

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИКА ТИБЕТА, ТАРИМА И ТЯНЬ-ШАНЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

© 2012 г. В. С. Буртман

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

Поступила в редакцию 29.08.2011 г.

В статье рассмотрены тектонические и геодинамические последствия коллизии Индостана с Евразией. Описана тектоническая эволюция и деформация Тибета и Тянь-Шаня в позднем кайнозое на основании данных геологии, геофизики и геодезии. Рассмотрены фактические данные и их интерпретации, проливающие свет на кинематику тектонических процессов в литосфере и геодинамику взаимодействия между Тянь-Шанем, Таримом и Тибетом. Предложена геодинамическая модель этого взаимодействия.

ВВЕДЕНИЕ

Территории Высокой Азии, Тарима и Тянь-Шаня (рис. 1) — ключевые районы для решения проблем коллизионной и внутриплитной геодинамики. Коллизионные процессы были обусловлены столкновением континентов при закрытии океанических бассейнов. В Тянь-Шане последний океанический бассейн был закрыт в карбоне, в Высокой Азии эти события происходили в карбоне, триасе, мелу и кайнозое [6]. В кайнозое при закрытии океана Неотетис произошла коллизия Индостанского континента с Евразией.

В статье рассмотрены фактические данные и их интерпретации, проливающие свет на кинематику тектонических процессов в литосфере и геодинамику взаимодействия между Тянь-Шанем, Таримом и Тибетом.

Методы. Земная поверхность, кора и мантия рассматриваемого региона изучена методами геологии, геофизики, космической и наземной геодезии. Данные о литологии, стратиграфии и магнито-стратиграфии позволили определить этапы тектонического процесса и оценить его активность на разных этапах. Изучение геохимии магматических пород осветили процессы в коре и верхней мантии. Результаты геотермических исследований использованы при верификации геодинамических построений.

Анализ соотношений геологических тел и морфоструктур с разломами методами структурной геологии, определение возраста смещенных структурных форм с помощью радиоуглеродного и космогенно-изотопного методов позволили установить время и магнитуды перемещений по разломам. С помощью палеомагнитного метода выявлены участки, испытавшие вращение. Применение трекового анализа апатита из пород палеозойского фундамента позволило установить скорость эксгумации фундамента в кайнозое и

помогло рассчитать скорость роста гор и их денудации. Палинологические исследования позволили определить время создания горного рельефа. Повторные измерения методом космической геодезии показали распределение и скорость современной деформации территории региона.

Применение взрывных сейсмических методов и использование данных о гравитации позволило определить положение границы Мохо и разделов в земной коре. Анализ распределения эпицентров и решения фокальных механизмов землетрясений показали активность тектонических швов и распределение напряжений в земной коре. Результаты исследований с применением сейсмографического метода показали положение и размер субдуцируемых слэбов, кинематику и размер конвективных ячеек в верхней мантии.

Тектоническое течение. В геодинамических процессах, рассматриваемых в статье, велико участие тектонического течения. Изменения формы тела (деформация) в земной коре происходит путем разрушения структуры тела — это дизъюнктивная (хрупкая, разломная) деформация, или без разрушения структуры — реологическая деформация (реодеформация, реидная деформация). Главные типы реологической деформации — пластическая деформация, интенсивность и скорость которой зависит от бингамовской пластической вязкости породы, и деформация ползучести (криповая деформация, криповое течение), которая зависит от вязкости ползучести породы.

Деформации ползучести подвержены все твердые тела, она не имеет предела ползучести. Вязкость ползучести горных пород очень велика. Для разных горных пород она оценивается в интервале 10^{12} – 10^{22} пуаз, для земной коры в целом — 10^{22} – 10^{23} пуаз, для литосферы — в интервале 10^{19} – 10^{26} пуаз [10 и др.]. Деформации ползучести — результат течения горной породы, которое обусловлено дли-

тельно действующими напряжениями. Такие напряжения возникают под воздействием гравитации, мантийных плюмов, конвективных течений, инденторов, уплотнения или разуплотнения в земной коре и под корой. Деформация путем крипового течения происходит очень медленно, она становится заметной, если процесс продолжался длительное время.

Тектоническое течение представляет собой комбинацию реологической и дизъюнктивной деформаций при преобладании первой. Дизъюнктивная деформация участвует в тектоническом течении путем смещений по разломам и зонам катаклаза. Тектоническое течение с участием дизъюнктивной деформации происходит в верхней коре. Этот термин можно применять и к течению всей коры, имея в виду, что в ее нижней части возможность дизъюнктивной деформации очень ограничена или невозможна. Следствием тектонических течений являются многие структуры коллизионной тектоники, в том числе синтаксисы и экструсии (протрузии).

Представление о течении земной коры (под названиями “течение сиала”, “течение масс”) содействовало рождению коллизионной геодинамики в работе Э. Аргана [32]. Тектоническое течение земной коры присутствует (под разными названиями) в геодинамических построениях, предложенных для многих районов [5, 14, 16, 27, 65 и др.].

КОЛЛИЗИЯ ИНДОСТАНА С ЕВРАЗИЕЙ

Время начала коллизии Индостана с Евразией широко обсуждается в литературе. Его определяют по данным о движении тектонических плит, формировании Гималаев, поднятии Тибета, изменениях в режиме седиментации и др. Начало коллизии предполагают в позднем мелу – 65–70 млн. лет [50, 94 и др.], в раннем эоцене – 45–55 млн. лет [52, 72, и др.], в позднем эоцене – 34–35 млн. лет [30 и др.]. Результаты недавних исследований свидетельствуют в пользу относительно молодого возраста коллизии.

Наиболее молодые морские отложения в Гималаях Тетиса имеют позднеприабонский возраст (34–35 млн. лет), определенный палеонтологическим методом [30, 88]. Наиболее древние отложения, которые содержат обломки пород Индостана и Южного Тибета, – конгломераты гангринбоче (Gangrinboche, свиты Kailas, Qiuwu, Dazhuqu, Lubusa). Они распространены по обе стороны океанической сутуры Инд-Цангпо и имеют позднеолигоценый–раннемиоценовый возраст. Ar-Ar возрасты туфов, залегающих в виде прослоев среди этих конгломератов, соответствует раннему миоцену – 16.9 ± 0.2 и 20.1 ± 0.5 млн. лет [30]. Около 20 млн. лет назад скорость конвергенции

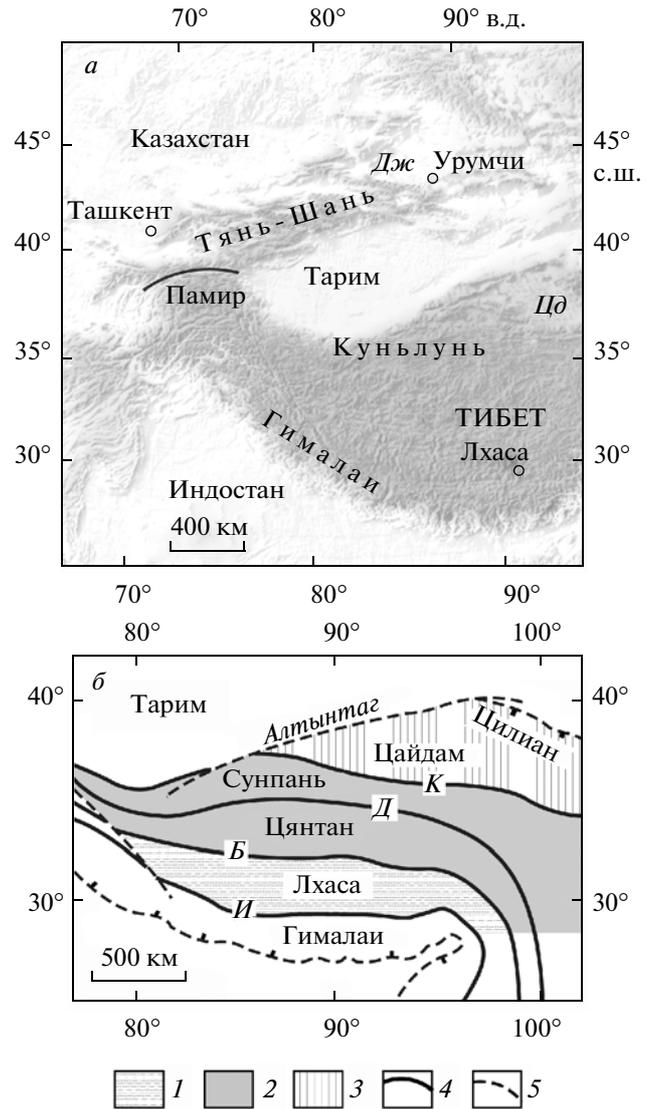


Рис. 1. Высокая Азия и Тянь-Шань (а) и схема геолого-географического районирования Тибета (б)
 1–3 – геолого-географические провинции Тибета: 1 – Южный Тибет, 2 – Центральный Тибет, 3 – Северный Тибет; 4 – океанические сутуры: Б – Бангун, Д – Дзинша, И – Инд-Цангпо, К – Куньлунская; 5 – разломы. Дж – Джунгарская впадина, Цд – Цайдам

Индостана с Евразией уменьшилась почти в полтора раза [71], в это же время произошел подъем Центрального–Южного Тибета.

В результате коллизии была сформирована складчато-надвиговая система Гималаев. Детрит метаморфических пород Гималаев появился в верхней части разреза предгималайского прогиба в осадках позднего олигоцена (свита Dagshai) и широкое распространение получил в породах свиты сивалик (Siwalik) миоценового возраста. Результаты палеоальтиметрических исследований в Гималаях с применением изотопного метода [78] свиде-

тельствуют о том, что интенсивное поднятие Гималаев началось около 20 млн. лет назад.

Перечисленные данные свидетельствуют о том, что коллизия Индийского континента с Евразией началась в интервале олигоцен – ранний миоцен, вероятно – в позднем олигоцене. Этот вывод находится в согласии с возрастом постколлизиионного магматизма в Южном Тибете, который начался 26 млн. лет назад [90, 100].

Если коллизия Индостана с Евразией началась в олигоцене, то необходимо понять причины событий, которые происходили в более раннее время и служили основанием для предположений о более ранней коллизии Индостана с Евразией. Среди них – замедление скорости сближения Индийской и Евразийской плит 40–45 млн. лет тому назад [71], эксгумация эклогитов и метаморфизм гималайских пород в интервале 40–50 млн. лет [93 и др.]. Для объяснения этих и других подобных событий были предложены схемы “попутной” коллизии Индостана с внутриокеанической островной дугой (или дугами), которая произошла до коллизии Индостана с Евразией [30, 50 и др.].

Одним из последствий коллизии Индостана с Евразией было формирование Гималайского складчато-надвигового пояса. Во время орогенеза произошло значительное сокращение территории Индостанского континента, происходившее при деформации индостанской земной коры в Гималаях и субдукции индостанской литосферы под Тибет. Сокращение Гималайского складчатого пояса в процессе орогенеза определено методом сбалансированных разрезов в Пакистане от 200 до 470 км, в Западном Непале – 600–750 км, в восточной части Гималаев – 535–570 км [46, 48, 76, 93]. Доколлизиионный Индостанский континент называют “Большей Индией” (Greater India). Предложены десятки реконструкций Большой Индии, основанных на палеомагнитных исследованиях, реконструкциях Восточной Гондваны, расчетов величины подвига Индостана под Тибет и на других данных и соображениях. На разных реконструкциях ширина той части Большой Индии, которая была деформирована и субдуцирована после коллизии, составляет от нескольких сотен до 2000 км. На моделях, основанных на сейсмо-томографических исследованиях [60, 99 и др.] ширина этой части Большой Индии около 800 км, что соизмеримо с указанными выше величинами поперечного сокращения Гималаев при их деформации.

ТИБЕТ

Современный Тибет состоит из нескольких силических блоков, которые в прошлом были разделены океаническими бассейнами. Блок Цайдам вместе со складчатыми системами Куньлуня и Циляншаня составляет Северо-Тибетскую

геолого-географическую провинцию (рис. 1). Южнее находятся блоки Сунпань (Songpan) и Цянган (Qiangtang), которые образуют Центрально-Тибетскую провинцию. Блок Ласа (или Лхаса: Lhasa) составляет Южно-Тибетскую провинцию. Тибетское высокогорное плато находится на территории Центральной и Южной провинций (Центральный–Южный Тибет).

Деформация Тибета

Современная деформация. Современная деформация Тибета изучена методами сейсмологии и космической геодезии (GPS). Эпицентры землетрясений распространены на всей территории Тибета. Преобладают землетрясения на глубине до 15 км, имеющие сдвиговый тип фокальных механизмов. В Южном Тибете и Гималаях произошли средней силы землетрясения с гипоцентрами в литосферной мантии на глубине 70–113 км. Решения механизмов этих землетрясений указывают на растяжение в широтном направлении [44, 70]. Плотность очагов землетрясений (количество на единицу площади) на Тибете и в Гималаях много ниже, чем в Северо-Западном Куньлуне, Памире и Тянь-Шане (рис. 2). Исключением является Циляншань с высокой плотностью эпицентров землетрясений.

По данным GPS рассчитана скорость современного сокращения территории между Индостанской и Тарим-Алашаньской платформами по профилям, которые пересекают Гималаи, Тибет, Куньлунь, Цайдам, Циляншань и Алтынтаг в направлении СВ–20° (рис. 3). На профиле *a* происходит сокращение территории со скоростью 34.6 ± 4.0 мм/год, на профиле *b* – 34.6 ± 3.0 мм/год, на профиле *c* – 33.6 ± 2.0 мм/год, и на профиле *d* – 28.0 ± 2.5 мм/год [85, 99].

Данные GPS иллюстрируют и внутреннюю деформацию Тибета. Сокращение площади Центрального–Южного Тибета в меридиональном направлении происходит со скоростью около 10 мм/год [98]. В современную эпоху поперечное сокращение Тибета компенсируется его продольным удлинением. При этом, удлинение Тибета в западном направлении незначительно (2–3 мм/год), а в направлении на восток скорость удлинения достигает 20 мм/год (рис. 4). Скорость удлинения Тибета плавно возрастает от северного и южного края к его осевой зоне, которая находится на широте 32° у границы Южного и Центрального Тибета. Такое распределение скоростей свидетельствует о деформации Тибета путем тектонического течения. В Южном Тибете внутреннее строение направленного на восток потока правосдвиговое, севернее – левосдвиговое. Это тектоническое течение включает смещения по сдвигам. Скорость сдвигового смещения по Восточно-Куньлуньскому разлому определена в 4–10 мм/год [44] и 8–

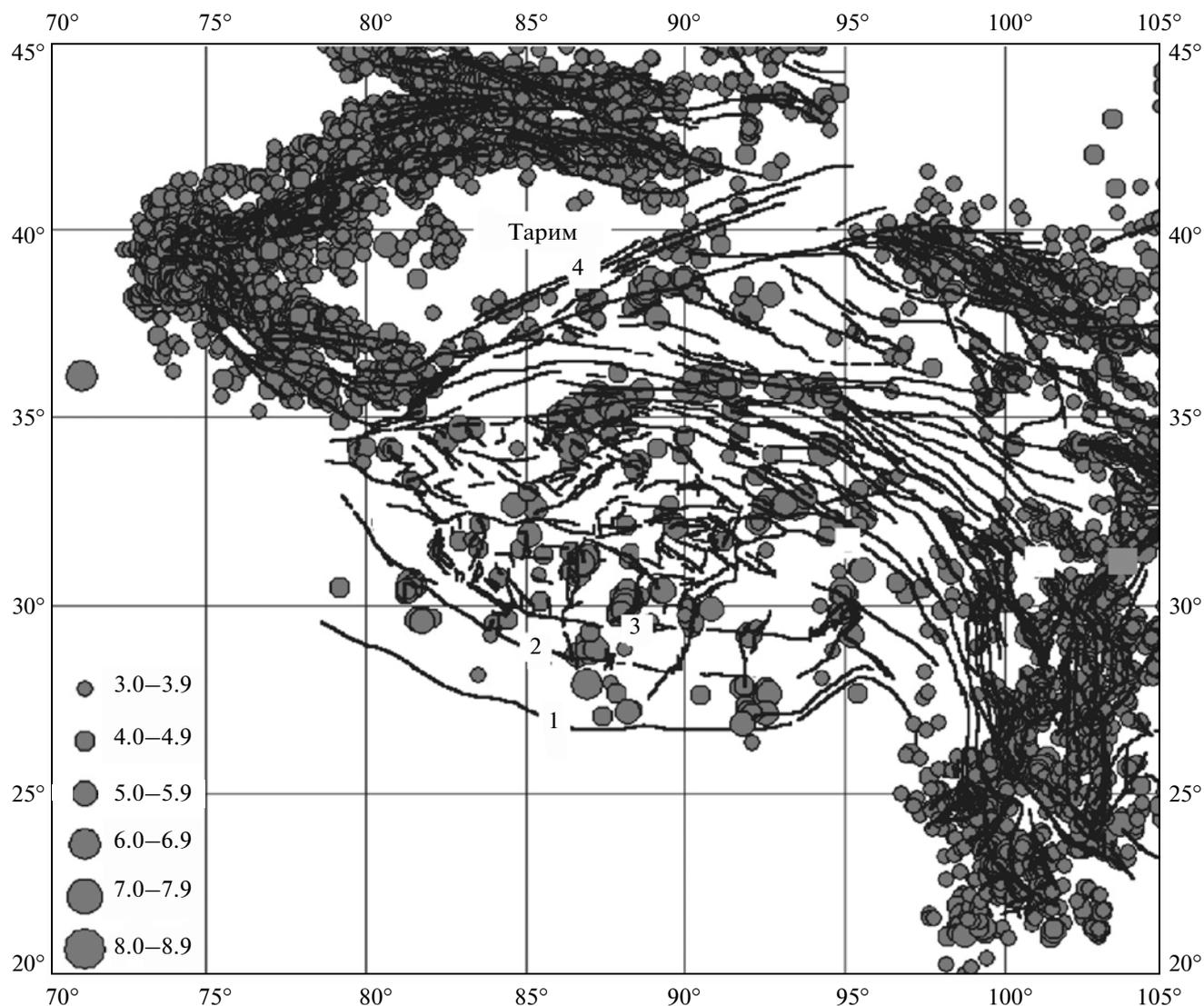


Рис. 2. Эпицентры землетрясений, произошедших в Тибете и на окружающих его территориях с 1985 года [99]

1 – Главный пограничный надвиг Гималаев, 2 – Главный центральный разлом Гималаев, 3 – сutura Инд-Цангпо, 4 – Алтынтагский разлом

11 мм/год [98]. Она соответствует скорости восточной компоненты тектонического течения в этой части потока.

Деформация в позднем кайнозое. По геологическим данным, в позднем кайнозое происходило поперечное сокращение и продольное удлинение Тибета. Широтные надвиги и складки в кайнозойских породах служат структурным выражением меридионального сжатия региона. Величина поперечного сокращения Южного Тибета около 50 км [40], меридиональное сокращение Центрального Тибета оценено в 260–280 км [48], поперечное сокращение Северного Тибета (Цайдама и Цилианшаня) оценено в 200 км [84]. Эти оценки величины сокращения территории не являются результатом прямых измерений деформа-

ции по сбалансированным геологическим разрезам или магнитуд надвигов. Они основаны на магнитудах фланговых сдвигов, на экстраполяции в прошлое современных величин сокращения и на палеомагнитных данных, которые имеют большие интервалы возможной ошибки.

Продольное удлинение Тибета оценивают в 40 км [48] и в 100–150 км [92]. Оно компенсирует значительную часть поперечного сокращения Тибета в позднем кайнозое. Интенсивное продольное удлинение Тибета началось в миоцене около 18 млн. лет назад и усилилось в плиоцене [94]. Оно сопровождалось формированием структур широтного растяжения – меридиональных грабенов, сбросов, сопряженных диагональных сдвигов [92 и др.].

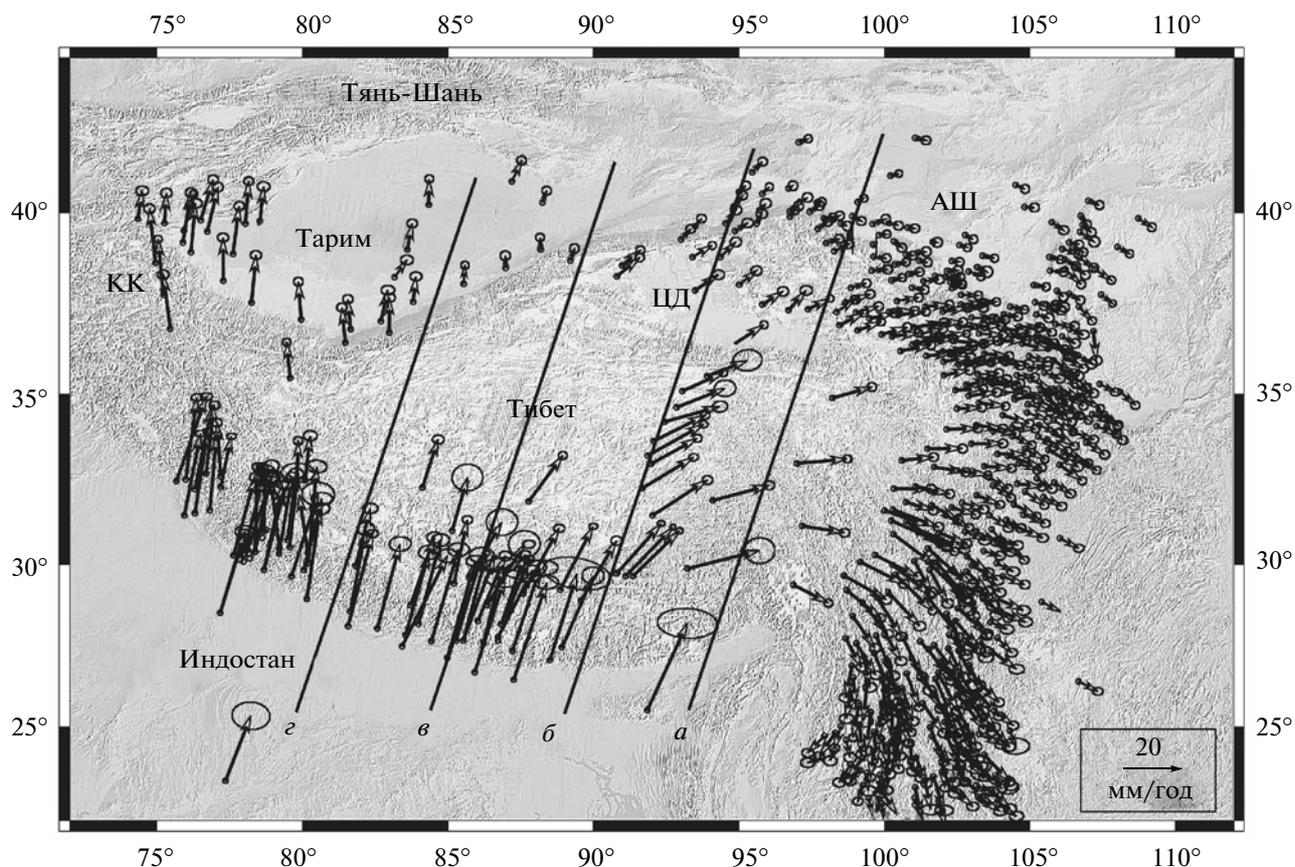


Рис. 3. Векторы скоростей перемещения пунктов GPS относительно стабильной Северной Азии [85, 99]. Эллипсы показывают интервал доверия измерений. АШ – пустыня Алашаньская Гоби, КК – хр. Каракорум, ЦД – Цайдам

Как и в современную эпоху, продольное удлинение Тибета в позднем кайнозое происходило путем тектонического течения земной коры. Изучение палеомагнетизма пород Северного Тибета показало, что после олигоцена не было заметного латерального вращения палеомагнитных склонений относительно направлений на референтные палеомагнитные полюсы [51]. Это позволяет сделать вывод о том, что тектоническое течение земной коры Тибета имело преимущественно ламинарный характер. Лишь в складчатой системе Циляншаня–Наньшаня, насыщенной надвигами и сдвигами, обнаружены следы горизонтального вращения нескольких участков в миоценовое время.

Тектонические границы Тибета

Границей Индостана и Гималаев с Тибетом служит океаническая сутура Инд-Цангпо – след океана Неотетис. Ее сопровождает полоса надвигов. Северная граница Тибета двухступенчатая. Горные хребты Восточного Куньлуня отделяют высокогорное плато Центрального–Южного Ти-

бета (высота около 5 км) от плоскогорья Цайдам, которое находится на высоте около 3 км. Горные системы Алтынтага, Наньшаня и Циляншаня отделяет Цайдам от пустынь Тарима и Алашаньской Гоби, которые находятся на высоте 1–2 км. Горные хребты на границах Тибета высоко сейсмичны, их сопровождают разломы, по которым происходят сдвиговые и надвиговые перемещения.

Разломы Алтынтага. Систему субпараллельных разломов хребта Алтынтаг в обобщенном виде называют Алтынтагским разломом. Разлом имеет северо-восточное направление и протяженность более 1200 км. Он отделяет жесткий Таримский блок от деформированного Северного Тибета. Последний содержит относительно жесткий Цайдамский блок. По данным GPS, современные левосдвиговые смещения в средней части Алтынтагского разлома составляют 11.4 ± 2.6 мм/год и уменьшаются до 1 ± 2 мм/год на северо-востоке разлома [97]. Величина левого сдвига по Алтынтагскому разлому после среднего олигоцена определена в 375 ± 25 км [96]. Надвиги и складки Наньшаня и Циляншаня с одной стороны и Западного Куньлуня и Северо-Западного Тибета, с

другой стороны, компенсируют смещения по Алтынтагскому сдвигу в кайнозое.

В центральной части Алтынтагского разлома по смещениям морфоструктур, датированных радиоуглеродным методом, были определены средние скорости сдвигового смещения в голоцене 9.4 ± 0.9 и 13.7 ± 1.3 мм/год и разными методами получена средняя скорость смещения около 10 мм/год для интервала средний миоцен – голоцен [47, 97]. Вдвое и втрое большие скорости сдвига в голоцене были получены по смещению речных террас и морен, датированных изотопными методами на трех участках в центральной и северной части разлома [84].

Разломы Куньлуня. Разломы Восточного Куньлуня (их объединяют под названием Восточно-Куньлунский или Куньлунский разлом) прослежены вдоль одноименного хребта на протяжении 1600 км. За 100 лет в этой зоне произошло пять землетрясений с магнитудой более 7. Землетрясения сопровождались левосдвиговыми смещениями форм рельефа на 6–10 м [53]. Скорость современного сдвигового смещения по Восточно-Куньлунскому разлому рассчитана по данным GPS в 4–10 мм/год [44] и 8–11 мм/год [98].

На 600-километровом отрезке Восточно-Куньлунского разлома на нескольких участках изотопными методами определен возраст аллювиальных террас, смещенных по сдвигу в позднем плейстоцене и голоцене, и вычислена средняя скорость сдвигового смещения 11.5 ± 2 мм/год [84]. Вдоль зоны Восточно-Куньлунских разломов расположена серия пулл-апарт впадин. Наиболее древние осадки в этих впадинах имеют плиоценовый возраст [53]. Это позволяет отнести начало сдвиговых смещений по Восточно-Куньлунскому разлому к плиоцену или позднему миоцену.

Сдвиговые смещения на северной границе Центрального Тибета происходили одновременно или чередовались с надвиганием Центрального Тибета на Цайдам и Тарим. Вдоль северного склона Восточного Куньлуня расположена система надвигов (Qimen Tagh и др.), по которым древние породы Куньлуня надвинуты на третичные породы Цайдамского бассейна. На западе, надвиги сопряжены с Алтынтагским сдвигом или сдвинуты по нему. Оценка величины надвигания по этим разломам в 270 км опирается на вариации магнитуды Алтынтагского сдвига [94]. С этой зоной надвигов связывают пододвигание евразийской литосферы под Тибет в позднем миоцене и позднее [84].

В Западном Куньлуне высокогорный Центральный Тибет граничит непосредственно с Таримской впадиной. На этой границе древние породы Куньлуня–Тибета надвинуты в северном направлении на кайнозойские породы, наиболее

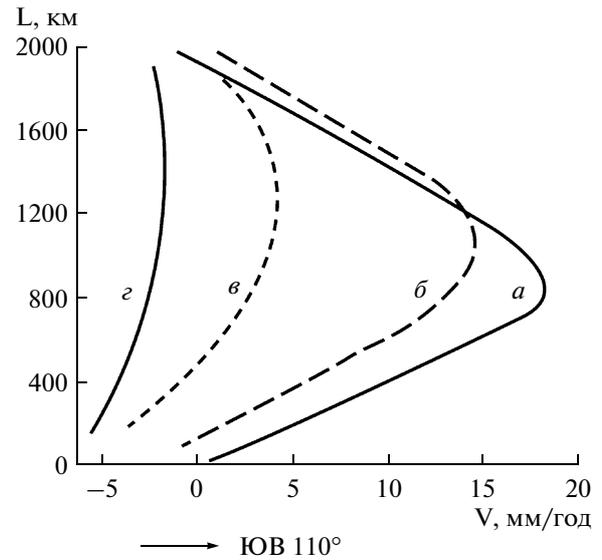


Рис. 4. Скорости перемещения пунктов GPS в направлении ЮВ 110° на профилях *a*, *б*, *в* и *г* через Гималаи и Тибет, которые показаны на рис. 3 [99]. *V* – скорость перемещения, мм/год, *L* – расстояние от южного конца профиля, км

молодые из которых имеют плиоценовый возраст. Магнитуду кайнозойского надвига оценивают в 50–100 км [94 и др.]. Телесейсмические данные свидетельствуют о погружении таримской литосферы под Тибет под углом около 45° [89]. По данным GPS, подвиг Тарима под Тибет в Западном Куньлуне происходит со скоростью 5–10 мм/год [77].

Крупная сдвиговая зона Каракорум–Джали проходит вблизи границы между Центральным и Южным Тибетом. Правый сдвиг вдоль этой зоны в голоцене происходил со скоростью 10 ± 6 мм/год [33].

Приведенные данные показывают, что в голоцене происходило смещение по пограничным сдвигам. Северный Тибет смещался в северо-восточном направлении относительно Таримского блока, Центральный Тибет – в восточном направлении относительно Северного и Южного Тибета. Кинематика позднечетвертичных смещений находится в согласии с современной кинематикой региона, определенной по данным GPS.

Послеколлизийный магматизм в Центральном–Южном Тибете

После коллизии Индостана с Евразией магматические процессы происходили в Южном Тибете в позднем олигоцене и миоцене и в Центральном Тибете – в миоцене и квартере. В Южном Тибете распространены дайки трахитов, трахиандезитов, трахибазальтов и других пород, которые имеют щелочной ультра-калиевый состав и высоко-калиевый адакитовый состав, характерный для адакитов

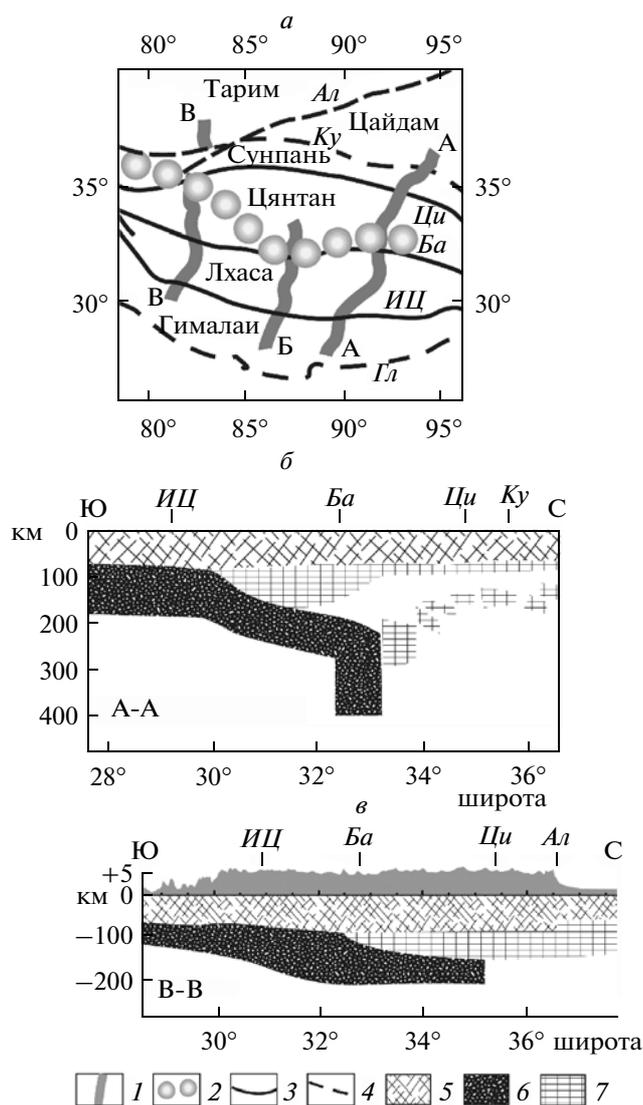


Рис. 5. Сейсмические профили через Тибет. *а* – Положение профилей [100]; *б, в* – интерпретации результатов телесеизмических исследований Тибета вдоль профилей АА [60] и ВВ [100]. На профиле ВВ показан рельеф Тибета в увеличенном масштабе

1–4 – на карте: 1 – полосы приемных станций, 2 – проекция на земную поверхность северной границы, до которой прослежена индостанская литосфера под Тибетом, 3 – сутуры океанических бассейнов, 4 – разломы; 5–7 – на модельных профилях: 5 – земная кора, 6, 7 – литосферная мантия: 6 – индостанская, 7 – евроазиатская. ИЦ – сутура Инд-Цангпо, Ба – сутура Бангун, Ци – сутура Циньша, Гл – Главный пограничный надвиг Гималаев, Ал – Алтынтагский разлом, Ку – Восточно-Куньлуньский и Западно-Куньлуньский разломы

коллизийного типа [90]. Многие дайки имеют меридиональное простирание и ассоциированы с меридиональными сбросами и грабенами, что позволяет связывать их внедрение с продольным расширением Тибета. В Южном Тибете адakitы

имеют возраст от 26 до 10 млн. лет, ультра-калиевые породы – от 25 до 8 млн. лет. Геохимия пород свидетельствуют о том, что магмы, имеющие мантийный источник, были подвергнуты процессу контаминации: адakitовая магма – в нижней коре, ультра-калиевая магма – в верхней коре [90 и др.]. Этот вулканизм, вероятно, обусловлен континентальной субдукцией индостанской литосферы под кору Тибета.

В Центральном Тибете в блоке Сунпань и на севере блока Цянтан находится обширная область распространения вулканических пород, которые принадлежат к щелочной высоко-калиевой и, отчасти, к адakitовой группе. Этот вулканизм начался 20 или 15 млн. лет назад, получил широкое распространение после 13 млн. лет и продолжается в кватерне. Геохимические характеристики пород свидетельствуют о контаминации мантийных магм в нижней коре [90]. Вулканическая активность в Центральном Тибете служит доводом в пользу континентальной субдукции литосферы Северного Тибета и Тарима под Центральный Тибет [74, 54 и др.].

Земная кора и верхняя мантия Тибета

Мощность земной коры в юго-восточной части блока Лхаса достигает 80 км. В блоках Цянтан и Сунпань она уменьшается в северном направлении до 65–60 км [60 и др.]. В Западном Тибете мощность земной коры 75–80 км [99], в западной части блока Цянтан она может достигать 90 км [89]. В Северном Тибете граница Мохо находится на глубине около 50 км [55].

Нижняя кора блока Лхаса, мощностью 15 км, имеет высокую скорость сейсмических волн, которая достигает 7.2 км/с и более [48]. Скорость сейсмических волн в верхней части верхней мантии является высокой под южной половиной Тибета и низкой под северной половиной Тибета [84 и др.]. Высокоскоростная нижняя кора Южного Тибета и подстилающая ее высокоскоростная мантия интерпретируются как индостанская литосфера.

Телесеизмологические исследования вдоль профиля через Тибетское плато (АА, рис. 5) свидетельствуют о двусторонней встречной пологой субдукции индостанской и евразийской литосферы под Центральный–Южный Тибет [60, 62]. Полого погружающийся слэб индостанской литосферы подстилает Южный Тибет, у сутуры Бангун слэб испытывает резкий изгиб и погружается вертикально вниз. На профиле, проложенном западнее (ББ, рис. 5), слэб индостанской литосферы также прослежен до сутуры Бангун. В Западном Тибете на профиле ВВ (рис. 5) индостанская литосфера прослежена до сутуры Циньша. Подошва слэба полого погружается от глубины 150 км око-

ло сутуры Инд-Цангпо до более 200 км около сутур Бангун и Циньша. Индостанская литосфера продвинулась под Тибет на расстояние от 300 до 500 км от сутуры Инд-Цангпо. Подошва евразийской литосферы на этом профиле полого погружается в южном направлении от уровня 120 до 140 км. В мантии Южного и Центрального Тибета на разных уровнях содержатся высокоскоростные блоки. Их интерпретируют как блоки относительно холодной литосферы Индийской плиты, попавшие туда при отрыве и обрушениях слэба во время субдукции океанической литосферы Неотетиса и в процессе поддвига индостанской литосферы под Тибет [48 и др.].

В Тибете находится наиболее крупная на Земле отрицательная гравитационная аномалия. Причиной аномалии может быть разогретое и разуплотненное вещество мантии под Тибетом. По расчетам [35], высокогорный Тибет изостатически компенсирован и его подъем, регистрируемый в настоящее время, имеет не изостатическую, а тектоническую (геодинамическую) причину. Изостатическая компенсация Цайдама и Тарима по этим расчетам избыточна.

Геодинамические модели

В 1922 году Эмиль Арган предложил коллизионную геодинамическую модель тектонического развития Азии в кайнозое [32]. Эта модель выдержала смену геосинклинальной гипотезы на парадигму тектоники плит, была модернизирована, обросла вариантами и дополнениями. Она лежит в основе большинства современных представлений о кайнозойской геодинамике Азии. В современных геодинамических моделях рассматривается участие следующих процессов в формировании феномена Тибета.

Увеличение мощности земной коры Тибета происходит за счет ее деформации (“скупивания”) и поперечного сокращения в результате воздействия на Тибет индостанского индентора [68 и др.].

Результаты подобного процесса ярко выражены в складчато-надвиговой структуре Гималаев. В Центральном–Южном Тибете этот процесс не играл заметной роли. Об этом свидетельствует относительно слабая деформация кайнозойских отложений и денудационных поверхностей в большей части Тибета.

Истечение (экструзия) масс земной коры из Гималайско-Тибетского пространства происходит в восточном и, в меньшей мере, в западном направлении в результате воздействия на Тибет индостанского индентора [48 и др.].

О реальности процесса истечения масс свидетельствуют данные GPS (см. рис. 3). В согласии с такой моделью находятся данные о расширении Гималайско-Тибетского пространства в широт-

ном направлении в послеолигоценное время. В результате рассматриваемого процесса происходила частичная компенсация, а в настоящее время может происходить полная компенсация поперечного сокращения Тибета.

Субдукция континентальной литосферы происходит на границе Тарима и Тибета и на границах между некоторыми сиалическими блоками Тибета [67, 89 и др.].

Поддвиг Тарима под край Тибета изучен в Западном Куньлуне и Циляншане. Процесс субдукции коры Северного Тибета под Центральный Тибет в позднекайнозойское время находит подтверждение в виде проявлений плиоцен-четвертичного магматизма в Центральном Тибете. Движения по надвигам Восточного Куньлуна соответствуют картине этой континентальной субдукции. Результаты телесеизмических исследований находятся в согласии с выводом о субдукции литосферы Цайдама под Центральный Тибет. Субдукция континентальной литосферы на границе между Центральным и Южным Тибетом не имеет надежного обоснования.

Пододвигание земной коры Индостана под тибетскую кору. Согласно этим моделям, после коллизии континентов слэб океанической литосферы океана Неотетис был оборван и обрушен в мантию, а северная часть индостанской континентальной литосферы пододвинута под Тибет. Предложено значительное число вариантов этого процесса. Некоторые модели предусматривают подвиг индостанской литосферы на всю ширину Южного–Центрального Тибета [75 и др.] или только под Южный Тибет [45, 60 и др.]. Избыточная мощность коры Центрального Тибета во втором случае, возникает вследствие субдукции литосферы Северного Тибета и Тарима под Центральный Тибет. В моделях другой группы нижняя кора Индостана отслоилась от мантии и верхней коры, индостанская верхняя кора была смята в Гималаях, нижняя кора внедрилась под кору Южного–Центрального Тибета, а индостанская литосферная мантия наклонно или вертикально погружается в астеносферу [48 и др.].

Выводы. Отмеченные выше особенности строения региона, проявления позднекайнозойского магматизма, высокоскоростные мантийные аномалии, результаты зондирования методом отраженных сейсмических волн, сейсмического профилирования и сейсмической томографии находятся в согласии с выводом о том, что после коллизии Индостана с Евразией происходила континентальная субдукция индостанской литосферы под Тибет. Она началась в олигоцене и сопровождалась изменениями конвективных потоков в мантии, которые были вызваны коллизией.

В миоцене началось поперечное сокращение Центрального–Южного Тибета и истечение ти-

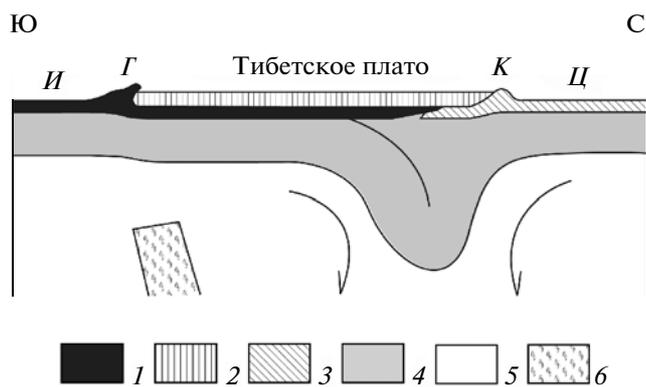


Рис. 6. Концептуальная модель геодинамики Тибета 1–3 – земная кора: 1 – “Большой Индии”, 2 – Центрального–Южного Тибета, 3 – Северного Тибета и Тарима; 4 – литосферная мантия континентов; 5 – астеносфера (стрелки показывают направление конвекции); 6 – литосфера океана Тетис. Г – Гималаи, И – Индостан, К – Куньлунь, Ц – Цайдам

бетской земной коры в восточном и, частично, в западном направлении. Кроме субмеридиональных напряжений, вызванных коллизией континентов, на этот процесс влияли силы гравитации в высоко поднятом Тибете. Истечение земной коры Тибета происходило в “геодинамическое убежище” (термин предложен М.Л. Коппом [14]), которое находится восточнее и юго-восточнее Тибета. В позднем миоцене или плиоцене к этим процессам подключился процесс субдукции литосферы Северного Тибета и Тарима под Центральный Тибет.

Концептуальная модель современной геодинамики Тибета, представлена на рис. 6. Согласно модели, подвиг земной коры (или только нижней коры) Индостана под кору Тибета произошел на расстояние 300–500 км от сuture Инд-Цангпо. Начавшийся в позднем олигоцене процесс поддвигания должен был происходить со средней скоростью 10–20 мм/год. Это соизмеримо со скоростью поддвигания Индостана в голоцене по Главному пограничному надвигу Гималаев (21 ± 1.5 мм/год), которая определена по геологическим данным [85].

ТЯНЬ-ШАНЬ

В Тянь-Шане выделяют Западную, Центральную, Восточную и Джунгарскую геолого-географические провинции (рис. 7а). Протяженность кайнозойского складчатого пояса Тянь-Шаня – 2.5 тысячи километров. Он состоит из складок основания, которые простираются вдоль пояса в широтном и восток–северо-восточном направлениях. Длина больших складок измеряется сотнями километров. Многие складки сочетаются с разломами, превратившими складки в односторонние и двусторонние горст-антиклинали, грабен-синклинали и рампы-синклинали. Антиклинали и горст-антиклинали выражены в рельефе горными хребтами, а синклинали, грабен-синклинали и рампы-синклинали – межгорными впадинами. Кайнозойские складки и разломы Тянь-Шаня описаны во многих книгах [18, 23, 24, 28, 29 и др.] и многих статьях.

Большинство складчато-разрывных структурных форм Тянь-Шаня асимметричны. Асимметрия структурных форм определяет их вергентность. Вергентность структурных элементов Центрального и Восточного Тянь-Шаня имеет направление на юг в сторону Тарима, в Джунгарском Тянь-Шане – вергентность в сторону Джунгарской впадины [23, 31]. Важными структурными элементами Тянь-Шаня являются два диагональных поднятия (см. рис. 7). Каратау-Ферганское поднятие (включает горные хребты Большой Каратау, Таласский, Атойнакский, Ферганский) ассоциировано с Таласо-Ферганским правым сдвигом. Борохоро-Бортоулинское поднятие (включает горные хребты Борохоро, Иренхабирга, Кельдыулу, Бортоула) ассоциировано с Джунгарским правым сдвигом. Сочетание поднятий со сдвигами указывает на транспрессивный генезис этих диагональных морфоструктур.

Деформация Тянь-Шаня

Современное сокращение территории Тянь-Шаня

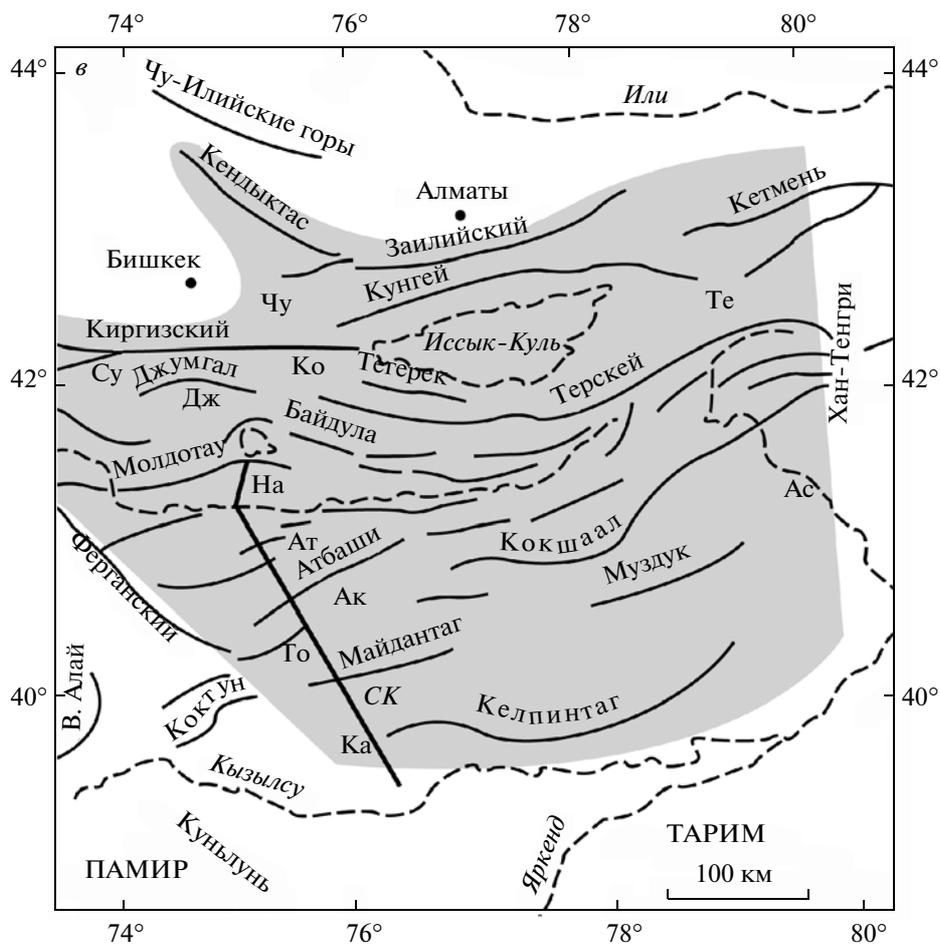
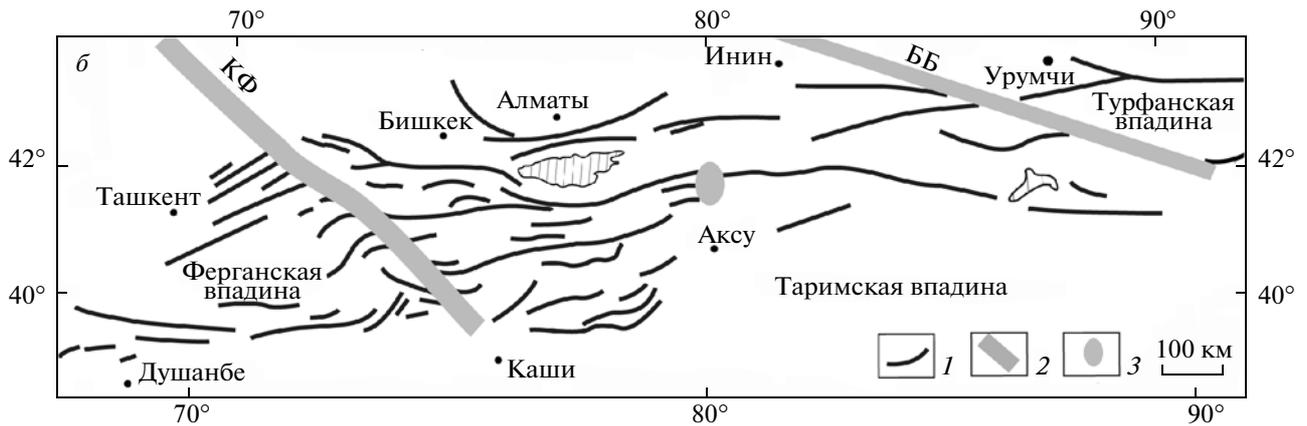
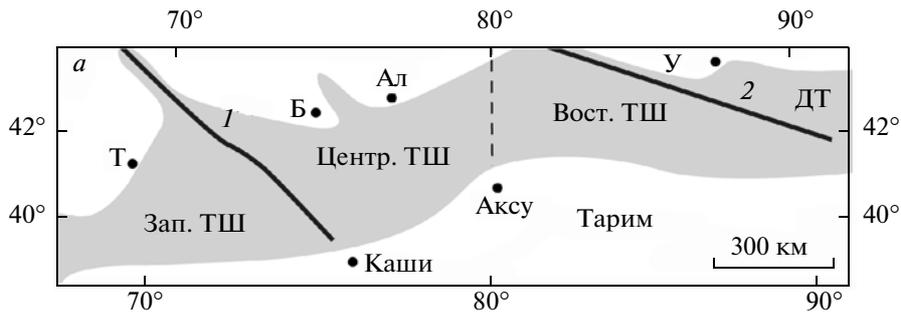
Западный и Центральный Тянь-Шань покрыты густой сетью пунктов, географические координаты которых, начиная с 1992 года, определяют по сигналам от спутников системы GPS. На рис. 8

Рис. 7. Структурный план и орография Тянь-Шаня

а – Геолого-географические провинции Тянь-Шаня. 1 – Таласо-Ферганский сдвиг, 2 – Джунгарский сдвиг; Ал – Алматы, Б – Бишкек, ДТ – Джунгарский Тянь-Шань, Т – Ташкент, ТШ – Тянь-Шань, У – Урумчи.

б – Позднекайнозойский структурный план Тянь-Шаня. 1 – антиклинали и горст-антиклинали, 2 – диагональные транспрессивные поднятия (ББ – Борохоро-Бортоулинское, КФ – Каратау-Ферганское), 3 – поднятие Хантенгри.

в – Орография Центрального Тянь-Шаня. Горные хребты обозначены линиями, реки и озера – пунктиром. Межгорные и предгорные впадины Центрального Тянь-Шаня: Ак – Аксайская, Ас – Аксуйская, Ат – Атбашийская (Атбашинская), Дж – Джумгальская, Ка – Кашийская (Кашгарская), Ко – Кочкорская, На – Нарынская, Те – Текеская, То – Тоюнская мульда, Су – Сусамырская, Чу – Чуйская; СК – линия сейсмического профиля Сонкуль-Каши, см. рис. 11. Тонирована территория Центрального Тянь-Шаня



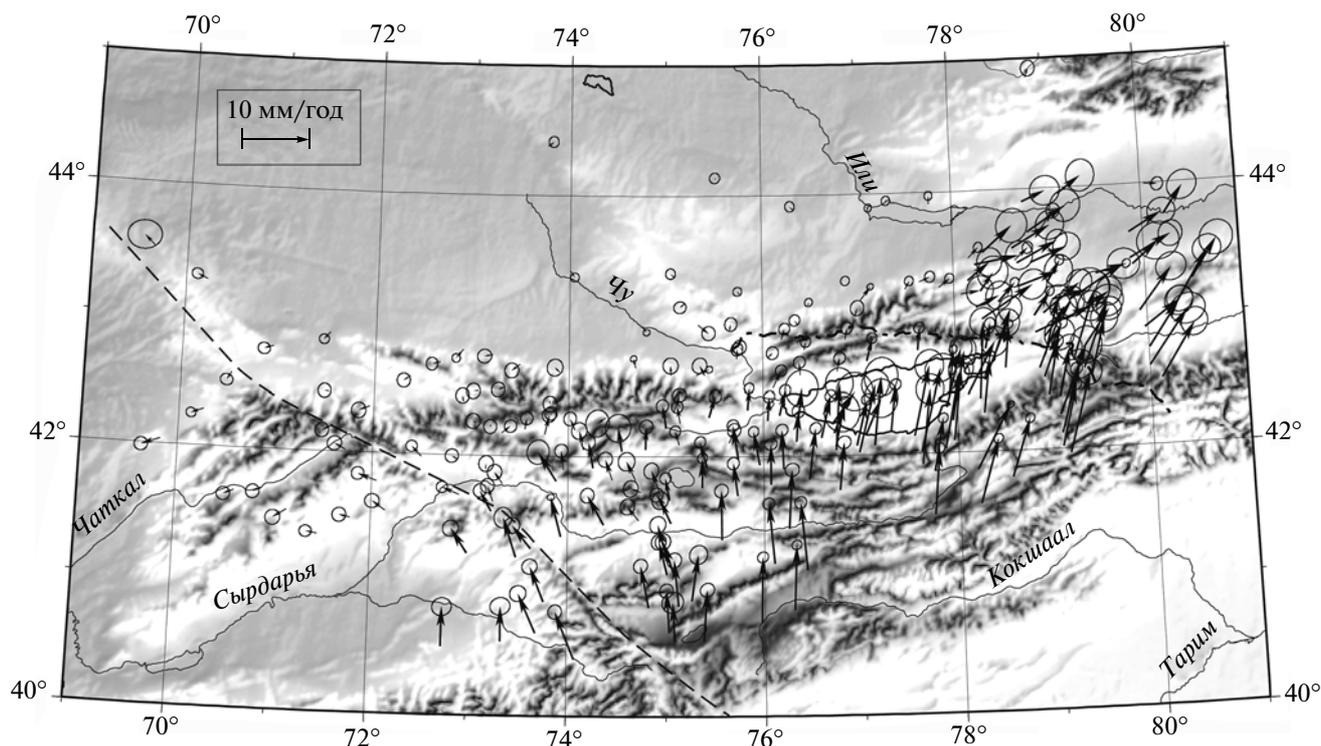


Рис. 8. Векторы скоростей перемещения пунктов сети GPS в Западном и Центральном Тянь-Шане за 1995–2005 годы относительно стабильной Северной Евразии [11]. В вершинах векторов помещены овалы доверия. Пунктиром показана линия Таласо-Ферганского разлома

показаны направления и скорости перемещения пунктов GPS по отношению к стабильной Северной Евразии. Большинство векторов перемещения пунктов имеют северное направление. В восточной части Центрального Тянь-Шаня направление перемещения пунктов GPS становится северо-восточным. Скорость перемещения пунктов GPS на юге Тянь-Шаня более, чем на севере. Это изменение скорости соответствует величине поперечного сокращения площади региона в результате его внутренней деформации. Сближение Тарима с Казахстанской платформой, которое включает поперечное сокращение Тянь-Шаня и надвиги/поддвижки на его границах, составляет 20 ± 2 мм/год [101]. На востоке Центрального Тянь-Шаня происходит увеличение восточной компоненты скорости перемещения пунктов GPS. Оно свидетельствует об удлинении Тянь-Шаня в восточном направлении со скоростью около 5 мм/год [12].

Скорость перемещения пунктов GPS резко изменяется на южной и северной границах Тянь-Шаня, уменьшаясь в Тянь-Шане по сравнению с Таримом и уменьшаясь в Казахстане по сравнению с Тянь-Шанем.

Сжимающие напряжения при землетрясениях имеют на территории Тянь-Шаня северо-северо-

западное направление [25]. На основе сейсмологических данных о землетрясениях с магнитудой 7 и более, которые произошли в XX веке, были рассчитаны скорости меридионального сокращения Тянь-Шаня [69]. Средняя скорость сокращения горной системы определена в 7 ± 2 мм/год. Для Западного Тянь-Шаня были получены результаты 18 ± 3 и 22 ± 4 мм/год, которые совпадают с результатом определения сокращения Тянь-Шаня методом космической геодезии.

Как далеко вглубь истории можно экстраполировать скорость современного поперечного сокращения Тянь-Шаня? Ответ можно получить, сравнивая скорости сокращения территории при формировании тектонических структур (складок, смещений по надвигам) со скоростью перемещения пунктов GPS, ближайших к этим структурам. В Центральном Тянь-Шане находится густая сеть пунктов GPS и получены определения возраста (радиоуглеродным и люминесцентным методами) деформированных по надвигам речных террас в Чуйской, Кочкорской, Нарынской, Атбашийской и Аксайской впадинах. Скорость перемещения по надвигам варьирует от 0.1 до 2.9 мм/год. По полученным данным и расчетам, меридиональное сокращение Центрального Тянь-Шаня между Атбашийской и Чуйской впадинами за 140 тысяч лет происходило со скоро-

стью 11 мм/год [86], что находится в согласии с данными космической геодезии о смещении пунктов GPS. Это позволяет экстраполировать на голоцен и поздний плейстоцен данные космической геодезии о современном сокращении территории Тянь-Шаня. Следует заметить, что современная скорость перемещения по диагональному Таласо-Ферганскому сдвигу значительно меньше средней скорости сдвигового смещения по этому разлому в голоцене [39].

Сокращение территории Тянь-Шаня в позднем кайнозое

Расчеты скорости кайнозойских деформаций затруднены из-за неопределенности их возраста, который оценивают с помощью предположений об одновременности деформации с накоплением какой-либо толщи осадков, ростом рельефа или другими явлениями. Значительное количество работ основано на предположении о связи скорости перемещения по предгорному надвику со скоростью эксгумации фундамента горного хребта, которая определена с помощью анализа треков в апатите [81 и др.]. Зависимость между эксгумацией фундамента и перемещениями по разломам не имеет обоснования. Более вероятно, что эксгумация фундамента (и рост горного хребта) происходит при формировании складки основания путем реологической деформации, а перемещения по надвигам начинаются лишь на последней стадии процесса.

Определения сокращения территории при орогенезе основаны на данных о деформации доорогенной земной поверхности (пенеплена) и поверхности Мохо.

Доорогенные поверхности и их деформация. Следствием позднепалеозойского орогенеза было формирование на территории Тянь-Шаня гор (они не были высокими), разрушение которых привело к пенепленизации страны в поздней перми. В триасовое время на поверхности пенеплена формировалась кора выветривания, большая часть которой позднее была уничтожена денудацией. В юре, мелу и палеогене значительная часть пенеплена оставалась слабо приподнятой областью. Позднекайнозойский орогенез привел к деформации пенеплена и расчленению его поднятых частей линейной эрозией. Следствием этих процессов были сохранение поднятых фрагментов пенеплена в горах и захоронение других частей доорогенной поверхности под молодыми осадками во впадинах рельефа.

Разные части доорогенной поверхности имели к началу орогенеза разный возраст, и они испытали разную судьбу в процессе горообразования. Пенеплен, выработанный в перми, подвергся плоскостной денудации в мезозое и палеогене.

Процесс денудации был длительным, но неглубоким. Он не достиг уровня палеозойских гранитов, обломки которых отсутствуют в меловых и палеогеновых осадках и появляются лишь в породах неогенового возраста. В мезозое и палеогене часть древнего пенеплена была перекрыта осадками и в разное время выведена из процесса плоскостной денудации. В позднем миоцене — голоцене фрагменты пенеплена, имеющие доюрский, домеловой, допалеогеновый возраст, были подняты вместе с перекрывающими осадками и деформированы (наклонены или изогнуты). Затем, рыхлые мезозойские и палеогеновые осадки были частично или полностью уничтожены плоскостной денудацией. В результате, были обнажены (откопаны) сохранные под осадками доорогенные поверхности денудации, которые имеют разный возраст. Если фрагменты осадочного чехла не сохранились, выяснить возраст поверхности денудации не удастся. Определение положения подошвы кайнозойской молассы геофизическими методами внутри мезозойского—кайнозойского заполнения впадин затруднено.

Отсутствие угловых несогласий в разрезе меловых и палеогеновых отложений и конформное залегание слоев юры и мела во многих районах позволяют описывать позднекайнозойскую складчатую структуру, опираясь на деформацию древней поверхности позднепермского пенеплена. Кровля палеозойских пород хорошо определяется геофизическими методами под мезозойскими и кайнозойскими осадками межгорных впадин. Реконструкции доорогенной поверхности денудации вынужденно состоят из разновозрастных частей. Некоторые части подвергались денудации в течение длительного времени вплоть до орогенеза, другие — были сформированы значительно ранее орогенеза, сохранены под чехлом осадков и откопаны в плиоцен-четвертичное время. Останцы мел-палеогеновых осадков на откопанной поверхности высоко поднятых фрагментов пенеплена принадлежат типам разрезов, которые имеют небольшую мощность. Поэтому, влияние различий в геологической истории разных участков пенеплена на точность реконструкции доорогенной поверхности невелико.

Реконструкция доорогенной поверхности Центрального Тянь-Шаня была проведена на профиле вдоль меридиана 79° от Таримской впадины до хребта Кунгей [28]. Согласно реконструкции, в результате образования складок произошло сокращение территории на 10 км, это немногим более 6% от первоначальной длины профиля. Этот и другие расчеты сокращения территории, основанные на реконструкции деформированной доорогенной поверхности денудации, позволяют оценить эффект от образования складок в верхней части земной коры (строки 1 и 2 в таблице 1). Они не учитывают или почти не

Таблица 1. Горизонтальное сокращение Тянь-Шаня в меридиональном направлении в процессе позднекайнозойского орогенеза

№	Меридианы:	70°	71°	73°	74°	76°	78°	79°	81°	84°	85°	86°	Источники
1	Складчатая деформация %	7	5	5	—	4	—	>6	—	—	—	—	[28]
2	Складчатая деформация, %	4	—	12	12	9	—	—	—	—	—	—	[21]
3	Полная деформация %**	—	—	—	—	21	23	25	—	—	—	—	[27]
4	Полная деформация* км	—	—	—	—	251	258	—	215	141	154	95	[34]
5	»*** км	—	—	—	—	96	107	—	74	54	66	38	»
6	Полная деформация* %	—	—	—	—	40	40	—	45	40	40	25	»
7	»*** %	—	—	—	—	20	20	—	23	20	20	13	»
8	Полная деформация** %	15	21	23	25	17	18	16	—	—	—	—	[21]
9	Полная деформация** км	90	110	105	110	75	80	70	—	—	—	—	»

Складчатая деформация и полная деформация — величины сокращения Тянь-Шаня в километрах и в процентах от первоначальной (доорогенной) длины профиля. Полная деформация определена с использованием карт поверхности Мохо: 3 — [27], 4–7 — [66], 8–9 — [13]. Варианты первоначальной (доорогенной) мощности земной коры: * — 35 км, ** — 40 км, *** — 42 км

учитывают сокращение земной поверхности при движении по надвигам, так как на большинстве геологических разрезов, по которым проведены расчеты, разломы были интерпретированы как крутые сбросы и взбросы.

Рельеф Мохо и деформация складчатой системы. Соотношение доорогенного и послеорогенного объемов земной коры (или соответствующих площадей на сечениях, секущих складчатую систему) отражает ее *полную деформацию*, которая включает пластическую деформацию в верхней коре, движение по надвигам и тектоническое течение в земной коре. Расчеты полной деформации земной коры Тянь-Шаня (при сохранении объема коры) на основе данных о рельефе поверхности Мохо приведены в табл. 1. Авторы расчетов использовали разные карты поверхности Мохо, разную мощность исходной (доорогенной) земной коры и разные методики расчета. С учетом этих различий, полученные величины полной деформации земной коры Тянь-Шаня соизмеримы.

Деформация Тянь-Шаня в позднем кайнозое привела к уменьшению ширины складчатой системы на 100 км, если мощность доорогенной земной коры была 40–42 км, или на 200 км при мощности доорогенной земной коры 35 км, средняя скорость сокращения — 4 или 8 мм/год. Величина поперечного сокращения уменьшается на востоке Тянь-Шаня, но отношение этой величины к первоначальной длине сечения изменяется

мало, так как ширина складчатой системы также уменьшается на востоке.

Сравнение данных о складчатой деформации и полной деформации показывает, что в верхней части земной коры дизъюнктивная деформация более эффективна по сравнению с пластической деформацией. Величина полного поперечного сокращения Тянь-Шаня, которая включает результаты его пластической и дизъюнктивной деформации, в 2–6 раз более сокращения при формировании кайнозойских складок, которые видны на земной поверхности.

История орогенеза в Тянь-Шане

В процессе развития орогенеза его интенсивность увеличивалась. При этом, длительность этапов орогенеза, которые можно выделить в его истории, последовательно сокращалась (рис. 9).

Зарождение орогенеза (олигоцен—миоцен). Длительность этого этапа эмбрионального орогенеза около 15 млн. лет в интервале от 25–26 до 8–11 млн. лет. Осадки рассматриваемого этапа — красные песчаники, алевролиты, гравелиты, паттумы, мелкогалечные конгломераты с прослоями глины, гипса. Они слагают верхнюю часть стратиграфического разреза киргизского красноцветного комплекса. Строение стратиграфических разрезов и их мощность (100–1500 м) различны в разных впадинах. В Фергане рассматриваемые

породы отнесены к майлисайсой, обчакской и другим свитам, во впадинах Центрального Тянь-Шаня — к кокомеренской, киргизской и другим свитам. Обломочные породы плохо сортированы и имеют местные источники материала, в верхней части разрезов увеличивается грубость осадков. Большинство пород — пролювиального происхождения, распространены также речные и озерные осадки.

В рассматриваемых отложениях были найдены ископаемые черепахи олигоценового и миоценового возраста, зубы жирафа миоценового возраста, кости позвоночных миоценового-раннеплиоценового возраста. В озерных осадках содержатся ostracodes раннего-среднего миоцена. Спорово-пыльцевые комплексы в отложениях соответствуют интервалу от позднего олигоцена до позднего миоцена. Результаты магнито-стратиграфического изучения разрезов свидетельствуют о положении верхней границы киргизского красноцветного комплекса (и рассматриваемого этапа) в позднем миоцене на уровне 8–9 млн. лет [1, 36].

На этом этапе скорость накопления осадков во внутренних депрессиях была низкой (до 60 м/млн. лет). Во внешних впадинах она была значительно больше: в Кучарской впадине на окраине Тарима скорость седиментации между 17 и 16 млн. лет увеличилась от 70 до 130 м/млн. лет [58], в Кашийской впадине на окраине Тарима скорость седиментации возросла между 15 и 8 млн. лет от 80 до 400 м/млн. лет [57], на южной окраине Джунгарской впадины в интервале 16–10 млн. лет скорость седиментации была 180 м/млн. лет [41].

Спорово-пыльцевые комплексы в осадках рассматриваемой эпохи не отмечают существование ярусной горной растительности. В олигоцене и миоцене Центральный Тянь-Шань был холмистой равниной со степной растительностью и листовыми лесами [9]. Эрозионный врез в олигоцен-миоценовое время оценивается в 300–600 м. Долины служили депонентами для кластических осадков и вмещали озера, в которых отлагались эвапориты. Соленосные осадки миоценового возраста сохранились на территории большинства современных межгорных впадин Западного и Центрального Тянь-Шаня.

Результаты трекового анализа пород палеозойского фундамента Центрального Тянь-Шаня в современных хребтах Кендыктас и Кунгей и в некоторых хребтах Восточного Тянь-Шаня указывают на низкую скорость эксгумации фундамента этих хребтов в олигоцен-миоценовое время — 40–50 м/млн. лет [49 и др.]. При этом, исследования показали, что на территориях современного хребта Муздук и восточной части Киргизского хребта в рассматриваемое время формировались глубокие впадины [80 и др.], то есть, план холмистого рельефа в стадию эмбрионального орогенеза не

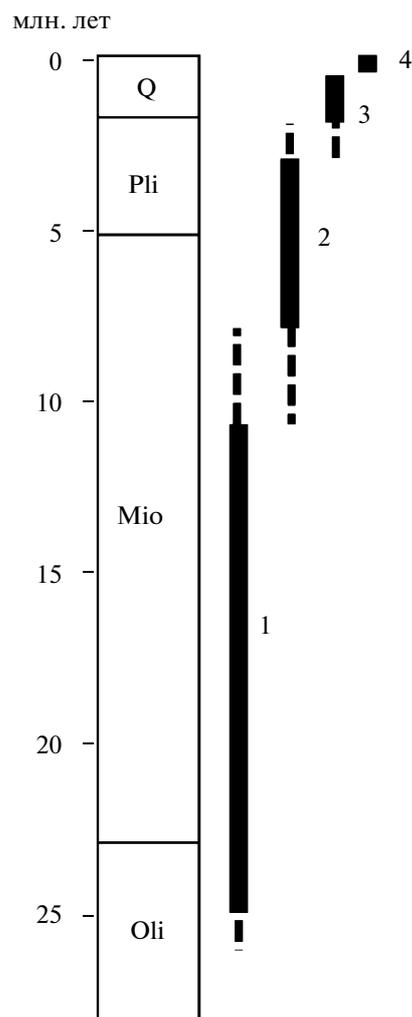


Рис. 9. Длительность этапов орогенеза в Тянь-Шане 1–4 — этапы орогенеза: 1 — эмбриональный, 2 — ранний, 3 — средний, 4 — поздний. Oli — олигоцен, Mio — миоцен, Pli — плиоцен, Q — плейстоцен и голоцен

соответствовал будущему структурному плану горного рельефа региона.

На рассматриваемом этапе на территории Тянь-Шаня возникли внутренние и внешние депоненты, которые были разделены невысокими водоразделами. Образование этих медленно развивающихся конседиментационных морфоструктур — следствие криповой деформации земной коры. Этот процесс синхронен с началом коллизии Индостана с Евразией.

Ранний этап орогенеза (поздний миоцен — средний плиоцен). Длительность этапа — 5–8 млн. лет в интервале от 8–11 до 2–3 млн. лет. Отложения рассматриваемого возраста слагают нижнюю часть тяньшаньского орогенического комплекса. Состав пород в этом комплексе близок к таковому в киргизском комплексе, но здесь больше конгломератов, лучше сортировка и окатанность об-

ломков. Породы комплекса окрашены в палевый (бледно-желтый), зеленый, серый цвета. Разрезы имеют общую трансгрессивную последовательность слоев, в некоторых разрезах выделены крупные ритмы седиментации. В Фергане эти отложения принадлежат акчопской и другим свитам, во впадинах Центрального Тянь-Шаня — чуйской, джуанарыкской, иссыккульской и другим свитам. Мощностъ осадков во впадинах Центрального Тянь-Шаня 2–3 км и более, отложения имеют аллювиальный, пролювиальный и озерный генезис. В предгорьях Джунгарского Тянь-Шаня нижней части тяньшаньского орогенического комплекса соответствует толща, которая охватывает верхнюю часть свиты тасихе (Taxihe) и свиту душанзи (Dushanzi). Подошва толщи имеет возраст 6 или 7 млн. лет (в зависимости от варианта корреляции с палеомагнитной шкалой), кровля — 2.58 млн. лет [82, 83].

В рассматриваемых отложениях найдены костные остатки и зубы млекопитающих позднего миоцена — плиоцена, черепаха среднего плиоцена, зубы слона позднего плиоцена. Из озерных осадков определены гастроподы раннего плиоцена, моллюски среднего и позднего плиоцена, остракоды позднего плиоцена, миоценовые рыбы и насекомые. Спорово-пыльцевые комплексы в отложениях имеют плиоценовый возраст.

По результатам трекового анализа [37, 80], быстрая эксгумация палеозойского фундамента будущих горных хребтов в Центральном и Восточном Тянь-Шане началась 10–12 млн. лет назад, скорость эксгумации варьировала, преобладала скорость около 300 м/млн. лет. На рассматриваемом этапе на порядок возросла скорость седиментации и денудации. В долинах Центрального Тянь-Шаня скорость седиментации достигала 500–600 м/млн. лет [42], в таримской Кашийской впадине — 700–800 м/млн. лет [57]. Результаты этих исследований свидетельствуют о значительном усилении эрозии и активизации процесса орогенеза в Тянь-Шане в интервале от 10 до 7 млн. лет.

В рассматриваемое время происходило поперечное сокращение Тянь-Шаня путем формирования крупных складок основания — горных хребтов и межгорных впадин, орографический план которых близок к современному орографическому плану. Рельеф был низкогорным или среднегорным. Земная кора подвергалась пластической деформации. Дизъюнктивные деформации вероятны, но их роль не определена. На этом этапе началось продольное расширение (удлинение) Тянь-Шаня, которое происходило путем тектонического течения.

Средний этап орогенеза (средний плиоцен — средний плейстоцен). Длительность этапа — 2.0–2.5 млн. лет в интервале от 2–3 до 0.5–0.6 млн. лет.

На этом этапе была сформирована верхняя часть тяньшаньского орогенического комплекса пород, сложенная конгломерато-брекчиями, валунными и галечными конгломератами, гравелитами и пудингами пролювиального и аллювиального происхождения. Они принадлежат шарпылдагской свите и ее аналогам: исписарской и др. свитам в Фергане, улахольской, хоргосской и др. свитам в Центральном Тянь-Шане, свите сию (Xiyu) в предгорных прогибах Центрального и Джунгарского Тянь-Шаня. Размер обломков возрастает вверх по разрезу отложений, некоторые разрезы имеют крупно ритмичное строение. Мощностъ свиты во внутренних впадинах обычно несколько сотен метров. В Чуйской и Иссыккульской впадинах она более 1000 м, в предгорном прогибе хребта Борохоро в Джунгарском Тянь-Шане — 1700 м.

В рассматриваемых осадках содержатся костные остатки млекопитающих среднего—позднего плиоцена и раннего плейстоцена, из прослоев озерных осадков определены плиоценовые и четвертичные моллюски. Согласно магнито-стратиграфическим исследованиям, в Чуйской впадине, основание шарпылдагской свиты находится на уровне около 3 млн. лет [36 и др.]. Подошва свиты сию на окраине Джунгарской впадины имеет возраст 2.58 млн. лет [83]. В верхней части рассматриваемых отложений в Иссыккульской впадине термо-люминисцентным методом определен возраст пород — 570 ± 63 тысячи лет [2]. Накопление шарпылдагских конгломератов и их аналогов закончилось 600–500 тысяч лет тому назад в среднем плейстоцене (ранний неоплейстоцен по шкале Российской стратиграфической комиссии).

На рассматриваемом этапе рельеф Тянь-Шаня стал высокогорным. Изучение спор и пыльцы из отложений, проведенное в северной части Центрального Тянь-Шаня, свидетельствует о том, что формировании ярусной растительности (вплоть до горных лугов с арктической флорой), которая характеризует высокогорный рельеф, произошло в плиоцене [9]. Орографический план территории усложнился за счет расчленения впадин внутренними горными грядами. Рост гор сопровождался уменьшением площади впадин и сужением седиментационных бассейнов. По данным трекового анализа, в Киргизском хребте (в долине Ала-Арча) скорость эксгумации палеозойского фундамента около 3 млн. лет назад увеличилась от 100–300 до 400–800 м/млн. лет [37]. Этап характеризуется высокой скоростью седиментации. В таримской Кашийской впадине она определена в 500–800 м/млн. лет [57 и др.].

Шарпылдагские конгломераты и их аналоги слагают верхнюю часть регулярного разреза кайнозойских отложений Тянь-Шаня, в котором угловые несогласия являются редкими локальными

исключениями и имеют небольшую величину. На рассматриваемом этапе земная кора подвергалась пластической деформации. Продолжалось поперечное сокращение площади региона и его продольное расширение путем тектонического течения. Тектонические деформации, происходившие до плейстоцена, имеют конседиментационный характер, они отражены в изменениях мощности и состава осадков. Вероятно, на этом этапе произошла дизъюнктивная революция — переход от преобладания в верхней коре реологической деформации к преобладанию дизъюнктивной деформации, возрождению старых и образованию новых разломов.

Поздний этап орогенеза (средний плейстоцен — голоцен). Длительность этапа — 500–600 тысяч лет. Отложения речных террас и конусов выноса, морены и другие осадки этого времени лежат с угловым или стратиграфическим несогласиями на подстилающих породах. Большой частью, они находятся в эрозионных долинах, которые выработаны среди шарпылдагских и более древних пород. В наиболее древних осадках, сформированных на этом этапе орогенеза, определена ископаемая фауна среднего плейстоцена.

Высокогорный рельеф территории был подвержен интенсивной линейной эрозии. История морфоструктур Тянь-Шаня изучена путем анализа ярусного строения речных террас и соотношений с аллювиальными и гляциальными образованиями [28 и др.]. Сохранившиеся террасы сформированы в четвертичный период. В Западном и Центральном Тянь-Шане в бассейнах рек Сырдарьи и Чу в террасах верхнего и среднего уровней найдены кости млекопитающих, подобные тираспольскому и хазарскому фаунистическим комплексам Европы, которые имеют среднеплейстоценовый возраст. Террасы нижнего уровня содержат изделия позднего палеолита и кости позвоночных позднеплейстоценового возраста. По расчетам А.К. Трофимова и О.К. Чедия, основанным на уровнях террас, рост горных хребтов в рассматриваемую эпоху происходило со скоростью до 4 км/млн. лет [17]. Интенсивность линейной эрозии в горах была очень высокой. Оценки средней скорости линейной эрозии в горах Тянь-Шаня и скорости осадконакопления в плейстоцене—голоцене находятся в интервале 800–1000 м/млн. лет [15].

Средняя скорость поперечного сокращения региона была более 11 мм/год и достигла к настоящему времени 20 мм/год, скорость продольного удлинения в восточном направлении достигла 5 мм/год. Происходила интенсивная дизъюнктивная и пластическая деформация вновь создаваемых и более древних тектонических структур и форм рельефа.

Высокогорный рельеф в Тянь-Шане был создан в плиоцене. В дальнейшем его сохранность

поддерживалась подъемом фундамента горных хребтов и установившимся балансом между скоростью подъема хребта и скоростью денудации. В таких условиях магнитуду поднятия фундамента горного хребта в результате орогенеза можно примерно оценить, суммируя высоту современного хребта и величину эксгумации (приближения к земной поверхности) пород его палеозойского фундамента. По данным трекового анализа, с позднего миоцена произошла эксгумация фундамента хребтов Кендыктас, Киргизского и Кунгей на 2–3 км, средняя высота этих хребтов 4–4.5 км. В процессе орогенеза фундамент этих хребтов был поднят на 6–8 км.

Тектонические границы Тянь-Шаня

Пограничные области Тянь-Шаня с молодой Казахстанской и древней Таримской платформами являются зонами высокой сейсмичности. Магнитуда сильных землетрясений в этих зонах превышала величину 8.0.

Граница Тянь-Шаня с Казахстанской платформой

Граница с Казахстанской платформой неровная. Ветви Тяньшаньской горной страны (горы Каратау, Чу-Или) глубоко вдаются внутрь платформы. На краю платформы находятся Чуйская и Джунгарская впадины, которые в течение длительного времени служили внешними депоцентрами для осадков, поступавших с территории Тянь-Шаня. На северной границе Тянь-Шаня широко распространены надвиги с северной вергентностью. Это — граница между вторичными литосферными плитами, которая находится в процессе формирования.

По данным GPS, на границе Тянь-Шаня с Казахстанской платформой изменяется интенсивность мобильности территории. В современную эпоху окраинные горные хребты Тянь-Шаня надвигаются на внешние впадины: Киргизский хребет — на Чуйскую впадину со скоростью 1.4–2.9 мм/год [11] или 6.1 ± 0.8 мм/год [91], Заилийский хребет — на Илийскую впадину со скоростью менее 5 мм/год [101] или 10.1 ± 0.4 мм/год [91]. Более высокие скорости надвигания, опубликованные в работе [91], получены при включении в расчет результатов внутренней деформации части Тянь-Шаня. По данным [91], хребет Кетмень надвигается на Илийскую впадину со скоростью 3.9 ± 0.9 мм/год, хребет Иренхабирга — на Джунгарскую впадину со скоростью 4.0 ± 1.4 мм/год [91].

На северном склоне и в предгорьях Киргизского хребта у его границы с Чуйской впадиной находится система надвигов и сдвигов. Величина сокращения пограничной территории в результате складчатых деформаций и движения по надвигам — около 11 км [36]. Зона крутых надвигов на-

ходится на границе Джунгарского Тянь-Шаня с Джунгарской впадиной. Перед фронтом пограничных надвигов мезозойские и кайнозойские породы впадины смяты в складки, которые также осложнены надвигами. Эти дислокации интерпретируются по правилам “тонкослойной тектоники” (рис 10), поверхность отслоения предполагают в породах раннеюрского возраста. В предгорной полосе Джунгарского Тянь-Шаня (хребта Иренхабирга), которая имеет ширину 50–60 км, сокращение поверхности при деформации оцениваются в разных разрезах в интервале 8–35 км. Во внутренней зоне (вблизи гор) формирование складок происходило в интервале от позднего миоцена до позднего плейстоцена, во внешней зоне – от раннего плейстоцена до современного времени. Уменьшение мощности миоценовых осадков над антиклинальными складками свидетельствует о конседиментационном развитии этих складок [34 и др.].

Граница Тянь-Шаня с Таримской платформой

Кайнозойский орогенез Тянь-Шаня распространился за пределы палеозойской складчатой области на приграничную часть Таримской древней платформы. На краю Таримского массива расположены предгорные впадины, которые служили внешними депоцентрами для Центрального и Восточного Тянь-Шаня. Отложения во впадинах деформированы. Окраина Тарима рассматривается как область “тонкослойной тектоники” [80, 95 и др.].

В Кашийской (Kashi) впадине мезозойские и кайнозойские отложения смяты в складки. Антиклинали осложнены продольными надвигами. Магнито-стратиграфическое изучение плиоцен-плейстоценовых пород в антиклинальных складках в северной части Кашийской впадины показало, что эти складки начали формироваться 1.4–1.2 млн. лет назад [43]. В Кашийской впадине деформации предположительно распространяются до поверхности тектонического отслаивания вдоль горизонта гипсов в отложениях миоцена. Это предположение подкрепляется результатами сейсмических исследований, которые не отмечают складчатых деформаций ниже отражающей поверхности, находящейся на глубине 6.2–6.5 км. Северная граница Кашийской впадины осложнена крутым надвигом, по которому палеозойские породы Тянь-Шаня надвинуты на миоценовые и плиоцен-плейстоценовые осадки впадины.

Восточную часть сектора Каши-Аксу занимает Кельпинский (Keping) район деформаций (Ке, рис. 10). Он находится в северной части Бачуйского относительного поднятия Таримской платформы, на котором в кайнозое накопилось около 1000 м кайнозойских осадков, что в 6 раз меньше мощности синхронных отложений в соседних

Кашийской и Кучарской впадинах. Кельпинские деформации представляют собой дугообразную систему крутых надвигов, взбросов и сопровождающих их моноклиналей которые формируют односторонние горст-антиклинали. По разломам подняты северо-западные крылья. В Кельпинском районе, благодаря относительно малой мощности мезозойско-кайнозойского чехла в предгорные деформации вовлечены породы палеозойского фундамента платформы. Наиболее молодые деформированные породы имеют раннемиоценовый возраст. Положение поверхности тектонического отслоения предполагают в кембрийских эвапоритах палеозойского чехла Таримской платформы.

В секторе Куча (Kuche) палеозойские породы Тянь-Шаня по пограничному разлому надвинуты на неоген-четвертичные отложения Кучарской впадины. Изучение складок в отложениях неогена и плейстоцена показало конседиментационный характер складкообразования в это время [95]. Предполагают, что наблюдаемые на поверхности крутые надвиги объединяются на глубине в горизонтальную поверхность отслаивания. Нефтеносная Кучарская впадина разбурена. Геофизические исследования и бурение подтверждают надвиговый стиль деформации мезозойских и кайнозойских пород. По доступной информации, скважины (глубиной до 6 км) не достигли тектонической поверхности отслаивания. Система надвигов Каши-Аксу-Куча имеет широтное и северо-восточное простирание. Восточнее меридиана 85° с ними сопряжен правый сдвиг Корла (Korla) имеющий юго-восточное простирание. Сдвиг сечет неогеновые и более древние породы, а также отложения и формы рельефа позднеплейстоценового возраста. Со сдвигом ассоциированы надвиги и складки в породах палеогенового и неогенового возраста. По геологическим разрезам, составленным в соответствии с принципами тонкослойной тектоники, было определено сокращение этих разрезов при формировании складчато-надвиговой структуры: в Кашийском районе – 13–21 км, в Кельпинском районе – 23–35 км (22–28% от длины доскладчатой реконструкции), в Кучарском районе – 22–42 км (22–30%) [57, 95].

По данным GPS, Кашийская впадина поддвигается под окраину Восточного Тянь-Шаня со скоростью 12.4 ± 0.7 мм/год, Кучарская впадина – под окраину Восточного Тянь-Шаня со скоростью 5.6 ± 2.1 мм/год, Северо-Восточный Тарим – под хребет Куругарт со скоростью 2.9 ± 1.5 мм/год [91]. В зоне надвигов Каши-Аксу ежегодно происходит сокращение территории на 8 ± 3 мм [77].

Пограничная область между Центральным Тянь-Шанем и Таримом была пересечена геофизическим профилем Сонкуль-Каши, проложен-

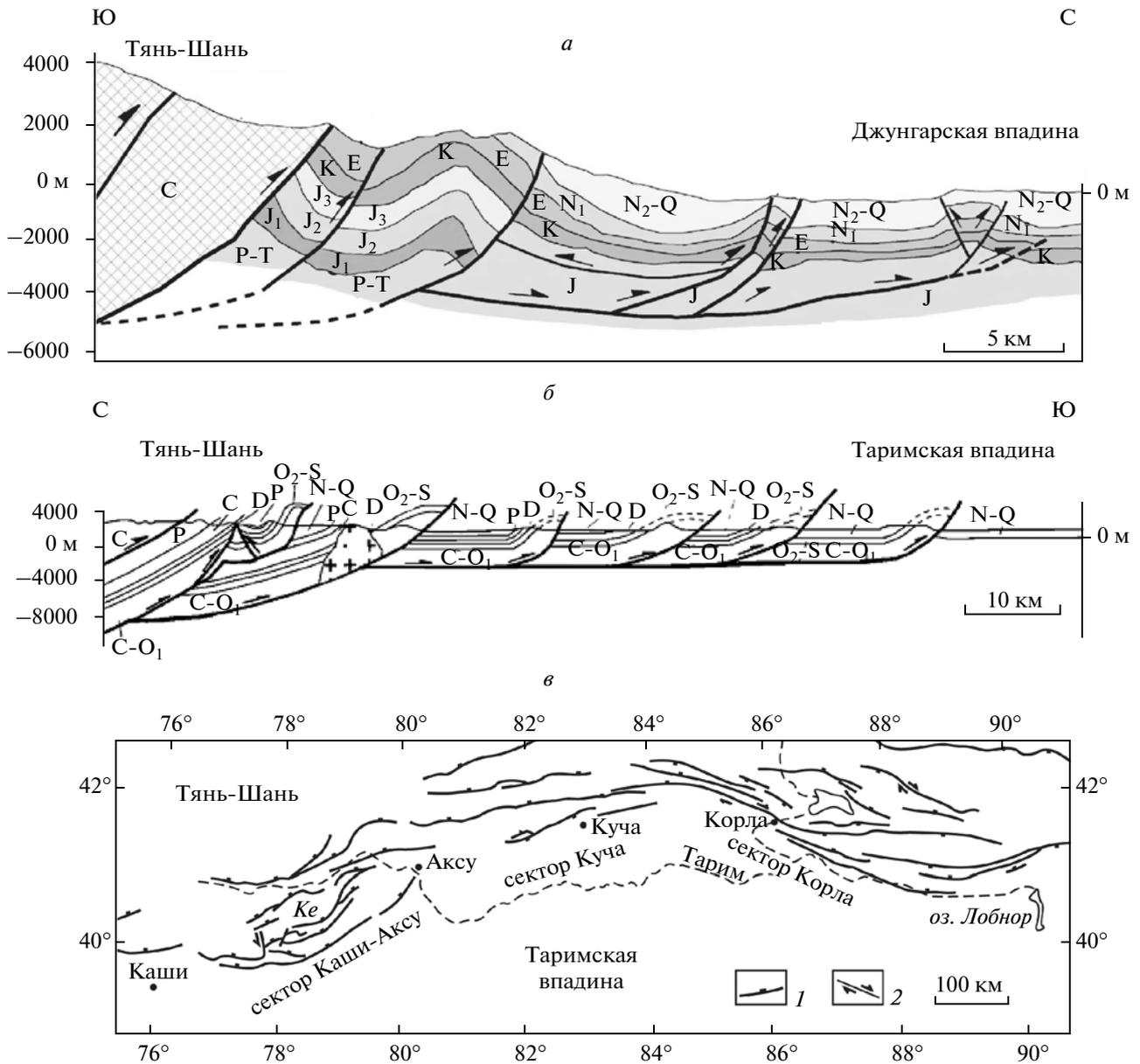


Рис. 10. Деформации на границах Тянь-Шаня

a – Деформации у границы Тянь-Шаня с Джунгарской впадиной на геологическом разрезе вдоль меридиана 86° [54].
б – Деформации у границы Тянь-Шаня с Таримской впадиной на геологическом разрезе через Келпинский район деформаций (*Ke*, рис. 10*в*) в секторе Каша-Аксу [96].
в – Надвиги и сдвиги у границы между Тянь-Шанем и Таримом, активные в кайнозое, по [96]; 1 – надвиги, 2 – сдвиги; *Ke* – район Кельпинских деформаций

ным вдоль меридиана 76° в.д. (СК, рис. 7) [19]. Сейсмический разрез основан на наблюдениях сигналов от взрывных источников с использованием метода МОВ-ОГТ. Были также обработаны сейсмологические данные. На разрезе МОВ-ОГТ видна граница, которая погружается от края Таримской платформы под Тянь-Шань (рис. 11). В интервале глубин от 10 до 45 км ей соответствует высокоградиентная зона снижения плотности

среды, смещения плотностных горизонтов и снижения скоростей сейсмических волн. В верхней части коры эта граница имеет уклон около 30°, который ниже увеличивается до 60°. Вдоль нее Тарим пододвинут под Тянь-Шань. Верхняя кора, имеющая слоистую структуру, смещена вдоль рассматриваемой зоны континентальной субдукции на расстояние 25–40 км. Результаты магнито-теллурического зондирования позволяют

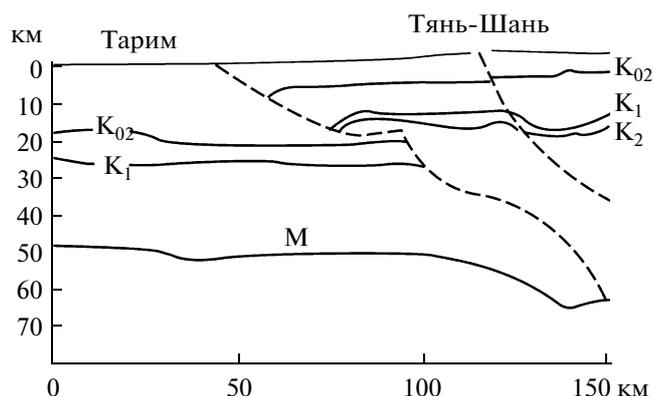


Рис. 11. Тектоническая интерпретация южной части сейсмического разреза МОВ-ОГТ по профилю Сонкуль-Каши [19]. Слой между разделами K_{02} и K_1 находится в основании верхней коры, слой между разделами K_1 и K_2 имеет низкую вязкость (волновод), M — граница Мохо. Пунктиром показаны границы, которые интерпретированы как разломы. Положение профиля Сонкуль-Каши см. на рис. 7. На горизонтальной оси показано расстояние от южного конца профиля

предполагать продолжение пограничной тектонической зоны между Тянь-Шанем и Таримом ниже границы Мохо. Эти и другие данные свидетельствуют о том, что граница между Таримом и Тянь-Шанем представляет собой поддвиг, поверхность которого погружается в северном направлении, проникая ниже уровня Мохо. Свойства рассматриваемой зоны характеризуют ее как границу вторичных литосферных плит.

Литосфера Тянь-Шаня

Земная кора. Изучение земной коры Тянь-Шаня сейсмическими и сейсмологическими методами показало ее слоистое строение. Слои различаются по скорости прохождения сейсмических волн, плотности и вязкости. Слои с пониженной скоростью прохождения продольных волн (волноводы, астенослой, астенотлинзы) имеют пониженную вязкость.

По сейсмологическим данным волновод в Центральном Тянь-Шане находится в интервале глубин 20–45 км (рис. 12). На профиле МОВ-ОГТ Сонкуль-Каши волновод находится на глубине 10–20 км (K_1 – K_2 , рис. 11). В земной коре Тарима подобный слой имеет малую мощность и залегает на глубине 25–30 км [19]. Снижение вязкости геоматериала волновода может быть следствием его разуплотнения (раздробления) с заполнением пор и трещин флюидом, а на глубинах более 25 км — результатом частичного плавления и образования мигмы [24]. В Тянь-Шане в волноводе и ниже его происходит стирание многих неоднородностей в

геофизических полях, которые характеризуют верхнюю часть земной коры.

Низкая вязкость в волноводах оказывает большое влияние на геодинамику коровых процессов. Верхняя граница коровых волноводов — главный геотектонический раздел в земной коре. На этом разделе происходит смена типа и стиля деформации и возникает дисгармония между тектоническими структурами, сформированными выше и ниже от него. Волновод играет также важную роль, как слой, деформации которого изостатически компенсируют (частично или полностью) плотностные неоднородности земной коры.

Граница Мохо. В Тянь-Шане скорости продольных волн в нижней коре над границей Мохо — 6.8–7.4 км/с, непосредственно ниже этой границы — 8.0–8.2 км/с [19, 24]. Сейсмо-томографические построения по записям землетрясений и ядерных взрывов (на Семипалатинском полигоне) показали, что в земной коре Западного и Центрального Тянь-Шаня интервал глубин 35–65 км имеет характеристики переходной зоны кора–мантия. Наиболее резкое изменение скорости прохождения волн внутри этой зоны, интерпретируют как подошву коры. Скорости продольных волн непосредственно под границей Мохо варьируют: 8.1 км/с на глубине 35 км под Чуйской впадиной, 7.8–8.0 км/с на глубине 65 км под Киргизским хребтом, 7.5 км/с на глубине 50 км под Иссык-кульской впадиной и окружающими ее горами [22, 24 и др.].

Средняя мощность земной коры Тянь-Шаня около 55 км [87], она на 10–15 км больше, чем мощность коры окружающих ороген территорий. В Западном и Центральном Тянь-Шане граница Мохо находится на глубине от 40 до 70 км. В Центральном Тянь-Шане по данным МОВЗ граница Мохо занимает наиболее низкое положение (около 70 км) под хребтами Кокшаал и Сарыджаз и поднимается до 40 км под Нарынской впадиной [19, 24]. В Восточном Тянь-Шане граница Мохо расположена на глубине от 50 до 65 км. Карты поверхности Мохо для Центрального Тянь-Шаня, основанные на сейсмологических данных [87 и др.], показывают, что нет корреляции между рельефом Мохо и рельефом земной поверхности горной страны.

Литосферная мантия и астеносфера. Литосфера Центрального Тянь-Шаня на сейсмическом профиле вдоль меридиана 75° в.д., основанном на регистрации Р- и S-волн, имеет наименьшую мощность 90 км под хребтом Торугарт, наибольшую — 120 км — под Киргизским хребтом (б, рис. 12). Подошва литосферы в южной части Восточного Тянь-Шаня определена на глубине около 200 км, севернее — на глубине около 150 км. Под внутренними частями Таримской и Джунгарской впадинами подошва литосферы находится на глубине

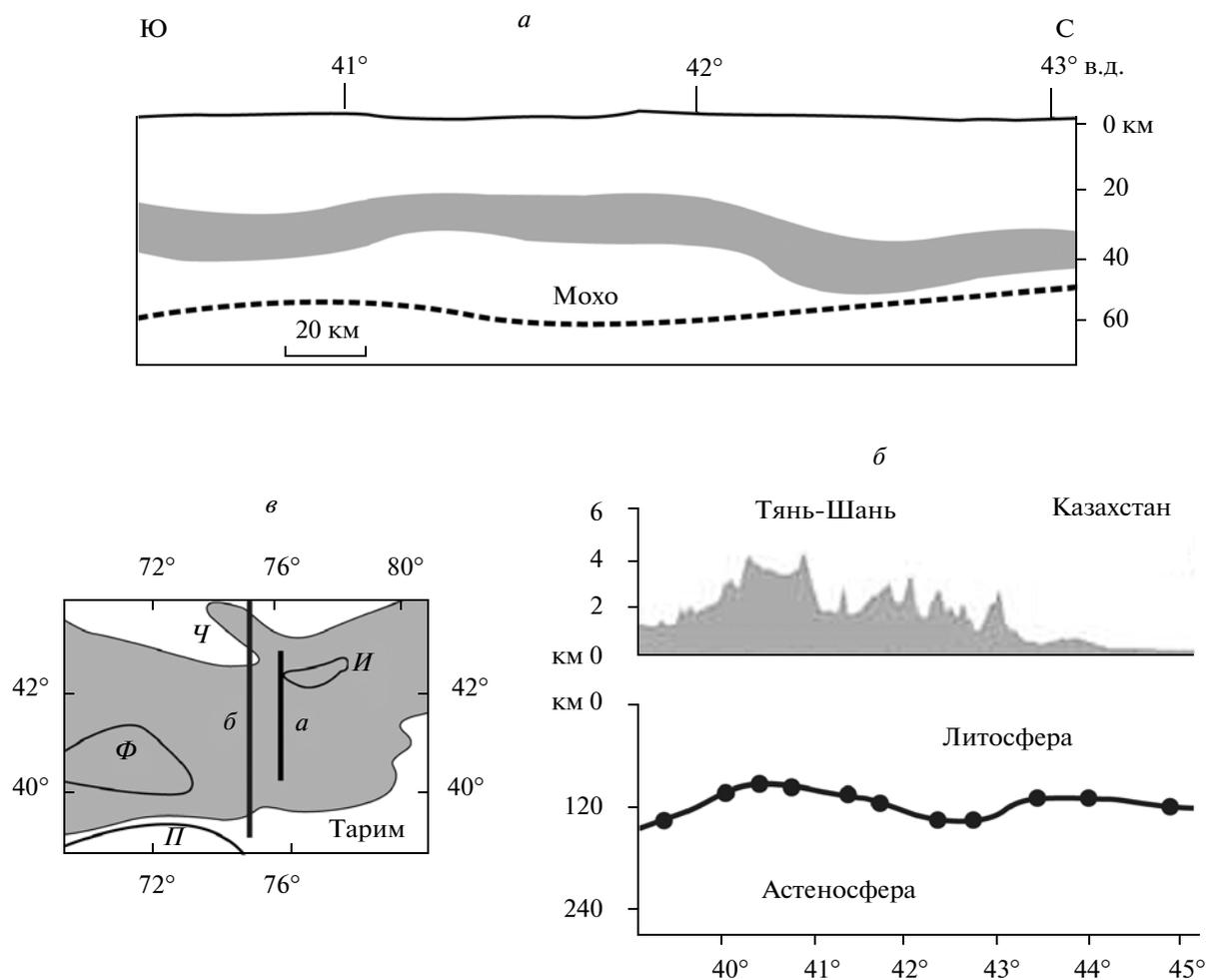


Рис. 12. Волновод в земной коре и подошва литосферы в Центральном Тянь-Шане по данным сейсмической томографии. *а* – Волновод (тонирован) в земной коре на профиле Актюз–Торугарт [3]. *б* – Граница между литосферой и астеносферой под Тянь-Шанем на профиле вдоль меридиана 75° в.д. [61]; вверху – рельеф земной поверхности вдоль профиля при соотношении горизонтального и вертикального масштабов 1/25. *в* – Положение профилей. *И* – оз. Иссык-куль, *П* – Памир, *Ф* – Ферганская впадина, *Ч* – Чуйская впадина. Территория Тянь-Шаня тонирована

около 250 км [64]. Верхняя часть литосферной мантии, мощностью несколько десятков километров, имеет скоростную характеристику более высокую, чем нижележащие массы [87]. По результатам сейсмической томографии Центрального Тянь-Шаня, предполагают присутствие в верхней мантии обрушившихся блоков континентальной литосферы [63].

Результаты сейсмической томографии (по данным 60 станций) вдоль профиля Куча-Куйтун, который пересекает Восточный Тянь-Шань и прилегающие части Таримской и Джунгарской впадин (*а*, рис. 13), позволили сделать вывод о существовании в верхней части мантии двух конвективных ячеек (*б*, рис. 13). Джунгарская ячейка

находится под одноименной впадиной и северной частью Тянь-Шаня, конвективный поток направлен против часовой стрелки на профиле. В этой ячейке скорость конвективного потока у верхней границы мантии под Тянь-Шанем более 20 мм/год. Конвективный поток в Таримской ячейке направлен по часовой стрелке на профиле, он слабее потока в Джунгарской ячейке. Зона конвергенции потоков в конвективных ячейках находится под Южным Тянь-Шанем [64]. К выводу о существовании встречных конвективных потоков в верхней мантии под Тянь-Шанем привел также анализ гравитационного поля Тянь-Шаня [38].

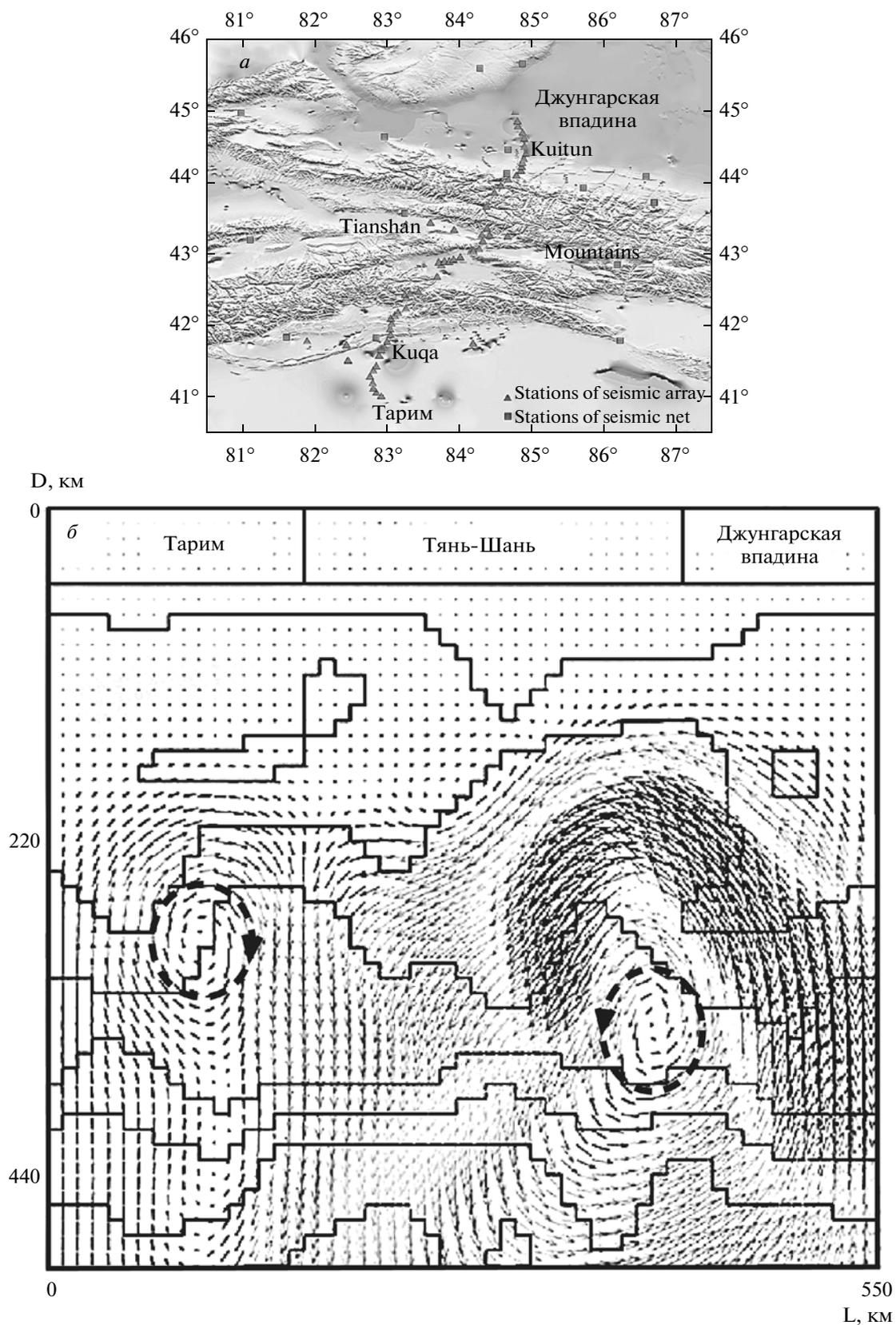


Рис. 13. Конвективные ячейки в верхней мантии на сейсмическом профиле Куча–Куйтун (Kuche–Kuitun), который пересекает Восточный Тянь-Шань [64]

a – Положение профиля и сейсмических станций. *b* – Профиль, основанный на сейсмо-томографических данных; стрелки показывают направление конвекции в мантии. *D* – глубина в км, *L* – расстояние вдоль профиля в км

Таблица 2. Радиометрический возраст магматических пород Тянь-Шаня

Участки на рис. 14	№	Породы	Метод	Возраст, млн. лет	Источник
Кенкол	1	Базальт из потоков	K-Ar	31–48	[79]
Каракастек	2	Базальт из некка	K-Ar	(25 ± 5)*; 46.5	[8]
Сулутерек	3	Базальт Базальт из потоков	K-Ar Ar-Ar	(84 ± 7) 60.5 ± 0.7; 60.7 ± 0.8	[79] [20]
Торуайгыр	4	Базальт из силла »	K-Ar Ar-Ar	56 ± 3 53 ± 1	[7] [79]
Учкудук	5	Лимбургит из некка и даек	K-Ar K-Ar	(21 ± 5); 39 ± 8; 46 ± 2; 51 ± 12 (36 ± 5); 57 ± 9; 63 ± 6	[79] [8]
Тюлек	6	Базальт из потоков	K-Ar	50 ± 6; 59 ± 2	[79]
Байдулы	7	Базальт из потоков	K-Ar Ar-Ar	46 ± 10; 53 ± 2 60.6 ± 0.4	[79] [20]
Нарын-зап.	8	Авгитит, лимбургит из даек	K-Ar	99 ± 5; 100 ± 11	[79]
Нарын-вост.	9	Базальт	Ar-Ar	52.6 ± 1.2; 54.1 ± 1.2	[79]
Текелик	10	Базальт из потоков	K-Ar Ar-Ar	59 ± 2; 74 ± 3 71 ± 3; 74 ± 1; 76 ± 2	[79] [20]
Терек	11	Лимбургит из дайки	K-Ar	61 ± 2	[79]
Тоюн	12	Лампрофир, диабаз и габбро из силлов Базальт из верхнего горизонта Базальт из нижнего горизонта	Ar-Ar K-Ar Ar-Ar K-Ar Ar-Ar Ar-Ar Ar-Ar	46.5 ± 3.8; 59.0 ± 1.4; 67.3 ± 0.1 61.7 ± 3.1 58.5 ± 1.3; 60.4 ± 1.3 101.7 ± 1.1; 113 ± 1.1; 114.2 ± 2.6 104.9 ± 1.1 113.3 ± 1.6; 120 ± 8 112.7 ± 2.3	[79] [59] [59] [56] [56] [79] [59]
Минкуш	13	Базальт из потока	K-Ar	68.4 ± 2.3	[4]

* В скобках помещены данные, для использования которых нет веских оснований.

Геодинамические модели орогенеза Тянь-Шаня

В зависимости от взглядов на главные причины орогенеза геодинамические модели, предложенные разными исследователями, тяготеют к двум группам.

Аутигенный орогенез. Авторы моделей этой группы видят главную причину орогенеза в процессах под горами Тянь-Шаня, которые связаны с внедрением мантийного плюма, разуплотнением слоев литосферы, притоком флюидов и другими локальными явлениями. Влияние коллизии Индостан–Евразия в таких моделях обычно служит осложняющим фактором. Многие исследователи предполагают, что вся или большая часть

избыточной мощности современной земной коры Тянь-Шаня является следствием внедрения мантийного плюма, которое привело к наращиванию нижней части земной коры, было источником мел-палеогенового магматизма и причиной кайнозойского орогенеза Тянь-Шаня. Внедрение плюма предполагают под Центральным Тянь-Шанем, и его площадь близка к площади этого региона или всего Тянь-Шаня [8, 20, 79 и др.].

Можно привести доводы, ставящие под сомнения роль мантийного плюма в утолщении земной коры и кайнозойском орогенезе Тянь-Шаня. В Тянь-Шане магматические проявления активности предполагаемого мантийного плюма

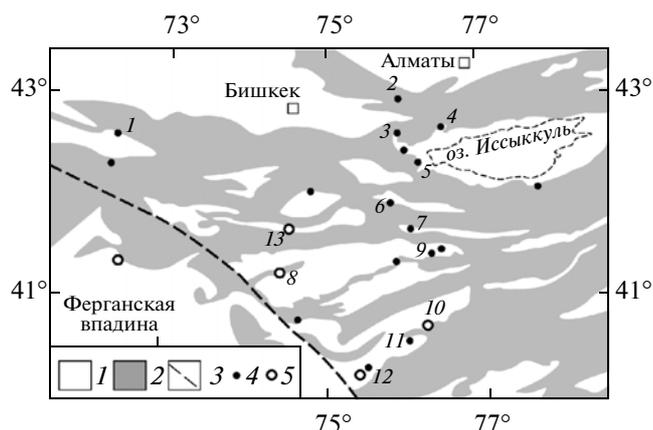


Рис. 14. Проявления магматизма мелового и палеогенового возраста в Центральном и Западном Тянь-Шане

1 – Кайнозой и мезозой; 2 – палеозой и допалеозой; 3 – Таласо-Ферганский разлом; 4, 5 – участки, на которых находятся магматические породы палеогенового (4) и мелового (5) возрастов. 1–13 – см. табл. 2

на десятки миллионов лет древнее начала орогенеза (табл. 2). Этот плюм, в отличие от классических образцов, был “ленивым”. Его магматическая активность растянута на 50–60 млн. лет, эпизоды активности разделены перерывами в десятки миллионов лет. Значительную мощность (до 300 м) базальты имеют лишь в небольшой Тоюнской мульде на юге Центрального Тянь-Шаня (12, рис. 14). На остальных участках магматических проявлений мощность базальтов составляет метры и первые десятки метров, площадь потоков и силлов – первые километры и менее. Следует обратить внимание на несоответствие масштабов явлений. Количество извергнутого и внедренного в мелу-палеоцене магматического материала ничтожно, а избыточный объем земной коры Тянь-Шаня, приписываемый плюму, составляет миллионы кубических километров. Для сравнения: трапповый магматизм в Восточной Сибири, вызванный мантийным плюмом, был кратковременным – от 1 до 8 млн. лет по разным оценкам. Базальты и туфы, мощностью более 3 км, распространились на территорию 2.5 млн. квадратных километров. Траппы Декана, рожденные мантийным плюмом, имеют мощность около 2 км. В течение 5 млн. лет они распространились на территорию до 1 млн. кв. км. Против рассматриваемых моделей свидетельствуют также данные о толщине земной коры Тянь-Шаня. В Западном Тянь-Шане в Туркестано-Алайских, Зеравшано-Гиссарских, Чаткальских горах избыточная мощность коры столь же велика, а местами и больше, чем в Центральном Тянь-Шане, но на этих территориях нет магматических проявлений или иных вещественных свидетельств существования ман-

тийного плюма. Все это позволяет сделать вывод о том, что участие обширного мантийного плюма в формировании мел-палеогеновых базальтов и избыточной мощности современной коры Тянь-Шаня мало вероятно.

Было высказано предположение о связи формирования горного рельефа Тянь-Шаня с локальными инъекциями астеносферного вещества в литосферу и нижнюю кору под горными хребтами [26]. Процесс горообразования продолжается в настоящее время, поэтому инъекции глубинного материала под горные хребты должны быть отражены в характеристиках теплового потока. Однако, этого не наблюдается: вариации величины теплового потока, положение изотермы 100°C (рассчитанное по измерениям в скважинах) и распределение температуры на границе Мохо не увязаны с топографией Тянь-Шаня [17, 24]. Существенное участие в орогенезе рассматриваемого процесса мало вероятно.

Формирование горных хребтов также объясняют оттоком менее вязкого вещества средней коры (волновода, астенослоя) из-под межгорных впадин и нагнетание его под горные хребты [24]. Такое перемещение масс в процессе орогенеза возможно, но эта соблазнительно простая схема не подтверждается результатами сейсмических исследований: утолщение средней коры под горными хребтами не имеют системного характера.

Аллотигенный орогенез. В моделях этой группы орогенез Тянь-Шаня рассматривается как следствие взаимодействия малых (вторичных) литосферных плит – Таримской, Памирской, Казахской, Тяньшаньской, формирование и взаимодействия которых обусловлены коллизией между Индостанским и Евразийским континентами [19, 23, 34, 54, 49, 72 и др.]. Пограничная зона между областями, литосфера которых обладает разной прочностью, предпочтительна для возникновения границ вторичных плит. Таковы границы древней Таримской платформы с Тянь-Шанем, Памиром и Тибетом, граница между Северным и Центральным Тибетом.

В моделях аллотигенного орогенеза Тянь-Шаня Тарим служит жестким индентором, который деформирует Центральный и Восточный Тянь-Шань. Моделирование взаимодействия Тарима и Тянь-Шаня в кайнозой показало, что для формирования кайнозойских деформаций Тянь-Шаня прочность литосферы Тарима, как индентора, должна быть на порядок выше, чем в Тянь-Шане. Такое различие в прочности реалистично. Различие в прочности между Таримским древним кратоном и палеозойской складчатой областью Тянь-Шаня первично. Оно также может быть следствием разницы температуры в литосфере Тарима и Тянь-Шаня на 25–30° у границы Мохо [73]. Передача импульса от зоны коллизии Индо-

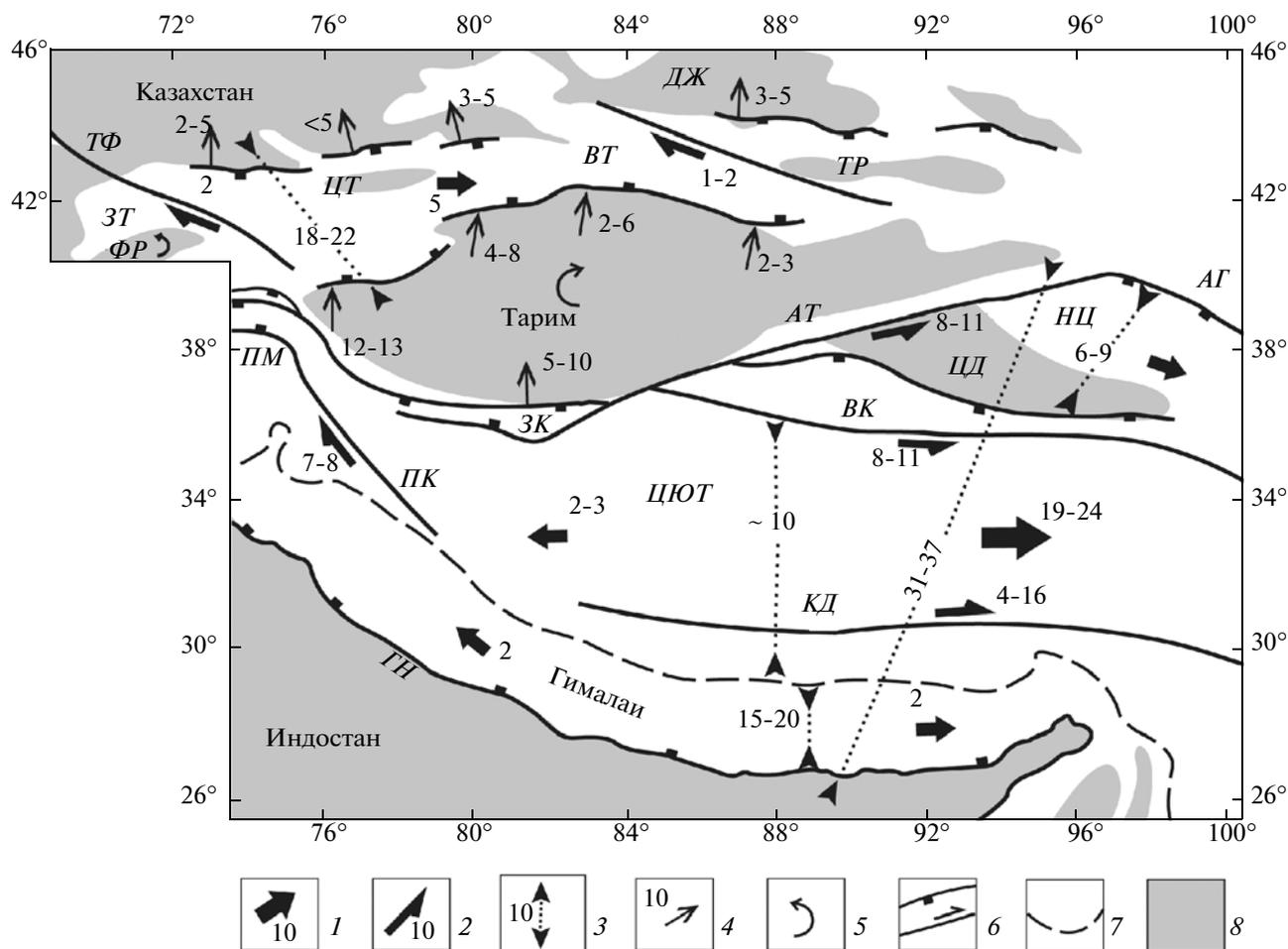


Рис. 15. Современная кинематика взаимодействия Тибета, Тарима и Тянь-Шаня

1 – направление тектонического течения земной коры и скорость течения в осевой зоне потока; 2 – направление и скорость смещения по сдвигу; 3 – направление и скорость сокращения территории; 4 – направление и скорость надвигания/пододвигания коры; 5 – направление вращения сиалического блока; 6 – разломы; 7 – океаническая сutura Инд-Цангпо; 8 – равнины и межгорные впадины. Скорости течения, смещения, пододвигания/надвигания, сокращения обозначены цифрами, в мм/год.

АГ – пустыня Алашаньская Гоби, АТ – хр. Алтынтаг, ВК – Восточный Куньлунь, ВТ – Восточный Тянь-Шань, ГН – Главный пограничный надвиг Гималаев, ДЖ – Джунгарская впадина, ЗК – Западный Куньлунь, ЗТ – Западный Тянь-Шань, КД – разломы Каракорум-Джали, ИЦ – Наньшань и Циляншань, ПК – Памир-Каракорумский разлом, ПМ – Памир, ТР – Турфанская впадина, ТФ – Таласо-Ферганский разлом, ФР – Ферганская впадина, ЦД – Цайдам, ЦТ – Центральный Тянь-Шань, ЦЮТ – Центральный и Южный Тибет

стан–Евразия к Тянь-Шаню возможна через литосферу Тибета и Тарима, но кажется вероятным, что главным механизмом передачи импульса служит система конвективных ячеек в мантии.

Геодинамические модели аллотигенного орогена находятся в согласии с результатами геологических, геофизических и геодезических исследований.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТИБЕТА, ТАРИМА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Современную кинематику взаимодействия Тибета, Тарима и Тянь-Шаня отражают смеще-

ния по разломам, которые ограничивают и разделяют эти регионы (рис. 15). Индостанская платформа пододвигается под Гималаи по Главному Пограничному надвигу. На северной границе Центрального Тибета происходит надвигание Центрального-Южного Тибета на Тарим (в Западном Куньлуне) и Цайдам. В Западном Куньлуне скорость этого надвигания составляет 5–10 мм/год. Северный Тибет надвигается в Циляншане на Алашаньскую Гоби и смещается к северо-востоку относительно Тарима по Алтынтагскому левому сдвигу.

На границе Тарима с Центральным и Восточным Тянь-Шанем Кашийская впадина пододви-

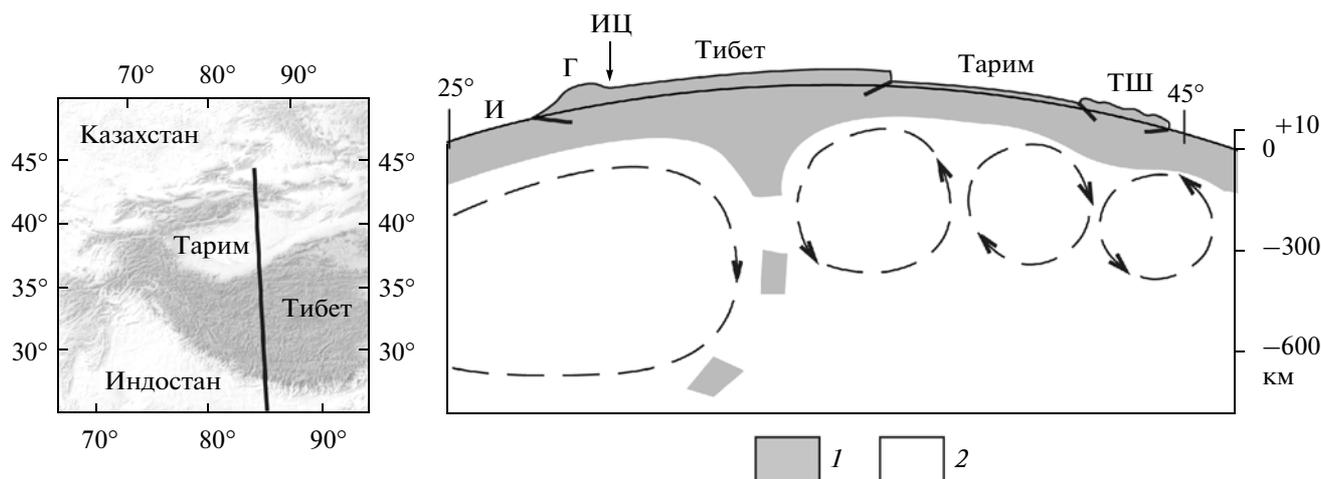


Рис. 16. Геодинамическая модель взаимодействия Индостана, Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем миоцене – квартере (разрез вдоль меридиана 85°)

1 – литосфера; 2 – астеносфера и слой “С” верхней мантии. Г – Гималаи, И – Индостан, ИЦ – сutura Инд-Цангпо, ТШ – Тянь-Шань

гается под окраину Центрального Тянь-Шаня со скоростью 12–13 мм/год, Кучарская впадина поддвигается под окраину Восточного Тянь-Шаня со скоростью 4–8 мм/год, Северо-Восточный Тарим поддвигается под хребет Куругарт со скоростью 2–3 мм/год. Интерпретация данных GPS позволяет делать вывод о вращении Таримского блока по часовой стрелке относительно стабильной Евразии со скоростью 0.52° в млн. лет [91]. На северной границе Центрального Тянь-Шаня Киргизский хребет надвигается на Чуйскую впадину со скоростью 2–5 мм/год, Заилийский хребет – на Илийскую впадину со скоростью около 5 мм/год, хребет Кетмень – на ту же впадину со скоростью 3–5 мм/год. Джунгарский Тянь-Шань надвигается на Джунгарскую впадину со скоростью 3–5 мм/год.

Общая деформация региона приводит к сокращению его площади, которое происходит в направлении, близком к меридиональному. Скорость поперечного сокращения Тибета более 30 мм/год. Сокращение в большей мере компенсируется истечением коры в геодинамическое убежище, которое находится на востоке и юго-востоке от Тибета. Скорость этого тектонического течения в Центральном Тибете превышает 20 мм/год. Поперечное сокращение Тянь-Шаня происходит со скоростью около 20 мм/год. Сокращение компенсируется пограничными и внутренними деформациями и, частично, тектоническим течением в восточном направлении, которое достигает 5 мм/год.

Предлагаемая геодинамическая модель взаимодействия Индостана, Тибета, Тарима и Тянь-Шаня (рис. 16) показывает механизм передачи импульса из зоны конвергенции Индостан–Евразия к Тариму и Тянь-Шаню. Модель основа-

на на рассмотренных выше данных и их интерпретациях. Наиболее важная информация была получена в результате сейсмо-томографических, сейсмологических и сейсмических исследований. Они свидетельствуют: (а) о существовании конвективных ячеек в верхней мантии под Тянь-Шанем и Таримом и о размерах этих ячеек, (б) о масштабе и границах пододвигания (субдукции) индостанской континентальной литосферы под Тибет, (в) о пододвигании Тарима и Северного Тибета под Центральный Тибет, (г) о пододвигании Тарима под Центральный и Восточный Тянь-Шань.

Автор благодарен Н.В. Короновскому, Т.В. Романюк и В.Г. Трифонову за благожелательные рецензии на статью и за замечания и рекомендации, которые позволили улучшить ее содержание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1585–1609.
2. Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Куликов О.А., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении шарпылдагской свиты в свете палеомагнитных данных // Вестник МГУ. Сер. география. 1972. № 5. С. 106–107.
3. Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.П., Сабитова Т.М. Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 42–53.
4. Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. Минкуш-Кёкёме-

- ренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.
5. Буртман В.С. Процессы тектонического течения в Альпийском поясе // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1990. № 6. С. 30–39.
 6. Буртман В.С. История и геодинамика океанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета в фанерозое. // Геотектоника. 2010. № 5. С. 22–40.
 7. Габуния Л.К., Девяткин Е.В., Рубинштейн М.М. Данные об абсолютном возрасте кайнозойских континентальных отложений Азии и их биостратиграфическое значение // ДАН СССР. 1975. Т. 225. С. 895–898.
 8. Грачев А.Ф. Раннекайнозойский вулканизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 1999. № 10. С. 26–51.
 9. Григина О.М., Фортуна А.Б. Палеогеография Северного Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1981. 195 с.
 10. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 2001. 409 с.
 11. Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.
 12. Зубович А.В., Мосиенко О.И. Распределение современных деформаций в Тяньшаньском регионе // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Бишкек: Билд, 2002. С. 105–107.
 13. Карта новейшей тектоники Северной Евразии в масштабе 1 : 5000000 / Ред. Грачев Г.Ф. М.: ОИФЗ РАН. 1997.
 14. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
 15. Корженков А.М., Миколайчук А.В. Мезозойско-кайнозойские внутриконтинентальные и орогенные комплексы и неотектоника // Тектоническая эволюция и строение земной коры Тянь-Шаня и сопредельных областей, путеводитель экскурсии. Бишкек: Ин-т Геологии НАН, 2009. С. 68–80.
 16. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 497 с.
 17. Литосфера Тянь-Шаня / Ред. Губин И.Е. М.: Наука, 1986. 158 с.
 18. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
 19. Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М. и др. Подвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар–Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
 20. Миколайчук А.В., Симонов В.А., Травин А.И., Собел Е.Р. Особенности мезо-кайнозойского плюмового магматизма Центрального Тянь-Шаня // Геодинамика и экология высокогорных регионов в XXI веке. Вып. 1 (Леонов М.Г. – ред.). Москва–Бишкек: НСГП РАН, 2006. С. 50–57.
 21. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии (Грачев А.Ф. – ред.) М.: Пробел, 2000. 487 с.
 22. Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотографические исследования земной коры Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1543–1553.
 23. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 179 с.
 24. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Макаров В.И. – ред.). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
 25. 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.
 26. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
 27. Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.
 28. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
 29. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
 30. Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.M. When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. № B05423. P. 1–19.
 31. Allen M.B., Windley B.F., Zhang C. Cenozoic tectonics of the Urumqi-Korla region of the Chinese Tien Shan // Geol. Rundsh. 1994. Vol. 83. P. 406–416.
 32. Argand E. La tectonique de l'Asie // Proc. 13 Intern. Geol. Cong. (1922). Brussels, 1924. Vol. 1. Pt. 5. P. 170–372.
 33. Armijo R., Tapponnier P., Han T. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 2787–2838.
 34. Avouac J.P., Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia // J. Geophysics Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 895–898.
 35. Braitenberg C., Zadro M., Fang J., Wang Y., Hsu H.T. The gravity and isostatic Moho undulations in Qinghai-Tibet plateau // Journal of Geodynamics. 2000. Vol. 30. P. 489–505.
 36. Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdrakhmatov K.Y. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the ini-

- tiation of mountain building // GSA Bulletin. 2001. Vol. 113. P. 1544–1559.
37. Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. Building the northern Tien Shan: integrated thermal, structural, and topographic Constraints // J. Geology. 2003. Vol. 111. P. 149–165.
 38. Burov E.V., Kogan M.G., Lyon-Caen H., Molnar P. Gravity anomalies, the deep structure, and dynamic processes beneath the Tien-Shan // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 96. P. 367–383.
 39. Burtman V.S., Scobeelev 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.
 40. Chang C. Geology and tectonics of the Qinghai–Tibet Plateau. Beijing: Science Press, 1996. 153 p.
 41. Charreau J., Avouac J.-P., Chen Y., Dominguez S., Gilder S. Miocene to present kinematics of fault-bend folding across the Huerquosi anticline, northern Tianshan (China), derived from structural, seismic, and magnetostratigraphic data // Geology. 2008. Vol. 36. P. 871–874.
 42. Charreau J., Gilder S., Chen Y., Dominguez S., Avouac J.-P., Sevket S., Jolivet M., Li Y., Wang W. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tien Shan Mountains // Geology. 2006. Vol. 34. P. 181–184.
 43. Chen J., Heermance R., Burbank D.W., Scharer K.M., Miao J., Wang C. Quantification of growth and lateral propagation of the Kashi anticline, southwest Chinese Tien Shan // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. № B03S16. P. 1–22.
 44. 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.
 45. Chen W., Martin M., Tseng T., Nowack R.L., Hung S., Huang B. Shear-wave birefringence and current configuration of converging lithosphere under Tibet // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. Vol. 295. P. 297–304.
 46. Coward M.P., Butler R.W.H. Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya // Geology. 1985. Vol. 13. P. 417–420.
 47. Cowgill E., Gold R.D., Chen X., Wang X., Arrowsmith J.R., Southon J. Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geologic rates along the Altyn Tagh fault, northwestern Tibet // Geology. 2009. Vol. 37. P. 647–650.
 48. DeCelles P.G., Robinson D.M., Zandt G. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau // Tectonics. 2002. Vol. 21. № 1062. P. 1–25.
 49. DeGrave J., Buslov M.M., Vandenhaute P. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intra continental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. Vol. 29. P. 188–204.
 50. Ding L., Kapp P., Wan X. Paleocene–Eocene record of ophiolite obduction and initial India–Asia collision, south central Tibet // Tectonics. 2005. Vol. 24. № TC3001. P. 1–18.
 51. Dupont-Nivet G., Horton B.K., Butler R.F., Wang J., Zhou J., Waanders G.L. Paleogene clockwise tectonic rotation of the Xining-Lanzhou region, northeastern Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. № B04401. P. 1–13.
 52. Dupont-Nivet G., Lippert P.C., Hinsbergen D.J., Meijers M.J., Kapp P. Palaeolatitude and age of the Indo-Asia collision: palaeomagnetic constraints // Geophys. J. Int. 2010. Vol. 182. P. 1189–1198.
 53. Fu B., Awata Y. Displacement and timing of left-lateral faulting in the Kunlun Fault Zone, northern Tibet, inferred from geologic and geomorphic features // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 253–265.
 54. Fu B., Lin A., Kano K., Maruyama T., Guo J. Quaternary folding of the eastern Tien Shan, northwest China // Tectonophysics. 2003. Vol. 369. P. 79–101.
 55. Gao R., Lu Z., Li Q., Guan Y., Zhang J., He R., Huang L. Geophysical survey and geodynamic study of crust and upper mantle in the Qinghai-Tibet Plateau // Episodes. 2005. Vol. 28. P. 263–273.
 56. Han B., Wang X., He G., Wu N., Li M., Liu Y., Wang S. Discovery of mantle and lower crust xenoliths from early Cretaceous volcanic rocks of southwestern Tianshan, Hingjiang // Chinese Science Bulletin. 1999. Vol. 44. P. 1119–1122.
 57. Heermance R.V., Richard V., Chen J., Burbank D.W., Douglas W., Wang C. Chronology and tectonic controls of Late Tertiary deposition in the southwestern Tien Shan foreland, NW China // Basin Res. 2007. Vol. 19. P. 599–632.
 58. Huang B., Piper J.D.A., Peng S., Liu T., Li Z., Wang Q., Zhu R. Magnetostratigraphic study of the Kuche Depression, Tarim Basin, and Cenozoic uplift of the Tien Shan Range, Western China // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 251. P. 346–364.
 59. Huang B., Piper J.D.A., Wang Y., He H., Zhu R. Paleomagnetic and geochronological constraints on the post-collisional northward convergence of the southwest Tien Shan, NW China // Tectonophysics. 2005. Vol. 409. P. 107–124.
 60. Kosarev G., Kind R., Sobolev S.V., Yuan X., Hanka W., Oreshin S. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet // Science. 1999. Vol. 283. P. 1306–1309.
 61. 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.
 62. Kumar P., Yuan X., Kind R., Ni J. Imaging the colliding Indian and Asian lithospheric plates beneath Tibet // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. 6308–6319.
 63. Li Z.W., Roecker S., Li Z.H., Wei B., Wang H., Schelochkov G., Bragin V. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from

- the MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination // *Tectonophysics*. Vol. 477. P. 49–57.
64. *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.
 65. *Liu M., Yang Y.* Extensional collapse of the Tibetan Plateau: results of three-dimensional finite element modeling // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. № B2361. P. 1–15.
 66. *Ma X.* Lithospheric dynamic map of China and adjacent seas, scale 1 : 4000000. Beijing: Geol. Pub. House, 1987.
 67. *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.
 68. *Molnar P., England P., Martinod J.* Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon // *Rev. Geophys.* 1993. Vol. 31. 357–396.
 69. *Molnar P., Ghose S.* Seismic moments of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan // *Geoph. Res. Lett.* 2000. Vol. 27. P. 2377–2380.
 70. *Molnar P., Lyon-Caen H.* Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins // *Geophysical Journal International*. 1989. Vol. 99. P. 123–153.
 71. *Molnar P., Stock M.* Slowing of India's convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. P. 3001–3011.
 72. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*. 1975. Vol. 169. P. 419–426.
 73. *Neil A., Houseman G.A.* Geodynamics of the Tarim Basin and the Tian Shan in central Asia // *Tectonics*. 1997. Vol. 16. P. 571–584.
 74. *Nomade S., Renne P.R., Mo X., Zhao Z., Zhou S.* Miocene volcanism in the Lhasa block, Tibet: spatial trends and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 221. P. 227–243.
 75. *Powell C.* Continental underplating model for the rise of the Tibetan Plateau // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986/87. Vol. 81. P. 79–94.
 76. *Ratschbacher L., Frisch W., Herrman U., Strecker M.* Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India–Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 19917–19945.
 77. *Reigber C., Michel G.W., Galas R., Angermann D., Klotz J., Chen J.Y., Papschev A., Arslanov R., Tzurkov V.E., Ishanov M.C.* New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 191. P. 157–165.
 78. *Rowley D.B.* Age of initiation of collision between India and Asia: a review of stratigraphic data // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 145. P. 1–13.
 79. *Sobel E.R., Arnaud N.* Cretaceous–Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume // *Lithos*. 2000. Vol. 50. P. 191–215.
 80. *Sobel E.R., Chen J., Heermance R.V.* Late Oligocene – Early Miocene initiation of shortening in the southwestern Chinese Tian Shan: implications for Neogene shortening rate variations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 247. P. 70–81.
 81. *Sobel E.R., Dumitru T.A.* Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim Basin during the India–Asia collision // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 5043–5064.
 82. *Sun J., Zhang Z.* Syntectonic growth strata and implications for late Cenozoic tectonic uplift in the northern Tian Shan, China // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 463. P. 60–68.
 83. *Sun J., Zhu R., Bowler J.* Timing of the Tianshan Mountains uplift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasse deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 219. P. 239–253.
 84. *Tapponnier P., Ryerson F.J., Woerd J., Mériaux A., Lasserre C.* Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 333. P. 483–494.
 85. *Taylor M., Yin A.* Active structures of the Himalayan–Tibetan orogen and their relationships to earthquake distribution, contemporary strain field, and Cenozoic volcanism // *Geosphere*. 2009. Vol. 5. P. 199–214.
 86. *Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdрахmatov K., Molnar P., Berger G.W.* Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. № B2203. P. 1–32.
 87. *Vinnik L.P., Reigber C., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban V.K., Oreshin S.L., Roecker S.W.* Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 225. P. 131–146.
 88. *Wang C., Zhao X., Liu Z., Lippert P.C., Graham S.A., Coe R.S., Yi H., Zhu L., Liu S., Li Y.* Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau // *Proceeding Nat. Acad. Sci. USA*. 2008. Vol. 105. P. 4987–4992.
 89. *Wittlinger G., Vergne J., Tapponnier P., Farra V., Poupinet G., Jiang M., Su H., Herquel G., Paul A.* Teleseismic imaging of subducting lithosphere and Moho offsets beneath western Tibet // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 221. P. 117–130.
 90. *Xia L., Li X., Ma Z., Xu X., Xia Z.* Cenozoic volcanism and tectonic evolution of the Tibetan plateau // *Gondwana Res.* 2010. Vol. 19. P. 850–866.
 91. *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.

92. *Yin A.* Mode of Cenozoic east–west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the Indo-Asian collision // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. P. 21745–21759.
93. *Yin A.* Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation // *Earth-Sci. Reviews.* 2006. Vol. 76. P. 1–131.
94. *Yin A., Harrison T.M.* Geological evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 2000. Vol. 28. P. 211–280.
95. *Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ruerson F.J., Xianglin Q., Geng Y.* Late Cenozoic evolution of the southern Chinese Tian Shan // *Tectonics.* 1998. Vol. 17. P. 1–27.
96. *Yue Y., Ritts B.D., Graham S.A.* Initiation and long-term slip history of the Altyn Tagh Fault // *Intern. Geol. Review.* 2001. Vol. 43. P. 1087–1093.
97. *Zhang P., Molnar P., Xu X.* Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau // *Tectonics.* 2007. Vol. 26. № TC5010. P. 1–24.
98. *Zhang P., Shen Z., Wang M., Gan W., Bürgmann R., Molnar P., Wang Q., Niu Z., Sun J., Wu J., Sun H., You X.* Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data // *Geology.* 2004. Vol. 32. P. 809–812.
99. *Zhao J., Yuan X., Liu H., Kumar P., Pei S., Kind R., Zhang Z., Tenge J., Dinga L., Gao X., Xua Q., Wanga W.* The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet // *Proceedings National Academy Sci. USA.* 2010. Vol. 107. P. 11229–11233.
100. *Zhao Z., Mo X., Dilek Y., Niu Y., DePaolo D.J., Robinson P., Zhu D., Sun C., Dong G., Zhou S., Lui Z., Hou Z.* Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: petrogenesis and implications for India intracontinental subduction beneath southern Tibet // *Lithos.* 2009. Vol. 113. P. 190–212.
101. *Zubovich F.V., Wang X., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I. et al.* GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics.* 2010. Vol. 29. № TC6014. P. 1–23.

Рецензенты: *Н.В. Короновский,
Т.В. Романюк, В.Г. Трифонов*

Geodynamics of Tibet, Tarim, and the Tien Shan in the Late Cenozoic

V. S. Burtman

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

e-mail: vburtman@gmail.com

Received August 29, 2011

Abstract—The tectonic and geodynamic consequences of the collision between Hindustan and Eurasia are considered in the paper. The tectonic evolution and deformation of Tibet and the Tien Shan in the Late Cenozoic is described on the basis of geological, geophysical, and geodetic data. The factual data and their interpretation, which shed light on the kinematics of the tectonic processes in the lithosphere and the geodynamics of the interaction between the Tien Shan, Tarim, and Tibet are discussed. A geodynamic model of their interaction is proposed.