₁	40	12	14	(–) 34 ± 12	[2]

Пункт – пункт на рис. 9, D° – склонение палеомагнитного вектора; a95° – радиус круга доверия для палеомагнитного вектора; ΔD° – полуинтервал доверия для палеомагнитного склонения; R – угол вращения против часовой стрелки (+) или по часовой стрелке (–) относительно палеомагнитного склонения региональных реперов Дехканабад (J) для палеогена и неогена и Дербент (K) для нижнего мела; Oli – олигоцен, Eoc – эоцен, Mio – миоцен

казало, что интерпретируемая палеомагнитная компонента стабильна в интервале температур 250–680°C, что делает возможным использовать данные по коллекциям, которые изучены с применением палеомагнитной термочистки до 400–500°C и не были подвергнуты доизучению. Таковы палеомагнитные направления на участках V и Y (см. рис. 9) в породах мелового возраста и на участках U, W и Z в породах эоцен-миоценового возраста (см. табл. 2). Местными палеомагнитными реперами служат: для миоцена – палеомагнитное склонение на участке J, для раннего мела – палеомагнитное склонение на участке K (см. рис. 9, табл. 2). Реперы находятся за пределами территории, на которой происходили интенсивные вращения. Углы вращения участков относительно этих реперов приведены в табл. 2.

Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что тектонические единицы Таджикской де-

прессии и Внешней зоны Памира после раннего миоцена были повернуты относительно окружающих их с запада, севера и востока территорий Юго-Западного Гиссара, Южного Тянь-Шаня и Таримской платформы. Кулябский сегмент Внешней зоны Памира, имеющий субмеридиональное простирание, испытал вращение против часовой стрелки в среднем на $49^\circ \pm 12^\circ$ (a, рис. 9). Близкую величину вращения испытали структурные единицы <5> и <6> в восточной части Таджикской депрессии. Петровский сегмент Внешней зоны Памира (б, рис. 9), который имеет ныне восток-северо-восточное простирание, сохранил первоначальное направление. Заалайский сегмент, имеющий ныне широтное простирание, повернут по часовой стрелке на $34^\circ \pm 7^\circ$ (в, рис. 9). Реконструкция формы Внешней зоны Памира по палеомагнитным данным свидетельствует о том, что в раннем миоцене эта зона была почти прямо-

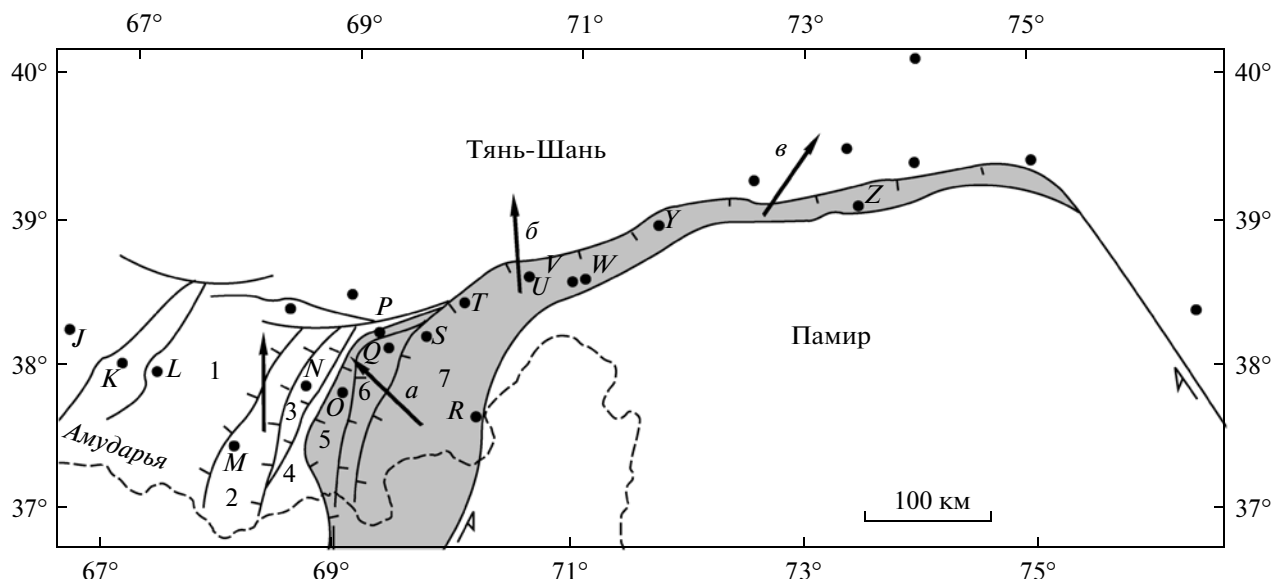


Рис. 9. Участки (обозначены точками, см. табл. 2), на которых изучен палеомагнетизм пород мела, палеогена и миоцена. 1–7 – структурные единицы, см. рис. 6. Стрелки показывают средние направления палеомагнитных склонений (а–в – см. в тексте)

линейной, в современной системе координат ее простирание было северо-восточным.

Реконструкция территории Таджикской депрессии в плиоцене. Строение Таджикской депрессии, разделяющей Памир и Тянь-Шань хорошо изучено картировочными работами, геофизическими исследованиями и бурением. Это обеспечило высокую надежность геологическим разрезам через Таджикскую депрессию и западную часть Памир-Алайского района, построенным Я.А. Беккером [3]. Они послужили основой для определения величины сокращения территории и палинспастических построений [8, 52]. Сравнение результатов (табл. 3), полученных для профилей <А>, <Б> и <В> (см. рис. 6), позволяет сделать следующие выводы. Степень сокращения территории убывает с севера на юг от 51% вдоль профиля <В> до 33% на профиле <А>. При этом, сокращение территории тектонических единиц Таджикской депрессии по отношению к их первоначальной ширине значительно больше в западной части депрессии (единицы 1–3 на рис. 6), чем в восточной части депрессии (в единицах 5–7). Наибольшее сокращение испытал Вахшский рамп (единица 4) за счет перекрытия его соседними единицами. При этом, сокращение Вахшского рампа за счет внутренних деформаций относительно невелико. Сокращение Внешней зоны Памира за счет внутренних деформаций достигает 100 км (59% от первоначальной ширины) вдоль профиля <Г> (см. рис. 6), который находится в западной части Памир-Алайского района. Независимый анализ геологических разрезов Я.А. Беккера был опубликован в работе [45]. Оценки сокращения площади в позд-

нем кайнозойе, приведенные в этой работе, близки к моим выводам [8, 52].

На рис. 10 представлена палинспастическая реконструкция территории Таджикской депрессии, созданная на основе данных о сокращении

Таблица 3. Поперечное сокращение тектонических единиц в позднем кайнозойе в северной части Афгано-Таджикской депрессии вдоль линий геологических разрезов А–Г на рис. 6

Разрез	Единицы	LQ, км	LR, км	Σ, %
А	1–3	73	115	37
	4	6	25	76
	5–7	134	166	19
	1–7	213	316	33
Б	1–3	65	123	47
	4	25	49	49
	5–7	108	158	32
	1–7	198	329	40
В	1–3	82	175	53
	4	6	47	87
	5–7	104	164	37
	1–7	192	382	51
Г	4–7	69	170	59

LQ – современная ширина тектонических единиц на срезе 0 м над уровнем моря; LR – реконструированная первоначальная ширина тектонических единиц в раннем миоцене; Σ – поперечное сокращение тектонических единиц в процентах к их первоначальной ширине

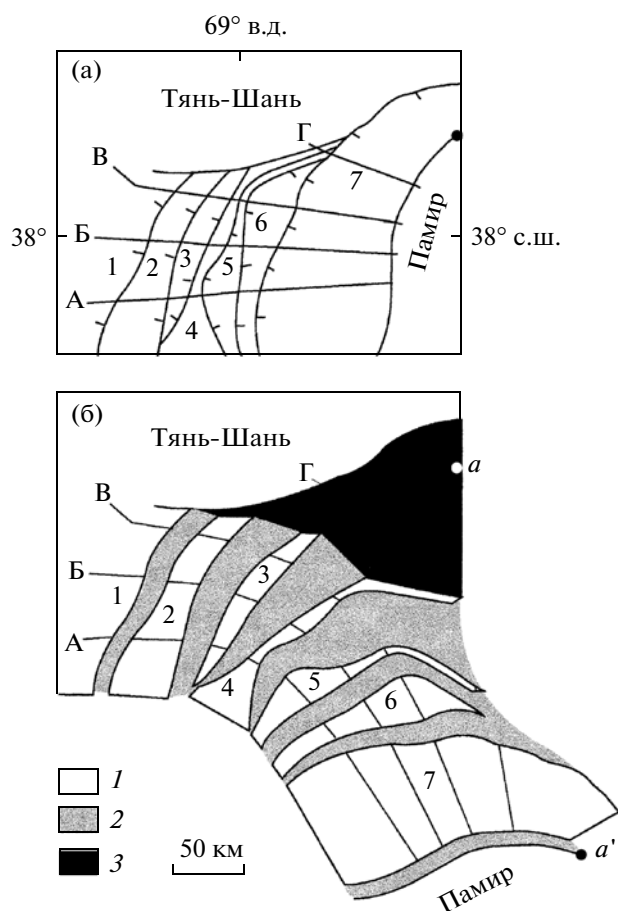


Рис. 10. Палинпастическая реконструкция территории Таджикской депрессии. (а) – Современное положение тектонических единиц (1–7) в Таджикской депрессии, (б) – реконструкция положения этих тектонических единиц до позднекайнозойской складчатости, основанная на данных о сокращении земной поверхности вдоль геологических разрезов А–Г (см. рис. 5, табл. 2)

1 – территория современных тектонических единиц; 2 – поверхность, сокращенная вследствие образования складок и перемещений по разломам; 3 – тектоническая “полюнья” – площадь, сокращение которой не компенсировано наблюдаемыми структурными формами

ее поверхности вдоль профилей ⟨А⟩, ⟨Б⟩, ⟨В⟩ и ⟨Г⟩ вследствие тектонических деформаций (см. табл. 3). На реконструкции Куляб-Заалайская тектоническая единица ⟨7⟩ оказалась повернутой относительно современного положения на угол в 55° , что соответствует палеомагнитным данным о вращении этой единицы. Углы вращения других тектонических единиц также находятся в согласии с палеомагнитными данными. Величина сближения Памира и Тянь-Шаня (расстояние между пунктами “а” и “а’” на нижнем рисунке), в соответствии с реконструкцией, – около 300 км. На реконструкции возникла обширная область зия-

ния – тектоническая “полюнья” между северо-восточной частью Вахшской тектонической единицы и Тянь-Шанем. На трассе профиля ⟨Г⟩ ширина этой тектонической “полюньи” более 100 км. Сокращение этой области не находит подтверждения в данных о структуре района. “Полюнья” появляется между профилями ⟨В⟩ и ⟨Г⟩ – в районе, где с земной поверхности исчезают западные структурные единицы Таджикской депрессии. Возникновение “полюньи” свидетельствует в пользу представлений об исчезновении части коры под Памиром вследствие континентальной субдукции [53].

Данные о сейсмофокальной зоне между Памиром и Тянь-Шанем (см. рис. 8), надвигании Памира и исчезновении части земной коры под Памиром (см. рис. 10) позволяет делать вывод о том, что эта сейсмофокальная зона отмечает зону субдукции континентальной коры Тянь-Шаня под континентальную кору Памира.

Интерпретация результатов фациального анализа.

Изучение меловых и палеогеновых отложений Таджикской депрессии и Памир-Алайского района показало, что Вахш-Заалайский разлом разделяет разнородные фации меловых и палеогеновых отложений [15]. Это было интерпретировано как результат надвига Внешней зоны Памира, магнитуда которого была оценена в 10–18 км. В работе [41] было показано, что в Таджикской депрессии восточные продолжения фациальных зон перекрыты Вахшским надвигом, магнитуда которого оценена в 100 км. В работах [8, 52, 53] был привлечен новый фактический материал и расширена территория, на которую распространяется фациальный анализ. Фациальные карты меловых и кайнозойских отложений, распространенных на территории Памира и его восточного обрамления, свидетельствуют о перекрытии Памиром значительной части Таджикского бассейна. Фациальные зоны южного борта Таджикского бассейна находятся ныне во внешней зоне Памира, будучи деформированными (сжатыми и изогнутыми) и продвинутыми далеко на север в область фаций северной периферии Таджикского бассейна. Величина перемещения – 300–400 км. Реконструкция палеогеографических и палеотектонических обстановок показала, что в эоцене Таджикский морской бассейн вдавался в сушу на 1000 км и имел ширину более 600 км. В приабонском веке море временно, а в олигоцене – окончательно покинуло рассматриваемый регион.

ГЕОДИНАМИКА СИНТАКСИСА

Земная кора

По данным глубинного сейсмического зондирования, мощность земной коры под Заалайским хребтом Памира составляет 68 км, в Центральном

Памире достигает 70 км [40]. Методом МОВЗ, для Северного Памира определено положение раздела Мохововича на глубине 65–80 км, для Южного Памира – на глубине 65–75 км [23, 65]. Земная кора Памира имеет слоистое строение. Волновод, мощностью 5–10 км, обнаружен на глубине 10–20 км [23]. В Таджикской депрессии подошва земной коры по сейсмологическим данным находится на глубине от 32 до 50 км. Наименьшую мощность имеет земная кора на юге центральной части депрессии, откуда она возрастает в восточном и северо-восточном направлении. Кровля волновода, служащая подошвой верхней коры, залегает на глубине от 12 до 24 км [43].

По данным о фокальных механизмах в очагах малоглубинных землетрясений, направление сжимающих напряжений на глубине до 15 км в Северном Памире ориентировано СЗ-ЮВ, оно отличается от направления сжимающих напряжений в Южном Тянь-Шане. Сейсмотектонические деформации в Северном Памире имеют транспрессивный взбросо-сдвиговый характер [42].

Литосферная мантия

Мощность литосферы Памира 150–200 км, она имеет пониженную плотность [27]. Сведения о литосфере под Памиром получены при сейсмотомографических исследованиях продольных волн [65, 81, 95]. На профиле вдоль меридиана 75° (рис. 11а), определено относительно высокое положение подошвы литосферы (до 160 км) на северо-западной оконечности Тарима и ее погружение в южном направлении под Памир под углом 20°–30° до глубины 270 км. Эта граница прослежена на юг до широты 37°. Положение подошвы литосферы под Памиром (см. рис. 11а) свидетельствуют об участии всей тяньшаньской литосферы в процессе внутриконтинентальной субдукции. Длина сейсмофокальной зоны по сейсмологическим данным около 300 км (см. рис. 8) – вероятно, соответствует длине литосферного слэба.

Высокоскоростные аномалии, обнаруженные при сейсмотомографических исследованиях Памир-Пенджабского синтаксиса, интерпретируются как континентальная литосфера и литосферная мантия. Выступ “С” на сейсмических профилях (рис. 12) рассматривается как погружающийся в мантию слэб литосферы Индийской плиты. По этим данным, индостанская литосфера пододвинута под Памир на расстояние от 300 до 500 км от сuture Инд-Цангпо.

Область мантийных землетрясений. Гиндукуш-Памирская область землетрясений занимает юго-западную часть Памира и прилегающую территорию предгорий Западного Гиндукуша. Гипоцентры землетрясений находятся в верхней мантии на глубине от 100 до 300 км. Фокальная зона ин-

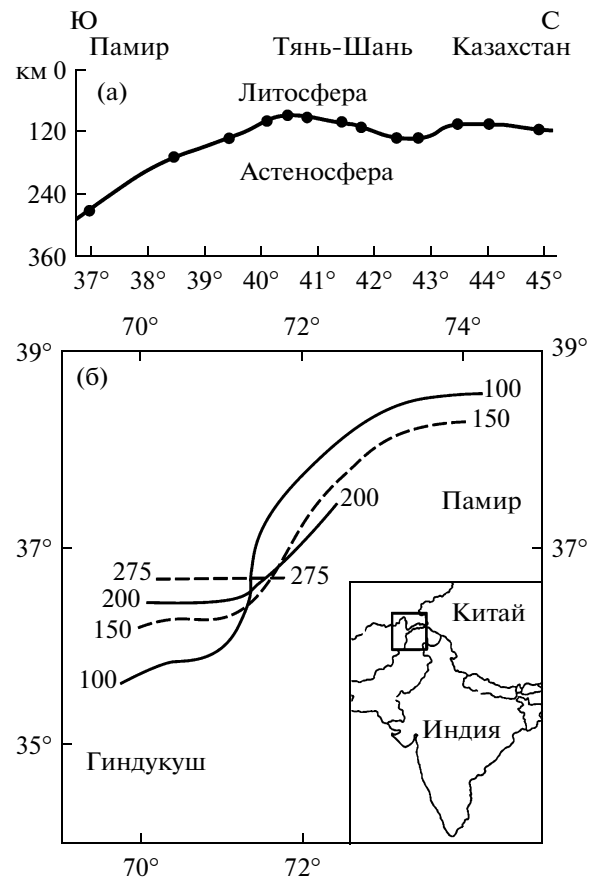


Рис. 11. Граница между литосферой и астеносферой под Тянь-Шанем и Памиром на профиле (а) вдоль меридиана 75° в.д. по результатам сейсмотомографических исследований [65] и карта (б) изоглубин (в км) Гиндукуш-Памирской гипоцентральной зоны мантийных землетрясений [50]

терпретирована как зона субдукции континентальной литосферы [26, 50]. Изучение фокальной зоны показало, что ее наклон в пределах рассматриваемой области меняется на противоположный (рис. 11б). Под предгорьями Западного Гиндукуша фокальная зона имеет широтное простирание и падение на север. Восточнее, на меридиане 71.5° простирание зоны меридиональное, ее залегание – вертикальное или круто падающее на восток. Под Северным Памиром фокальная зона вновь имеет широтное простирание, но здесь она погружается в южном направлении. На участке вертикального залегания фокальной зоны смещение по ней должно иметь характер шарнирного сдвига. Проекция мантийной сейсмофокальной зоны на поверхность земли подобна структурному плану коровых структурных форм региона (см. рис. 1), где широтно ориентированные надвиги Северного Памира и Гиндукуша разделены зоной субмеридиональных сдвигов. Все это показывает,

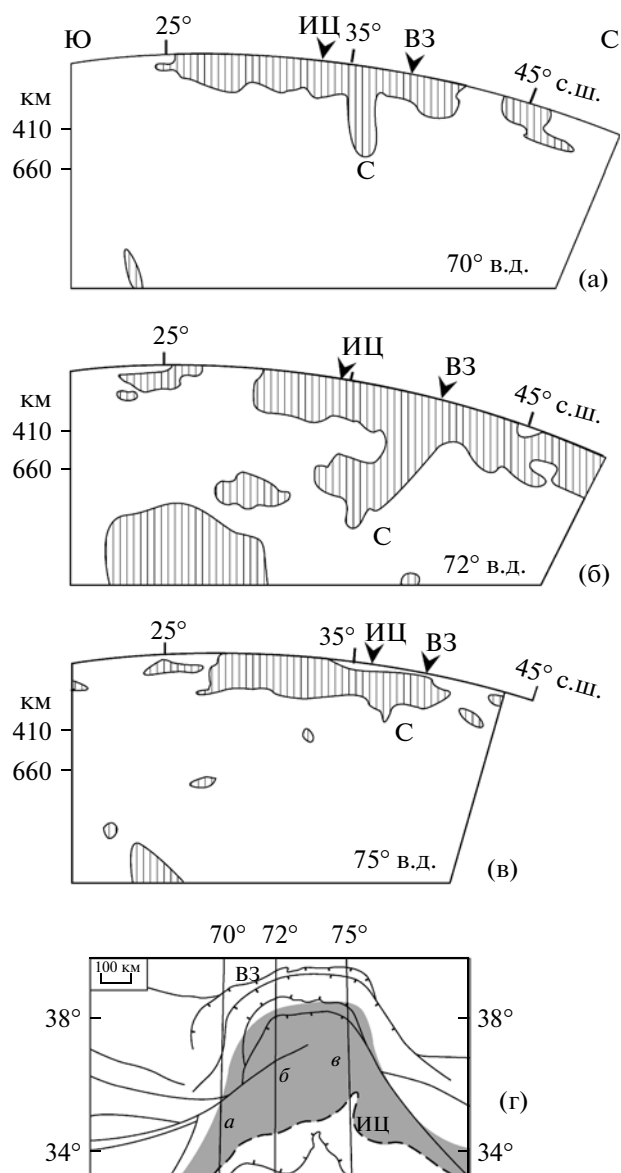


Рис. 12. Высокоскоростные аномалии (заштрихованы) на сейсмотомографических профилях вдоль меридианов 70°, 72° и 75° в.д., по данным: (а) [80], (б) [95], (в) [81]. На схематической карте Пенджаб-Памирского синтакса (г) показаны линии профилей и область распространения кайнозойских гранитов (тонируется). ИЦ – океаническая сутура Инд-Цангпо, ВЗ – Вахш-Заалайский разлом на границе между Памиром и Тянь-Шанем, С – слэб индостанской литосферы

что Памирский блок является малой литосферной плитой. Результаты сейсмологических исследований позволяют рисовать картину зон субдукции континентальной литосферы в рассматриваемом регионе. На рис. 13 она представлена в виде блок-диаграммы со смотровыми окнами.

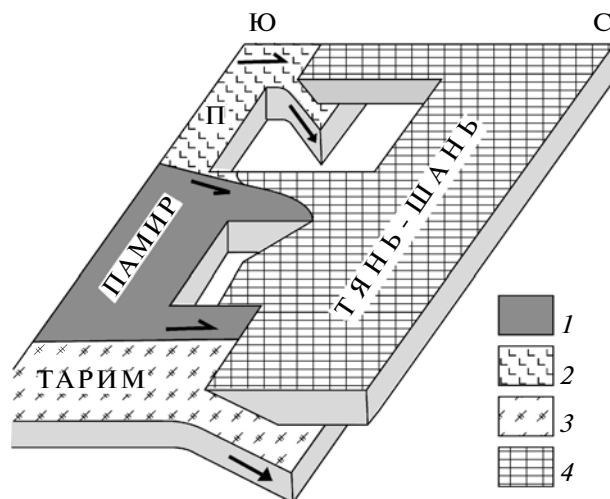


Рис. 13. Схема современного взаимодействия малых литосферных плит в северной части Памир-Пенджабского синтаксиса

1–4 – малые плиты: 1 – Памирская, 2 – Персидская (П), 3 – Таримская, 4 – Тяньшаньская

Геодинамические модели

Исследователями Памир-Пенджабского синтаксиса были предложены модели формирования синтаксиса с участием разных процессов. Рассмотрим вероятность такого участия, опираясь на имеющиеся данные и выводы, сделанные на их основании.

1. Сближение Таримского и Таджикского жестких блоков. По мнению ряда исследователей такой процесс был главным или существенным фактором при формировании структурных дуг Памира [21, 60 и др.].

Деформация тела в дугу под действием сжатия с флангов должна была сопровождаться правыми сдвигами на западном крыле Памирской дуги и левыми сдвигами на восточном крыле дуги (рис. 14б). В действительности картина обратная: на дарваз-бадахшанском крыле Памирской дуги происходили и продолжают ныне лево-сдвиговые смещения, на куньлуньском крыле дуги – правые сдвиги (рис. 14в). Согласно рассматриваемой модели, на границе Таджикского блока с Тянь-Шанем должны были происходить лево-сдвиговые перемещения, а происходят право-сдвиговые смещения. Рассматриваемая модель (рис. 14б) не соответствует фактическим данным.

2. Роль инденторов. Пенджабский (Джеламский) выступ Индостана играет роль жесткого индентора, внедрение которого в жестко-пластичную Евразийскую плиту обусловило скупивание коры и внутреннюю дугообразную форму Памира. Таковы были представления Г. Гайдена и Д.В. Наливкина, установивших дугообразную

структуру Памира [29, 30, 62], а также Д.И. Мушкетова, Д. Вади и других исследователей.

При внедрении жесткого клина в пластичное тело возникает система дуговых складок, которые облекают клин. При этом, степень сжатия дуг уменьшается по мере удаления от клина (рис. 14а). Данные о геометрии Памир-Пенджабского синтаксиса находятся в противоречии с таким механизмом деформации, так как Памирская дуга более сжатая по сравнению с Гиндукуш-Каракорумской дугой.

Памирский индентор. Памирский блок, надвигающийся и продвигающийся на север, был индентором, который определил стиль верхнекорových деформаций в Таджикской депрессии и Юго-Западном Гиссаре. Структурный план Туркестано-Алайской горной системы свидетельствует о том, что роль Памирского индентора в формировании этой горной системы была незначительной. Вероятная причина этого – небольшая толщина Памирского индентора, который ограничен снизу поверхностью надвига Памира на Тянь-Шань.

3. Гравитационное расширение Памира. Памир имеет среднюю высоту более 4 км, горные вершины на его окраинах превышают 7 км. Скорость поднятия Северного Памира в голоцене по археологическим данным составляет около 100 мм/год [14], по результатам геоморфологических исследований – 20 мм/год [4]. Западнее Памира находится Таджикская депрессия, средняя высота которой менее 2 км, восточнее Памира – Таримская впадина, дно которой лежит на высоте около 1.5 км над уровнем моря. Севернее Памира на высоте 3–3.5 км расположена Алайская долина. В таких условиях естественно предположить гравитационное расширение (“оплывание”) Памирского нагорья.

Формирование молодых сбросов меридионального простирания, грабена у озера Каракуль и других структурных форм свидетельствуют о расширении Памира в широтном направлении [91]. Расширение Памира и его скорость установлены методами космической геодезии. Широтное расширение является естественной реакцией на меридиональное сжатие Памира и усилено его гравитационным “оплыванием”. Эффект гравитационного “оплывания” возрастал по мере роста Памирского нагорья на поздней стадии формирования синтаксиса.

4. Стеkanie земной коры Памира с поддвигающегося Индостана. Отслоение земной коры Индостана, которое происходит в процессе субдукции Индийской плиты, и вдвигание отслоенной коры под земную кору Памира могло вызвать гравитационное стекание земной коры Памира, перемещение стекающих масс и их сжатие. Этот способ утолщения коры был рассмотрен в

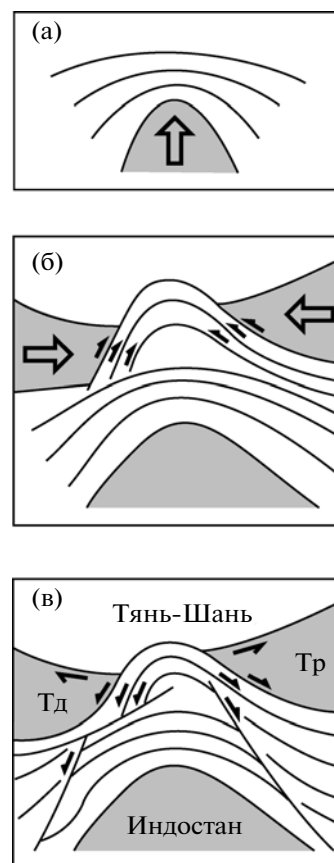


Рис. 14. Схемы (в плане) формирования структурных дуг при внедрении жесткого тела в пластичную массу (а) и при сближении фланговых жестких массивов (б); (в) схема Памир-Пенджабского синтаксиса. Массивы: Тд – Таджикский, Тр – Таримский

работе [18]. Гипотеза гравитационного стекания коры с поддвигающегося и продвигающегося на север выступа Индостана объясняет высокую степень тектонического сжатия коры в Памир-Пенджабском синтаксисе, обилие шарьяжей на Памире и надвиговый характер его внешних границ. Данные космической геодезии показывают, что процесс поддвигания Индостанской плиты под Памир продолжается в настоящее время. При этом, скорость перемещения в северном направлении Индостана вдвое больше скорости перемещения Памира в том же направлении.

5. Приток масс из Гималайской коллизионной зоны. Картина магнитных аномалий дна Индийского океана и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что Индостанский континент испытывал вращение против часовой стрелки, которое происходило до столкновения с Евразией и продолжалась после коллизии [95 и др.]. Такая траектория движения Индостана относительно Евразии привела к транспрессивному характеру их коллизии. При этом, напряжения в Гималайской зоне конвергенции плит возрастали вдоль этой

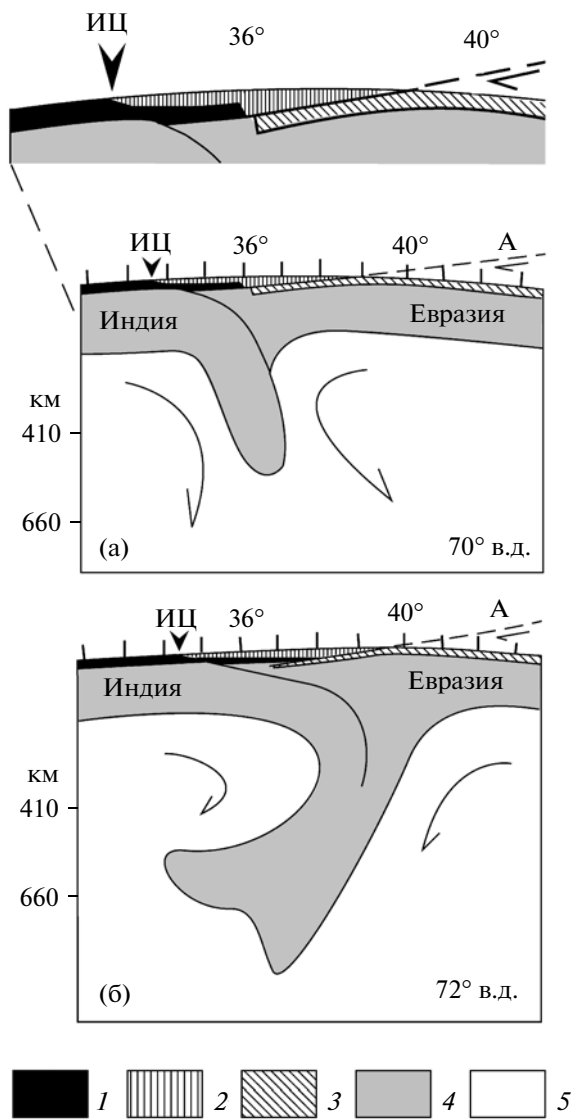


Рис. 15. Модельные разрезы земной коры и верхней мантии вдоль меридианов 70° в.д. (а) и 72° в.д. (б)

1–3 – земная кора: 1 – Индостана, 2 – Памира и Каракорума, 3 – Тянь-Шаня и Тарима; 4 – литосферная мантия, 5 – астеносфера и слой “С” верхней мантии (стрелки показывают направление мантийной конвекции). А – подвиг Тяньшаньской и таримской земной коры под памирскую, ИЦ – океаническая су- тура Инд-Цангпо

зоны в юго-восточном направлении. Этот градиент напряжений, поддерживаемый в течение миллионов лет, должен был вызвать перемещение масс коры вдоль Гималайского складчатого пояса в северо-восточном направлении – в сторону Памир-Пенджабского синтаксиса. Вероятным следствием притока коровых масс с юго-востока является асимметрия синтаксиса и дисгармония между Памирской и Гиндукуш-Каракумской структурными дугами.

Предположение о тектоническом течении земной коры вдоль Гималайской коллизионной зоны вследствие отжимания масс из этой зоны в Памир-Пенджабский синтаксис было высказано мною в работе [7]. Полученные позднее данные космической геодезии свидетельствуют о том, что такое течение масс происходит в настоящее время. При этом, компонента скорости перемещения пунктов GPS вдоль простирания Гималаев постепенно возрастает в северо-западном направлении (в сторону Памир-Пенджабского синтаксиса) от 0 см/год в Центральных Гималаях до 2 см/год в Западных Гималаях и Каракоруме [90]. Приток масс в Памир-Пенджабский синтаксис с юго-востока может быть также следствием орочлинного изгиба Гималаев [22].

Гравитационное стекание с пододвигающегося выступа Индостана и тектоническое течение вдоль Гималайско-Тибетской коллизионной зоны в сторону синтаксиса хорошо объясняют особенности строения Памир-Пенджабского синтаксиса, включая структурную дисгармонию и покровное строение Памира.

6. Мантийные течения и мантийная конвекция.

Предположение о существовании под Памиром течения в верхней мантии, которое вызывает сжимающие напряжения в земной коре и перемещения по разломам, было высказано в работе [82]. А. Дезио [60], поддерживая эти взгляды, видел аналогию с льдиной (континентальная кора Памира), которую течение увлекает в “залив” между Таримским и Таджикско-Каракумским массивами. Синтаксис сужается в северном направлении. Эффект воронки мог привести к ускорению потока в более узкой памирской части синтаксиса, по отношению к тыловой части синтаксиса [22].

Мантийные течения и, в особенности, мантийная конвекция лежат в основе современных геодинамических моделей происхождения Высокой Азии. Они находят подтверждение в результатах сейсмической томографии коры и мантии Памир-Пенджабского синтаксиса. Сравнение данных по профилям вдоль меридианов 70°, 72° и 75° в.д. (см. рис. 12) показывает, что длина слэба и, соответственно, скорость субдукции индостанской литосферы имеет значительные вариации в пределах синтаксиса, что, вероятно, обусловлено рисунком мантийной конвекции. Вследствие разной скорости вертикальной мантийной конвекции должны были возникать потоки вещества мантии в латеральном и наклонном направлениях и формироваться ячейки горизонтальной конвекции. Последние могут служить причиной вращения литосферных блоков. Активность такой латеральной конвективной ячейки могла вызвать вращение Ферганского блока в Тянь-Шане.

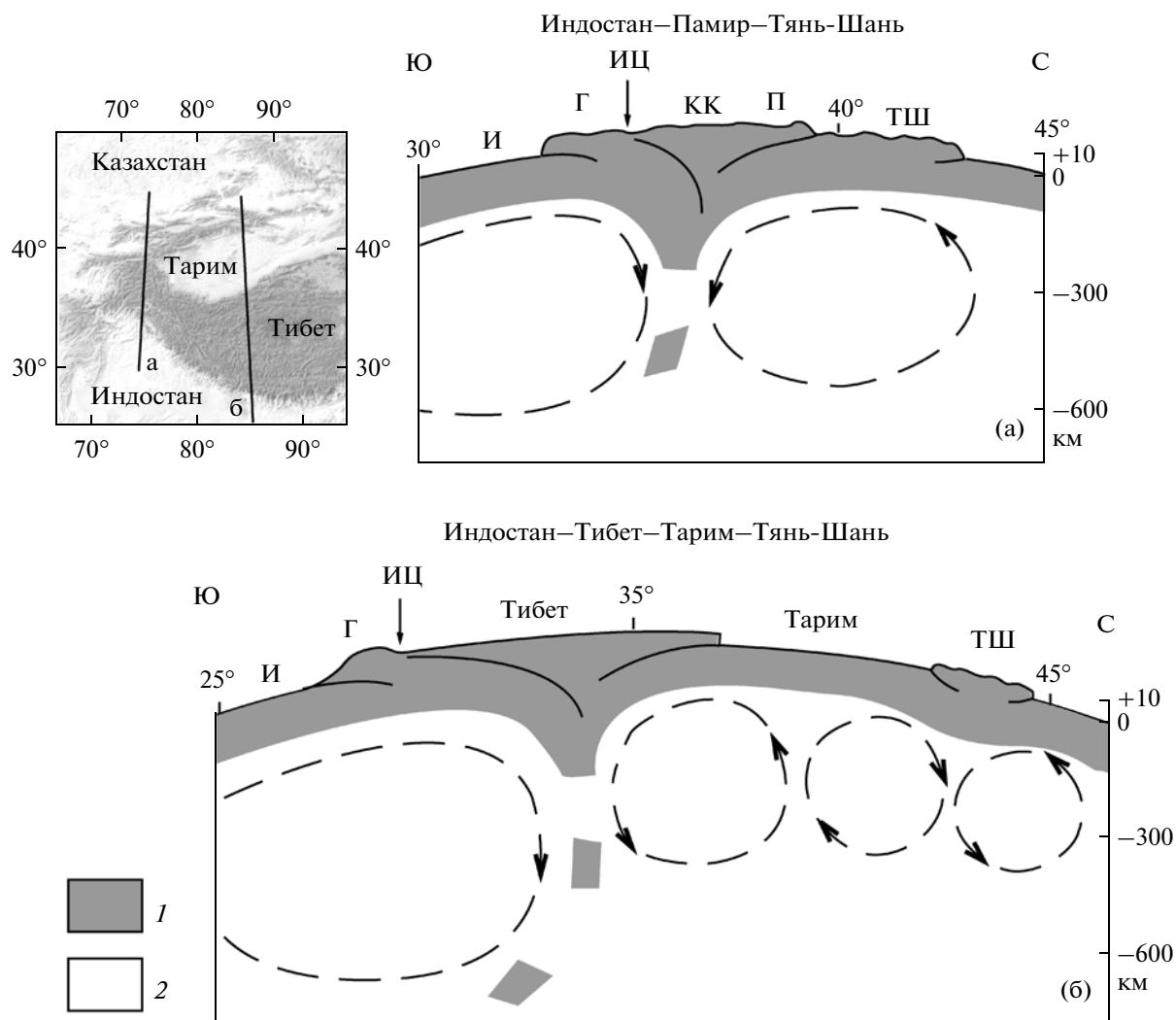


Рис. 16. Схемы конвекции в верхней мантии в позднем кайнозое (поздний миоцен – квартал): (а) модельный профиль через Памир-Пенджабский синтаксис и Западный Тянь-Шань вдоль меридиана 74°, (б) модельный профиль [10], который пересекает Тибет, Тарим и Восточный Тянь-Шань вдоль меридиана 85°
 1 – континентальная литосфера; 2 – астеносфера и слой “С” верхней мантии. Г – Гималаи, И – Индостан, ИЦ – океаническая сutura Инд-Цангпо, КК – Каракорум, П – Памир, ТШ – Тянь-Шань

На предлагаемых схемах строения коры и литосферной мантии синтаксиса (рис. 15) показана индостанская континентальная кора, которая в процессе субдукции Индийской плиты, вероятно, была отслоена от погружающейся литосферной мантии и вдвинута под евразийскую земную кору Каракорума-Памира. Возможно, что в инъекции участвовала лишь верхняя кора Индостана, отслоенная от нижней коры. Весьма вероятно, что с этим процессом связано возникновение магматических очагов и кайнозойский гранитный магматизм Каракорума и Памира. Кайнозойские граниты распространены от южной границы синтаксиса до Центрального Памира и восточной части Северного Памира (см. рис. 12г). Это можно рассматривать как свидетельство того, что инъекция индостанской коры проникла се-

вернее параллели 38° с.ш. в восточных районах синтаксиса и достигла 36° с.ш. на его западном краю. На модельном профиле также показана земная кора Тянь-Шаня, пододвинутая под Памир.

Выводы. Модель встречной субдукции континентальной литосферы на южной и северной границах Памир-Пенджабского синтаксиса находится в согласии с данными о землетрясениях, мощности и строении земной коры и с выводами о магнитудах надвигов/поддвигов на этих границах.

Геологические и геофизические данные о строении синтаксиса допускают действие факторов, рассмотренных в пунктах 2–6. Вероятно, эти факторы действовали и действуют в настоящее

время, в разной степени влияя на процесс формирования Памир-Пенджабского синтаксиса.

Движущей силой процесса, вероятно, служит мантийная конвекция (фактор 6). На уровне литосферы на процесс влияет приток масс из Гималайской коллизионной зоны (фактор 5), который вызвал асимметрию структурного плана синтаксиса. Вдвигание (инъекция) коры Индостана под кору Памира приводит к утолщению коры Памира и ее гравитационному стеканию на север (фактор 4). Следствием этого было формирование покровно-складчатой структуры в верхней коре Памира.

Высоко поднятая кора Памира испытывает гравитационное расширение (фактор 3), которое осложняет строение пограничных и внутренних зон региона надвиговыми и раздвиговыми структурными формами. Тянь-Шань служит препятствием, которое изменяет направление тектонического течения коровых масс Памира, отклоняя его на запад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сближение Памира и Тянь-Шаня. Для определения величины сближения Памира и Тянь-Шаня выше были подвергнуты анализу: (а) палеомагнитные данные по породам мела, палеогена и миоцена этого региона; (б) фации меловых и палеогеновых отложений в пограничном районе; (в) данные о строении Таджикской депрессии и Памир-Алайского района. Каждый из феноменов позволяет определить величину сближения Памира и Тянь-Шаня в новейшую эпоху. Оптимальная реконструкция по палеомагнитным данным предусматривает сближение Северного Памира и Тянь-Шаня на 600 км. Однако фациальные карты и данные о строении Таджикской депрессии ограничивают магнитуду сближения величиной в 300 км. Эта величина соответствует скорости субдукции 10 см/год, если начало процесса было в позднем плиоцене, или около 3 см/год – с позднего миоцена. Смещения по разломам и скорости сближения Памира и Тянь-Шаня в современную эпоху, определенные методами геологии и геодезии, согласуемы с полученными выводами.

Аккумуляция субдукцируемой литосферы Тянь-Шаня происходит под Памиром, о чем свидетельствует большая мощность его коры и аномальное строение верхней мантии. В процессе субдукции происходило поглощение нижней коры и подсолевого фундамента. На северо-востоке Таджикской депрессии и в Памир-Алайском районе вероятно вовлечение в процесс субдукции и надсолевого осадочного чехла. Доводом в пользу такого вывода служит тектоническая “полынья”, возникшая между Памиром и Тянь-Шанем при построении палинспастической реконструкции для плиоцена (см. рис. 10).

Геодинамика синтаксиса. Формирование Памир-Пенджабского синтаксиса – следствие коллизии Индостанского континента с Евразией. Наиболее вероятно, что коллизия началась в позднем олигоцене [10]. В позднем олигоцене – раннем миоцене происходила перестройка конвективной системы в верхней мантии Памиро-Каракорумской окраины Евразийской плиты и субдукция под нее индостанской континентальной литосферы. В позднем олигоцене начался подъем территории Памира.

В миоцене происходило формирование Памир-Пенджабского синтаксиса в виде гигантской горизонтальной экструзии (протрузии), образованной породами Индостана и окраины Евразийской плиты. В Южном и Центральном Памире были сформированы обширные шарьяжи, которые затем были смяты в складки. При этом произошло значительное меридиональное сокращение Центрального и Южного Памира. Продолжался подъем территории Памира и был сформирован контрастный рельеф. Начались деформации пород Внешней зоны Памира. В раннем миоцене в Центральном Памире и в позднем миоцене в Северном Памире произошла эксгумация гранито-гнейсовых куполов.

В плиоцен-четвертичное время продолжался процесс формирования Памир-Пенджабского синтаксиса, в ходе которого деформируемый и продвигающийся на север Памир был преобразован в гигантский аллохтон. На фронте аллохтона во Внешней зоне Памира была сформирована покровно-складчатая система. Процесс континентальной субдукции сопровождался здесь расслоением верхней коры по толще юрских эвапоритов и интенсивными складчатыми и надвиговыми деформациями.

Поперечное сокращение Внешней зоны Памира в результате внутренних деформаций около 100 км. Суммарное поперечное сокращение всех зон Памира и субдукцированной окраины Тянь-Шаня могло превысить 700 км. С учетом сокращения поверхности при деформации тектонических зон Западных Гималаев (470 км), величина сокращения поверхности при формировании Памир-Пенджабского синтаксиса приближается к 1200 км.

На профиле *a* (рис. 16) представлена предлагаемая модель мантийной конвекции в Памир-Пенджабском синтаксисе, как главного процесса, который обеспечил передачи импульса от зоны конвергенции Индостана с Евразией к Памиру и Тянь-Шаню. Этот модельный профиль основан на приведенных выше данных и их интерпретациях. Главными были результаты сейсмологических, сейсмотомографических и сейсмических исследований. Они свидетельствуют о существовании конвективной ячейки в верхней

мантии под Тянь-Шанем [67], о масштабе и границах поддвига индостанской континентальной литосферы под Каракорум-Памир и о субдукции литосферы Западного Тянь-Шаня под Памир.

Модельный профиль $\langle \delta \rangle$ (рис. 16) пересекает Индостан–Тибет–Тарим–Тянь-Шань [10]. Геодинамика мантии в обоих пересечениях Высокой Азии и Тянь-Шаня, вероятно, была подобной. Различие между профилями $\langle a \rangle$ и $\langle \delta \rangle$ (рис. 16) соответствует разной кинематике деформации коры, отраженной в строении регионов. На Памире, ограниченном с боков более жесткими глыбами, была сформирована покровно-складчатая система. Тибет воспользовался геодинамическим убежищем на востоке, в которое происходит истечение тибетской коры. В результате, в пересечении через Памир-Пенджабский синтаксис вместо относительно слабо деформированного в кайнозой Тибета и почти не деформированного Тарима находится Памир, верхняя кора которого тектонически расслоена, породы интенсивно перемяты, шарьированы и частично метаморфизованы в позднем кайнозой. Различие между модельными профилями $\langle a \rangle$ и $\langle \delta \rangle$ (рис. 16) отражает это структурное различие между регионами. Перестройка между системами мантийной конвекции, соответствующими этим модельным профилям, вероятно, происходит под Восточным Памиром и Северо-Западным Куэнлунем.

Работа выполнена по программе № 9 Отделения наук о Земле РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М.Е., Белоусов Т.П. Новейшие вертикальные движения и гравитационное поле Памира и Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. № 1. С. 3–16.
2. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
3. Беккер Я.А. Тектоника Афгано-Таджикской впадины // Геотектоника. 1996. № 1. С. 76–82.
4. Белоусов Т.П. К истории развития вертикальных тектонических движений Памира в плейстоцене и голоцене // Геотектоника. 1976. № 1. С. 111–124.
5. Беляевский Н.А. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луня // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1949. № 2. С. 29–42.
6. Буданов В.И., Пашков Б.Р. Тектонические покровы коллизионного орогена // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. С. 1511–1527.
7. Буртман В.С. Проблема формирования Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 1982. № 5. С. 56–63.
8. Буртман В.С. Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозой // Проблемы геодинамики литосферы / Ред. Лукьянов А.В. М.: Наука, 1999. С. 144–178.
9. Буртман В.С. История и геодинамика океанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета в фанерозое // Геотектоника. 2010. № 5. С. 22–40.
10. Буртман В.С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозой // Геотектоника. 2012. № 3. С. 18–46.
11. Буртман В.С., Гурарий Г.З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня // Геотектоника. 1973. № 2. С. 62–67.
12. Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры / Ред. Пейве А.В. М.: АН СССР, 1963. С. 152–172.
13. Буртман В.С., Самыгин С.Г. Тектоническая эволюция высокой Азии в палеозое и мезозое // Геотектоника. 2001. № 4. С. 34–54.
14. Бутамо С.В., Ранов В.А., Сидоров Л.Ф., Шилкина И.Л. Палеогеографические результаты изучения высокогорной стоянки каменного века на Памире // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146. С. 1380–1382.
15. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: АН СССР, 1960. 464 с.
16. Гусева Т.В. Современные движения земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. М.: ИФЗ, 1986. 172 с.
17. Захаров С.А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмоструктурного районирования Южного Таджикистана // Проблемы геологии Таджикистана / Ред. Баратов Р.Б. Душанбе: АН Таджик. ССР, 1964. С. 33–78.
18. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 308 с.
19. Zubovich A.V., Beysenbaev P.T., Van S., Djan Yu., Kuzikov S.I., Mosienko O.I., Nusupov E.N., Shelochkov G.G., Sherba Yu.G. Современная кинематика Тарим – Тянь-Шань–Алайского района Центральной Азии // Физика Земли. 2004. № 9. С. 31–40.
20. Zubovich A.V., Makarov V.I., Kuzikov S.I., Mosienko O.I., Shelochkov G.G. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.
21. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
22. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
23. Краснопецева Г.В., Шевченко В.И. Новые данные о структуре земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Зоркуль-Узген на Памире – Тянь-Шане // Физика Земли. 1998. № 9. С. 70–82.
24. Кучай В.К., Трифонов В.Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. № 3. С. 91–105.
25. Леонов Ю.Г., Сигачов С.П. Тектоническая расслоенность Бартангского параавтохтона (Центральный Памир) // Геотектоника. 1984. № 2. С. 68–75.

26. Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73–80.
27. Лутков В.С., Негматуллаев С.Х., Бабаев Ф.М., Малахов Ф.А. Вероятный механизм формирования сверхмощной коры и генезис мантийных землетрясений Тянь-Шаня / Ред. Кузнецов Н.Б. Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 2 // М.: ГЕОС, 2010. С. 3–6.
28. Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем // Мат. по общей и приклад геол. Вып. 10. Петроград: Геолком, 1919. 34 с.
29. Наливкин Д.В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в горную Бухару и на Западный Памир // Известия Русского географического о-ва. 1916. Т. 52(3). С. 12–18.
30. Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. М.–Ташкент: Туркпечать, 1926. 184 с.
31. Никонов А.А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время // Бюлл. МОИП, Отд. геол. 1975. Т. 50. Вып. 2. С. 5–23.
32. Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 240 с.
33. Никонов А.А., Энман С.В. Молодые и современные движения по Вахшскому надвигу // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 3. С. 26–37.
34. Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира // Геотектоника. 1990. № 3. С. 70–79.
35. Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника ранних киммерид Южного Памира // Геотектоника. 2003. № 1. С. 19–35.
36. Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 136 с.
37. Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 204 с.
38. Руженцев С.В. Памир / Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Ред. Пушаровский Ю.М., Трифонов В.Г. М.: Наука, 1990. С. 214–225.
39. Сигачев С.П. Структуры тектонического сгущивания на Центральном Памире и механизм их образования // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии / Ред. Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. М.: Наука, 1990. С. 123–218.
40. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования / Ред. Макаров В.И. М.: Научный мир, 2005, 400 с.
41. Суворов А.И., Самыгин С.Г. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 5. С. 46–64.
42. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Макаров В.И. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. № 5. С. 3–15.
43. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов / Ред. Пейве А.В. М.: Наука, 1982. 115 с.
44. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
45. Юнга С.Л., Яковлев Ф.Л. Памиро-Тяньшаньский регион // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. Грачев А.Ф. М.: Пробел, 2000. С. 431–434.
46. Argand E. La tectonique de l'Asie // Proc. 13 Intern. Geol. Cong. 1922. Vol. 1(5). Brussels, 1924. P. 170–372.
47. Banerjee P., Burgmann R. Convergence across the northwest Himalaya from GPS measurements // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 29. P. 1652.
48. Bazhenov M.L., Burtman V.S. Formation of the Pamir-Punjab syntaxis: implications from paleomagnetic investigations of Lower Cretaceous and Paleogene rocks of the Pamirs / Contemporary geoscientific researches in Himalaya. Vol. 1 // Ed. Sinha A.K. Dehra Dun (India): BSMPS. 1981. P. 71–82.
49. Bazhenov M.L., Perroud H., Chauvin A., Burtman V.S., Tomas J.-C. Paleomagnetism of Cretaceous red beds from Tadzikistan and Cenozoic deformations related to the India–Eurasia collision // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 124. P. 1–18.
50. Billington S., Isacks B.L., Barazangi M. Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu Kush – Pamir region: a contorted Benioff zone // Geology. 1977. Vol. 5. P. 699–704.
51. Brown E.T., Bendick R., Bourles D.L., Gaur V., Molnar P., Raisbeck G.M., Yiu F. Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. P. 2192–2205.
52. Burtman V.S. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir – Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Paleogene // Tectonophysics. 2000. Vol. 319. P. 69–92.
53. 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.
54. Cao K., Wang G., Beek P., Zhang K., Wang A. Extremely young uplift of the mountain chains in the Northwestern Tibetan Plateau: Chakragil, Kongur Shan and Muztag Ata // 5th Intern. Symposium of Tibetan Plateau Abs. Beijing, 2009. P. 243–244.
55. Chauvin A., Bazhenov M.L., Perroud H. Anomalous low paleomagnetic inclinations from Oligocene – Lower Miocene red beds of the South-West Tien Shan, Central Asia // Geophys. J. Intern. 1996. Vol. 126. P. 303–313.
56. Chen Q., Freymueller J.T., Wang Q., Yang Z., Xu C., Liu J. A deforming block model for the present-day tectonics of Tibet // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. № B01403. P. 1–16.
57. Chevalier M.L., Ryerson F.J., Tapponnier P., Finkel R.C., Woerd J., Li H.B., Liu Q. Sliprate measurements on the Karakorum fault may imply secular variations in fault motion // Science. 2005. Vol. 307. P. 411–414.

58. *Coutand I., Strecker M.R., Arrowsmith J.R., Hilley G., Thiede R.C., Korjenkov A., Omuraliev M.* Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley, (Pamir – Tien Shan region, Central Asia): an example of intra-continental deformation due to the Indo-Eurasia collision // *Tectonics*. 2002. Vol. 21. № 1053. P. 1–19.
59. *Coward M.P., Butler R.W.H., Asif K., Knipe R.J.* The tectonic history of Kohistan and its implications for Himalayan structure // *J. Roy. Geol. Soc. London*. 1987. Vol. 144. P. 377–391.
60. *Desio A.* Some geotectonic problems of the Kashmir–Karakorum–Hindukush and Pamir area // *Atti Convegno Lincei*. 1976. Vol. 21. P. 115–129.
61. *Hamburger M.W., Sarewitz D.R., Pavlis T.L., Popandopulo G.A.* Structural and seismic evidence for intrac-ontinental subduction in the Peter the First Range, Central Asia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1992. Vol. 104. P. 397–408.
62. *Hauden H.H.* Notes of the geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs // *Rec. Geol. Surv. India*. 1915. Vol. 45. № 4. P. 1–30.
63. *Hu Z., Li H., Yang J., Zhang Z., Ji S.* Asia/India collision, large strike-slip faults and dynamic mechanism of the material extrusion in the Tibet plateau // 5th Intern. Symposium of Tibetan Plateau Abs. Beijing, 2009. P. 4–6.
64. *Jade S., Bhatt B.C., Yang Z., Bendick R., Gaur V.K., Molnar P., Anand M.B., Kumar D.* GPS measurements from the Ladakh Himalaya: preliminary tests of plate-like or continuous deformation in Tibet // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2004. Vol. 116. P. 1385–1394.
65. *Kumar P., Yuan X., Kind R., Kozarev G.* The lithosphere–asthenosphere boundary in the Tien Shan – Karakoram region from S receiver functions: evidence for continental subduction // *Geophys. Res. Lett.* 2005. Vol. 32. № L07305. P. 1–4.
66. *Lacassin R., Valli F., Arnaud N., Leloup P.H., Paquette J.L., Haibing L., Tapponnier P., Chevalier M.L., Guillot S., Maheo G., Xu Z.Q.* Largescale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 219. P. 255–269.
67. *Liu J., Liu Q., Guo B., Yuen D.A., Song H.* Small-scale convection in the upper mantle beneath the Chinese Tian Shan Mountains // *Physics Earth Planetary Interiors*. 2007. Vol. 163. P. 179–190.
68. *Liu Q., Avouac J.P., Tapponnier P., Zhang Q.* Holocene movement along the southern part of the Karakorum fault // Intern. Symposium on Karakorum and Kunlun Mts. Abs. Kashi. China. 1992. P. 91.
69. *Liu Q., Tapponnier P., Bourjot L., Zhang Q.* Recent movement along the northern segment of the Karakorum fault system in the Muji-Tashgorgan graben // Intern. Symposium on Karakorum and Kunlun Mts. Abst. Kashi. China. 1992. P. 92.
70. *Matte P., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot L., Avouac J.P., Vidal P., Liu Q., Pan Y., Wang Y.* Tectonics of Western Tibet between the Tarim and the Indus // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 142. P. 311–330.
71. *Mohadjer S., Bendick R., Ischuk A., Kuzikov S., Kostuk A., Saydullaev U., Lodi S., Kakar D.M., Wasy A., Khan M.A., Molnar P., Bilham R., Zubovich A.V.* Partitioning of India–Eurasia convergence in the Pamir-Hindu Kush from GPS measurements // *Geophys. Res. Lett.* 2010. Vol. 37. № L04305. P. 1–6.
72. *Murphy M.A., Yin A., Kapp P., Harrison T.M., Manning C.E., Ryerson F.J., Ding L., Guo J.* Structural evolution of the Gurla Mandatha detachment system, south-west Tibet: implications for the eastward extent of the Karakoram fault system // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2002. Vol. 114. P. 428–447.
73. *Peive A.V., Burtman V.S., Ruzhentsev S.V., Suvorov A.I.* Tectonics of the Pamir-Himalayan sector of Asia // 22nd Intern. Geol. Congress Report. New Delhi. 1964. Part 11. P. 441–464.
74. *Peltzer G., Tapponnier P., Amijio R.* Magnitude of late Quaternary left-lateral displacement along the north edge of Tibet // *Science*. 1989. Vol. 246. P. 1285–1289.
75. *Phillips R.J., Parrish R.R., Searle M.P.* Age constraints on ductile deformation and long-term slip rates along the Karakoram fault zone, Ladakh // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 226. P. 305–319.
76. *Pozzi J.-P., Feinberg H.* Paleomagnetism in the Tajikistan: continental shortening of European margin in the Pamirs during Indian Eurasian collision // *Earth Planet Sci. Lett.* 1991. Vol. 103. P. 365–378.
77. *Ratschbacher L., Frisch W., Herrman U., Streeker M.* Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India–Asia collision // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 19917–19945.
78. Regional geology of Xinjiang Uygur autonomous region // Beijing: Geol. Publ. House, 1993, 841 p. (in Chinese. P. 783–841 – in English) and 3 maps.
79. Regional geology of Xizang (Tibet) autonomous region // Beijing: Geol. Publ. House, 1993, 707 p. (in Chinese. P. 638–707 – in English) and 3 maps.
80. *Replumaz A., Negrodo A.M., Guillot S., Villasenor A.* Multiple episodes of continental subduction during India/Asia convergence: insight from seismic tomography and tectonic reconstruction // *Tectonophysics*. 2010. Vol. 483. P. 125–134.
81. *Replumaz A., Negrodo A.M., Villasenor A., Guillot S.* Indian continental subduction and slab break-off during Tertiary collision // *Terra Nova*. 2010. Vol. 22. P. 239–314.
82. *Ritsema R.A.* The fault-plane solutions of earthquakes of the Hindu Kush centre // *Tectonophysics*. 1966. Vol. 3. P. 147–163.
83. *Robinson A.C.* Geologic offsets across the northern Karakorum fault: implications to its role and terrane correlations in the western Himalayan-Tibetan orogen // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 279. P. 123–130.
84. *Robinson A.C., Yin A., Manning C.E., Harrison T.M., Zhang S., Wang X.* Cenozoic evolution of the eastern Pamir: implication for strain-accommodation mechanisms at the western end of the Himalayan-Tibetan orogen // *Bull. Geol. Soc. Am.* 2007. Vol. 119. P. 882–896.
85. *Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W., McWilliams M., Minaev V., Lutkov V., Chen F., Stanek K., Nelson B., Frisch W., Wooden J.L.* Assembly of the Pamirs: age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet // *Tectonics*. 2004. Vol. 23. № TS4002. P. 1–31.

86. *Searle M.P.* Geology and tectonics of the Karakoram Mountains. Chichester: J. Wiley and Sons, 1991. 358 c.
87. *Searle M.P.* Geological evidence against large-scale pre-Holocene offsets along the Karakoram fault: implications for the limited extrusion of the Tibetan plateau // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. P. 171–186.
88. *Searle M.P., Phillips R.J.* Relationships between right-lateral shear along the Karakoram fault and metamorphism, magmatism, exhumation and uplift: evidence from the K2–Gasherbrum–Pangong ranges, north Pakistan and Ladakh // *J. Geol. Soc. London*. 2007. Vol. 164. P. 439–450.
89. *Searle M.P., Weinberg R.F., Dunlap W.J.* Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: Constraints on Tibetan extrusion / Holdsworth R.E. et al. (eds.) Continental transpressional and transtensional tectonics // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1998. Vol. 135. P. 307–326.
90. *Stiron R., Taylor V., Murphy M.* Himalayan orogen-parallel extension from GPS geodesy and structural geology // 5th Intern. Symposium of Tibetan Plateau Abs. Beijing, 2009. P. 52–53.
91. *Strecker V.R., Frisch W., Hamburger M.W., Ratschbacher L., Semiletkin S.* Quaternary deformation in the Eastern Pamirs, Tadjikistan and Kyrgyzstan // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. P. 1061–1079.
92. *Streule M.J., Phillips R.J., Searle M.P., Waters D.J., Horstwood V.S.A.* Evolution and chronology of the Pangong Metamorphic Complex adjacent to the Karakoram Fault, Ladakh: constraints from thermobarometry, metamorphic modeling and U-Pb geochronology // *J. Geol. Soc. London*. 2009. Vol. 166. P. 919–932.
93. *Tomas J.-C., Chauvin A., Gapias D., Bazhenov M.L., Perroud H., Cobbold P., Burtman V.S.* Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotations in the Tadjik depression, Central Asia // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 15141–15160.
94. *Valli F., Leloup P.H., Paquette J.L., Arnaud N., Li H., Tapponnier P., Lacassin R., Guillot S., Liu D., Deloule E., Xu Z., Mahéo G.* New U-Th/Pb constraints on timing of shearing and long-term slip-rate on the Karakoram fault // *Tectonics*. 2008. Vol. 27. № TC5007. P. 1–33.
95. *Voo V.R., Spakman W., Bijwaard H.* Tethyan subducted slabs under India // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. Vol. 171. P. 7–20.
96. *Yang S., Li J., Wang Q.* The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations // *Science in China. Ser. D. Earth Sci.* 2008. Vol. 51. P. 1064–1080.

Рецензенты: В.Г. Трифионов, Н.В. Короновский

The Geodynamics of the Pamir–Punjab Syntaxis

V. S. Burtman

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

e-mail: vburtman@gmail.com

Received December 19, 2011

Abstract—The collision of Hindustan with Eurasia in the Oligocene–early Miocene resulted in the rearrangement of the convective system in the upper mantle of the Pamir–Karakoram margin of the Eurasian Plate with subduction of the Hindustan continental lithosphere beneath this margin. The Pamir–Punjab syntaxis was formed in the Miocene as a giant horizontal extrusion (protrusion). Extensive nappes developed in the southern and central Pamirs along with deformation of its outer zone. The Pamir–Punjab syntaxis continued to form in the Pliocene–Quaternary when the deformed Pamirs, which propagated northward, were being transformed into a giant allochthon. A fold–nappe system was formed in the outer zone of the Pamirs at the front of this allochthon. A geodynamic model of syntaxis formation is proposed here.