ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА





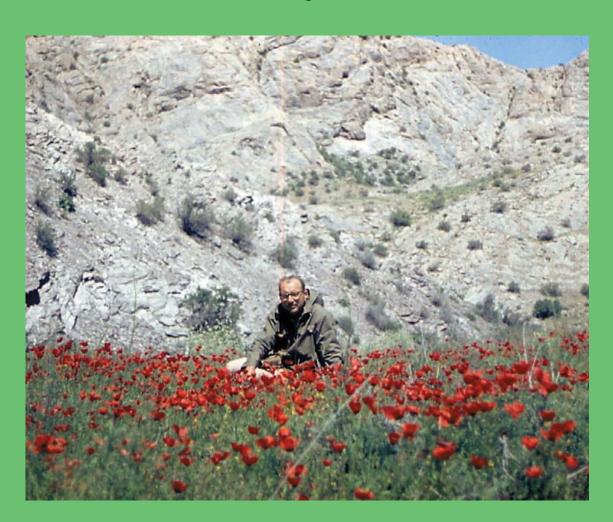


ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



Буртман Валентин Семенович — автор монографий «Таласо-Ферганский сдвиг», «Геология и механика шарьяжей», «Структурная эволюция палеозойских складчатых систем», «Структурные дуги Альпийского пояса» (соавтор М.П. Баженов), «Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir» (соавтор П. Молнар), "Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое"

vburtman@gmail.com burtman@ginras.ru



Буртман -Шань Z Высокая Азия

В.С. Буртман Тянь-Шань и Высокая Азия Геодинамика в кайнозое

Российская академия наук Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932 Vol. 603

V.S. Burtman

Tian Shan and High Asia: Geodinamics in the Cenozoic

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году Вып. 603

В.С. Буртман

Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое

Ответственный редактор *Ю.Г. Леонов*

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), С.Д. Соколов (заместитель главного редактора), Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, В.А. Захаров, А.И. Кожурин, В.Б. Курносов, Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской

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

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, Т 78 1964. — ISSN 0002-3272

Вып. 603: Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое / Буртман В.С.; Отв. ред. Ю.Г. Леонов. — М.: ГЕОС, 2012. — 188 с. + 8 с. цв. вкл.; ил. ISBN (в пер.)

В книге изложены результаты анализа геологических и геофизических данных о кинематике и динамике тектонических процессов в земной коре и литосферной мантии Тянь-Шаня, Памира и Тибета. Проведены корреляция и сравнение тектонических процессов, происходивших в кайнозое на территории Центральной и Высокой Азии. Рассмотрены закономерности и вероятные причины орогенеза и его связи с коллизией литосферных плит и процессами внутриплитной субдукции. Значительное внимание уделено строению и про-исхождению Памир-Пенджабского синтаксиса Альпийского складчатого пояса. Предложена геодинамическая модель взаимодействия Тянь-Шаня, Тарима, Тибета и Памира в позднекайнозойское время.

Для исследователей, которых интересует неотектоника и геодинамика складчатых областей и региональная геология Тянь-Шаня, Памира и Тибета.

ББК

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 12-05-07017 Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible Editor: Yu.G. Leonov

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), S.D. Sokolov (Deputy Editor-in-Chief), Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, V.A. Zakharov, A.I. Kozhurin, V.B. Kurnosov, Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov, M.D. Khutorskoy

Reviewers: N.V. Koronovsky, V.G. Trifonov

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. –. ISSN 0002-3272

Vol. 603: Tian Shan and High Asia: Geodinamics in the Cenozoic / Burtman V.S.; Ed. by Yu.G. Leonov. — Moscow: GEOS, 2012. — 188 p. + 8 p. color insert; ill.

ISBN (in cloth)

The data related to Cenozoic geodynamics of the Tien Shan, Pamir and Tibet descussed and the geodynamic model suggested.

For researchers whom the neotectonics and geodynamics of folded areas and regional geology Tian Shan, Pamir and Tibet interests.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant № 12-05-07017 The edition of the RFBR isn't subject for sale

На переплете: гора Ракапоши, 7788 м. Каракорум. Фото автора

© В.С. Буртман, 2012

© ГИН РАН, 2012

© ΓΕΟC, 2012

Введение

Географические провинции (5) — Историко-тектонические интервалы (7) — Методы (7) — Тектоническое течение (7)

Территории Высокой Азии и Тянь-Шаня (рис. 0.1 и 0.2) — ключевые районы для решения проблем коллизионной и внутриплитной геодинамики. Коллизионные процессы были обусловлены столкновением плит при закрытии океанических бассейнов. В Высокой Азии эти события происходили в карбоне, триасе, мелу и кайнозое. В Тянь-Шане последний океанический бассейн был закрыт в карбоне, коллизионные деформации происходили в позднем карбоне и перми [Буртман, 2006, и др.]. Последующие деформации на территории Тянь-Шаня формировались внутри Евразийской плиты. Главным событием кайнозойской истории Тянь-Шаня был орогенез, связанный с коллизионным процессом в Высокой Азии.

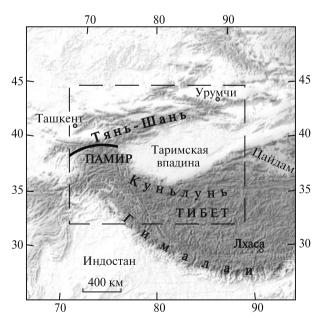


Рис. 0.1. Тянь-Шань и Высокая Азия. Пунктиром показан контур рис. 0.1

В книге рассмотрены фактические данные и их интерпретации, проливающие свет на тектонические процессы в литосфере региона и на геодинамику взаимодействий между Тянь-Шанем, Памиром, Таримом и Тибетом в кайнозое. Рассмотрению кайнозойской истории и геодинамики Тянь-Шаня и Высокой Азии предшествуют краткие очерки геодинамических процессов, происходивших в более ранние эпохи. Более подробно они были рассмотрены в другой книге [Буртман, 2006].

Географические провинции

В рассматриваемом регионе традиционно выделяют несколько географических провинций (их площади частично перекрываются).

Высокая Азия — территории обширных нагорий и возвышающихся над ними горных хребтов с наиболее высокими на Земле вершинами. Высокая Азия охватывает Памирское нагорье и его горные хребты (Заалайский, Сарыкольский и др.), Тибет с приграничными хребтами, Гималаи, Каракорум, Восточный Гиндукуш. Высокая Азия и Тянь-Шаньская горная страна разделены Таримской впадиной, Алайской высокогорной долиной и Афгано-Таджикской впадиной. Иногда Тянь-Шань включают в Высокую Азию [Современная геодинамика..., 2005; Садыбакасов, 1990; и др.] или расширяют территорию Высокой Азии до Байкала [Лобковский и др., 2004], что не кажется удачным. В Тянь-Шане большинство горных хребтов имеют высоту 4-5 км над уровнем моря. В Высокой Азии на такой высоте находятся плато. Эти высокогорные плато окаймлены горами, которые возвышаются над плато

на несколько километров. Впечатляющая картина открывается из Алайской долины, которая разделяет Памир и Тянь-Шань. Дно долина находится на высоте около 3–3,5 км над уровнем моря. Северный борт долины образован склоном Алайского хребта, высота которого (более 4 км над уровнем моря) обычна для хребтов Тянь-Шаня. Из Алайской долины этот хребет имеет вид холмов и низкой горной гряды, а на юге на 3–4 км над долиной возвышаются горы и вечные снега Заалайского хребта Высокой Азии.

гарский и Гобийский Тянь-Шань, Гобийский Алтай, Бейшань, Наньшань-Цилианшань, Алтынтаг, Куньлунь, Цайдам, Западный Тибет, пустыни Такла-Макан, Алашаньскую, Гушуньскую и Восточную Гоби. Представления о Центральной Азии как бессточной провинции придерживались К.Рихтгофен, И.В. Мушкетов, В.А. Обручев, в близких границах очерчивал Центральную Азию В.М. Синицын [1959]. Это — Центральная Азия sensus stricto, и так она упоминается в этой книге.

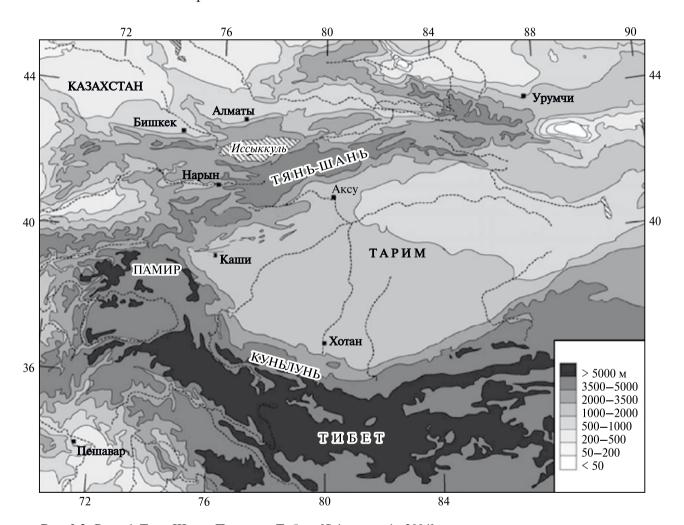


Рис. 0.2. Рельеф Тянь-Шаня, Памира и Тибета [Scharer et al., 2004]

Средняя Азия — территории бассейнов рек Амударья, Сырдарья, Чу и Или. Провинция включает Памир, бо́льшую часть Тянь-Шаня, пустыни и оазисы Каракума, Кызылкума, Муюнкума.

Центральная Азия — территория бессточных бассейнов Азии. Она включает Таримскую и Джунгарскую впадины, южные горные цепи Центрального и Восточного Тянь-Шаня. Джун-

В англоязычных публикациях часто не различают Среднюю и Центральную Азию или включают одну в состав другой. Разные авторы включают в Центральную Азию также Казахстан, Южную Сибирь, Забайкалье [Буслов и др., 2011; и др.]. В результате возникло представление о Центральной Азии sensus late, которая охватывает Тибет, Памир, Тарим, Монголию, Южную Сибирь, Казахстан и Среднюю Азию.

Туркестан — области проживания народов, говорящих на тюркских языках в Западном Китае, Казахстане и Средней Азии. В пределах Туркестана выделяют Западную и Восточную провинции, границей между которыми служит западная граница Китая.

Транслитерация названий географических и геологических объектов с китайского, тибетских и тюркских языков проводилась на латиницу и на кириллицу независимо и по разным правилам. В результате, названия многих объектов в публикациях на русском и английском языках приобрели трудно узнаваемые формы, и их идентификация вызывает затруднения. Упоминаемые в книге объекты обозначены на рисунках и в подписях, в которых приведены названия этих объектов на русском языке и так, как это принято в англоязычной научной литературе.

Историко-тектонические интервалы

В кайнозойской тектонической истории региона традиционно выделяют интервалы с приблизительными границами, которые охватывают несколько подразделений стратиграфической шкалы или занимают часть стратиграфического подразделения. В книге упомянуты следующие интервалы.

Новейший (неотектонический) интервал начался в олигоцене и охватывает неоген и квартер. Его длительность около 30 млн лет.

Позднекайнозойские события происходили в позднем миоцене, плиоцене и квартере, их возраст менее 12 млн лет.

Позднечетвертичные события происходили в позднем плейстоцене и голоцене, их возраст менее 120 тыс. лет.

Молодые события происходили в голоцене и имеют возраст менее 12 тыс. лет.

Современными считаются события, возраст которых менее 100 лет.

Горы Высокой Азии и Тянь-Шаня очень молоды. Говоря о Тянь-Шане, Памире, Тибете в меловое, палеогеновое время, автор имеет в виду территорию будущих горных стран.

Методы

Земная поверхность, кора и мантия Высокой Азии и Тянь-Шаня изучены методами геологии, геофизики, космической и наземной гео-

дезии. Геологическими методами установлены соотношения между структурными формами. Определения возраста геологических тел и морфоструктур с помощью радиоуглеродного и космогенно-изотопного методов позволили установить время перемещений по разломам, вычислить скорости этих перемещений и сокращения площади горных стран в процессе орогенеза. С помощью палеомагнитного метода выявлены участки, испытавшие вращение, и определены параметры вращения. Применение трекового анализа апатита из пород палеозойского фундамента позволило установить скорость эксгумации фундамента в кайнозое и помогло рассчитать скорости роста гор и их денудации. Палинологические исследования помогли определить время создания горного рельефа. Применение взрывных сейсмических методов и использование гравитационного метода позволило определять положение границы Мохо и разделов в земной коре. Результаты геотермических исследований были использованы при верификации геодинамических построений.

Повторные измерения методом космической геодезии показали распределение современной деформации на территории региона, направление и скорость перемещения участков рассматриваемой территории. Анализ распределения эпицентров землетрясений позволил выделить тектонические швы, наиболее активные в историческое время. Решения фокальных механизмов землетрясений показали распределение современных тектонических напряжений в литосфере. Результаты исследований с применением сейсмотомографического метода показали положение и размер собдуцируемых слэбов, кинематику и размер конвективных ячеек в верхней мантии.

Тектоническое течение

В геодинамических процессах велико участие тектонического течения. Изменения формы тела (деформация) в земной коре происходит либо путем разрушения структуры тела — дизъюнктивная (хрупкая, разломная) деформация, либо без разрушения структуры — реологическая деформация (реодеформация, реидная деформация). Существуют разные пути дизъюнктивной и реологической деформации в зависимости от свойства среды, величины напряжений, температуры.

Главные типы реологической деформации пластическая деформация, интенсивность и скорость которой зависит от бингамовской пластической вязкости породы, и деформация ползучести, которая зависит от вязкости ползучести породы. Деформация ползучести, которую называют также криповой деформацией, криповым течением (от английского слова *kreep*), подвержены все твердые тела, она не имеет предела ползучести и происходит при напряжениях ниже и выше пределов пластичности, упругости тела. 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 — 10^{19} – 10^{26} пуаз [Артюшков, 1993; Гзовский, 1963; Добрецов и др., 2001; Красс и др., 1969; Кунтыш, 1973]. Деформация ползучести — результат течения горной породы под действием различных напряжений, которые возникают под воздействием гравитации, мантийных плюмов, конвективных течений, инденторов, процессов уплотнения или разуплотнения в земной коре и под корой. Деформация путем крипового течения происходит очень медленно. Она становится заметной, если действие напряжений и вызванные ими деформации продолжались длительное время.

Тектоническое течение представляет собой комбинацию реологической и дизъюнктивной деформаций при преобладании первой. Дизъюнктивная деформация при тектоническом течении осуществляется 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 горизонтальные экструзии (протрузии).

Представление о тектоническом течении (под названиями «течение сиаля», «течение масс») способствовало рождению коллизионной геодинамики в работе Э.Аргана [1935; Argand, 1924]. Тектоническое течение земной коры присутствует под разными названиями в геодинамических построениях, предложенных для многих районов [Буртман, 1982, 1984, 1990; Копп, 1997; Леонов, 2008; Современная геодинамика..., 2005; Уломов, 1974; Liu, Yang, 2003; Тарроппіег et al., 1982; и др.].

Благодарности

Я глубоко благодарен коллегам, совместно с которыми были проведены работы по изучению кайнозойской тектоники Тянь-Шаня — М.Л. Баженову, Г.З. Гурарию, П.Молнару, И.Садыбакасову, С.Ф. Скобелеву и др. Я признателен также многим исследователям, с которыми обсуждал проблемы кайнозойской геологии региона — В.А. Бабадалглы, Д.М. Бачманову, Я.А. Беккеру, А.М. Корженкову, А.В. Миколайчуку, А.А. Никонову, С.В. Руженцеву, Г.Х. Салибаеву, М.А. Талипову, В.Г. Трифонову, И.Г. Щербе и др.

В книге использованы результаты работы по проекту РФФИ 04-05-64899 и по Программе исследований Отделения наук о Земле РАН.

Глава 1 Историко-тектоническое развитие Тянь-Шаня

В Тянь-Шане выделяют Западную, Центральную, Восточную и Джунгарскую геолого-географические провинции (рис. 1.1 и 1.2). Западный Тянь-Шань расположен к западу от Таласо-Ферганского разлома. Территория Центрального Тянь-Шаня находится между Таласо-Ферганским разломом на западе и меридианом 80°— на восто-

ке. Вблизи этого меридиана расположена высочайшая вершина Тянь-Шаня (7439 м) и проходит западная граница Китая. Восточный Тянь-Шань простирается от меридиана 80° на западе до Джунгарского (Борохоро) разлома — на востоке. К северо-востоку от Джунгарского разлома находится Джунгарский Тянь-Шань.

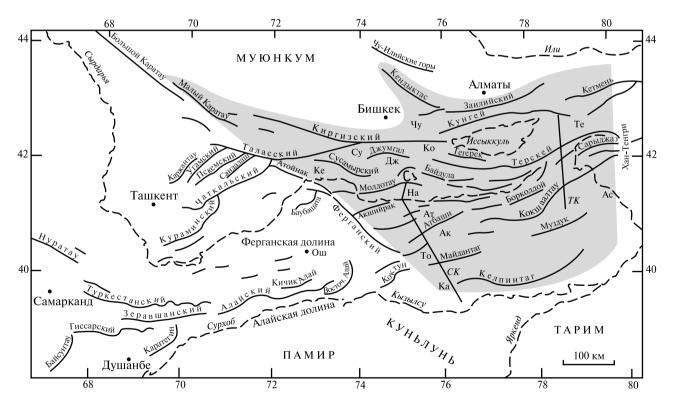


Рис. 1.1. Горные хребты и долины Западного и Центрального Тянь-Шаня. Горные хребты обозначены линиями, реки и озера — пунктиром. Тонирована территория Центрального Тянь-Шаня

Межгорные и предгорные впадины Центрального Тянь-Шаня: Ак — Аксайская, Ас — Аксуйская, Ат — Атбашийская (Атбашинская), Дж — Джумгальская, Ка — Кашийская (Кашгарская), Ке — Кетмень-Тюбинская, Ко — Кочкорская, На — Нарынская, Су — Сусамырская, Те — Текесская, То — Тоюнская мульда, Чу — Чуйская.

СК — линия сейсмического профиля Сонкуль-Каши, см. рис. 2.43, ТК — линия профиля Тюп-Кокшаал, см. рис. 2.18

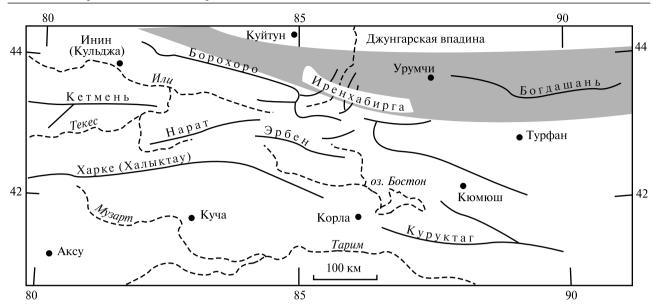


Рис. 1.2. Горные хребты Восточного и Джунгарского Тянь-Шаня. Горные хребты обозначены линиями, реки и озера — пунктиром. Тонирована территория Джунгарского Тянь-Шаня

Из-за затруднений с обменом информацией между исследователями Восточного (китайского) и Западного Туркестана, которое существовало долгое время, некоторые тектонические зоны Тянь-Шаня получили в этих регионах одинаковые названия, при разном содержании. В результате этого, продолжение тектонической зоны «Северный Тянь-Шань» из Западного Туркестана на восток называют в Китае «Средний Тянь-Шань». «Средний (Срединный) Тянь-Шань» Кыргызстана и Узбекистана не имеет отношения к «Среднему Тянь-Шаню» Китая, «Северный Тянь-Шань» Китая не имеет отношения к «Северному Тянь-Шаню» Кыргызстана и Казахстана. Эти названия тектонических зон широко используются в публикациях, касающихся какой-либо одной из провинций Туркестана, но при рассмотрении всего Тянь-Шаня приходится отказаться от их применения.

1.1. Геодинамика Тянь-Шаня в палеозое

Терскейский океанический бассейн (10) — Илийский океанический бассейн (12) — Туркестанский океанический бассейн (12) — Западно-Джунгарский океанический бассейн (14) — Главные события в палеозое (15)

В неопротерозе в результате континентального рифтогенеза, свидетелями которого являются

толщи диамиктитов и рифтогенных вулканитов криогения и эдикария, происходило дробление сиалических блоков, на которые распался суперконтинент Родиния, и формирование океанических бассейнов. В криогении породы региона слагали Алай-Таримский, Сырдарьинский и Иссыккульский сиалические террейны, которые были разделены Туркестанским и Терскейским океаническими бассейнами (рис. 1.3). В эдиакарии (венде) или раннем кембрии от Иссыккульского террейна отделился блок Борохоро и возник Илийский океанический бассейн.

Терскейский океанический бассейн

Терскейский бассейн находился между Сырдарьинским и Иссыккульским раннепалеозойскими континентальными террейнами (рис. 1.3). Породы океанической коры и островных дут Теркейского бассейна слагают пояс офиолитовых аллохтонов, протягивающийся из Киргизского хребта в Терскейский хребет.

В офиолитах Кара-арча (Kr, рис. 1.4) в прослоях кремней содержатся конодонты позднего кембрия, раннего и среднего ордовика и определен Ar-Ar возраст габбро и базальтов 480 и 460 млн лет [Травин и др., 2002]. В офиолитах Кенкол (Kn, рис. 1.4) и Каракатты (Kk) в кремнях среди лав содержится фауна среднего и позднего кембрия и ордовика. В северо-западных отрогах Тянь-Шаня (в горах Малый Каратау) конгломе-

раты эдиакария содержат гальку ультрабазитов и красных кремней — вероятных фрагментов эродированной коры Терскейского океанического бассейна. Петрохимические и геохимические характеристики лав в разрезах офиолитов определяют их принадлежность к базальтам МОRВ и породам океанических островных дуг [Бакиров, Сакиев, 1999; Гесь, 2008; Ломизе и др., 1997].

В позднем палеозое породы Сырдарьинского террейна были надвинуты на Иссыккульский террейн и перекрыли Терскейскую раннепалеозойскую сутуру. Поэтому на земной поверхности сутура отмечена позднепалеозойскими надвигами и сдвигами.

Пояс гранитов І-типа расположен севернее сутуры Терскейского океанического бассейна на

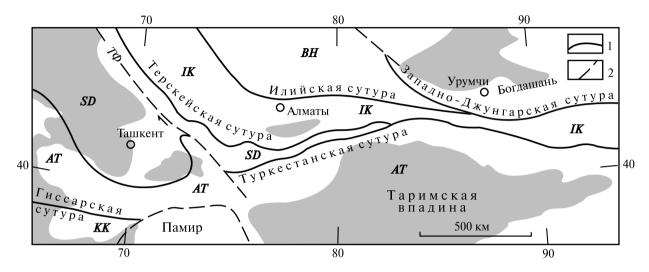


Рис. 1.3. Сутуры палеозойских океанических бассейнов в Тянь-Шане

1 — сутуры океанических бассейнов, 2 — разломы ($T\Phi$ — Таласо-Ферганский). Тонированы современные впадины и равнины.

Террейны с континентальной корой: AT — Алай-Таримский, BH — Борохоро, IK — Иссыккульский, KK — Каракумский, SD — Сырдарьинский

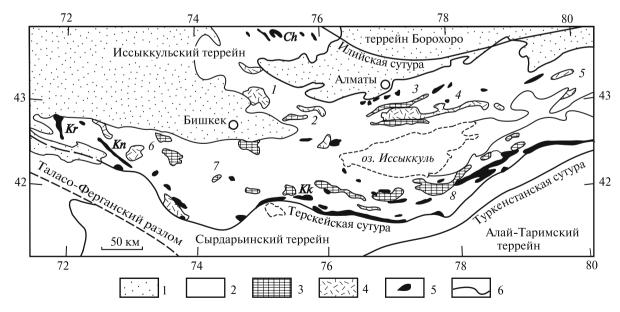


Рис. 1.4. Офиолиты и надсубдукционные магматические породы в Иссыккульском раннепалеозойском террейне 1 — кайнозой и мезозой, 2 — палеозой и протерозой, 3, 4 — магматические породы ордовика (3 — граниты І-типа, 4 — надсубдукционные вулканиты), 5 — нижнепалеозойские офиолиты, 6 — океанические сутуры.

Офиолиты: Ch — Чу-Или, Kn — Кенкол, Kr — Кара-Арча, Kk — Каракаты. Горные хребты, горы: I — Кендыктас, 2 — Кастек, 3 — Заилийский, 4 — Кунгей, 5 — Кетмень, 6 — Киргизский, 7 — Джумгальский, 8 — Терскейский

территории Киргизского, Джумгальского, Терскейского горных хребтов. Граниты І-типа имеют ордовикские U-Pb и Pb-Pb возрасты. В Иссыккульском террейне широко распространены граниты S-типа, которые прорывают граниты І-типа и молассу верхнего ордовика. U-Pb и Pb-Pb возрасты гранитов S-типа (420–460 млн лет) находятся в пределах позднего ордовика и силура [Гесь, 2008; Киселев, 1999; Mineral deposit map..., 2001].

Геодинамика. Открытие Терскейского океанического бассейна, вероятно, произошло в неопротерозое. Сырдарьинская окраина океанического бассейна была пассивной в течение всей его истории. В бассейне существовали океанические островные дуги, которые присоединились к Иссыккульскому террейну в раннем ордовике.

Субдукция океанической коры Терскейского бассейна под окраину Иссыккульского террейна привела к закрытию океанического бассейна и коллизии Сырдарьинского и Иссыккульского террейнов в среднем-позднем ордовике. Это было началом формирования Казахско-Киргизского континента. Коллизия террейнов сопровождалась формированием шарьяжей, которые сложены породами океанической коры, аккреционной призмы и краев террейнов. За коллизией последовал орогенез и накопление молассы, которая имеет средне-позднеордовикский возраст.

Илийский океанический бассейн

Илийский бассейн находился между раннепалеозойскими континентальными террейнами Борохоро и Иссыккуль (рис. 1.3). Породы океанической коры Илийского бассейна сохранились в тектонических покровах и клиппенах на окраине Иссыккульского террейна. В офиолитах Чу-Или (Сh, рис.1.4), распространеных в одноименных горах и горах Кендыктас, определены U-Pb возрасты плагиогранитов 510, 519±4 и 521±2 млн лет, в кремнях среди базальтов содержатся конодонты позднего кембрия и тремадока. По петрохимическим и геохимическим характеристикам лавы офиолитовой ассоциации являются базальтами MORB и окраинных бассейнов [Гесь, 2008; Рязанцев и др., 2009; Gruschka et al., 1998].

Время обдукции офиолитов на Иссыккульский террейн отмечено появлением гальки офиолитов в осадках тремадокского возраста в чехле континентального массива. В горах Кендыктас обдуцированные офиолиты несогласно пере-

крыты отложениями аренига. Клиппены офиолитов коры Илийского бассейна находятся также в хребтах Заилийском, Кунгей и Кетмень.

На Илийской окраине Иссыккульского террейна распространены надсубдукционные вулканиты, которые в горах Кендыктас, горных хребтах Заилийском, Кунгей и Кетмень имеют ордовикский возраст. Граниты І-типа в хребтах Заилийском и Кунгей имеют U-Pb возраст в интервале среднего и позднего ордовика [Киселев, 1999]. В Заилийском хребте они перекрыты красноцветными кластитами, которые содержат ископаемую фауну ашгиллского яруса. В хребте Кастек распространены известково-шелочные вулканиты, состав которых позволяет предполагать их формирование на океанической островной дуге. В прослоях известняков среди вулканических пород содержатся брахиоподы и кораллы позднего лландовери — венлока.

В террейне Борохоро вулканиты надсубдукционного типа известны в разрезах среднего ордовика и нижнего силура [Gao et al., 1998]. Сутура Илийского океанического бассейна имеет силурийский возраст.

Геодинамика. Открытие Илийского океанического бассейна, вероятно, произошло в эдиакарии. С формированием аккреционной призмы в раннем кембрии связаны метаморфизм, для которого определен раннекембрийский изотопный возраст [Дегтярев, Рязанцев, 2007], и эксгумация эклогитов. В ордовике поисходила субдукция океанической коры Илийского бассейна под окраину Иссыккульского террейна, а со среднего ордовика — также и под окраину терейна Борохоро.

В раннем ордовике произошла обдукция офиолитов на край Иссыккульского террейна, связанная с формированием аккреционной призмы. В венлоке или позднее на Иссыккульский террейн были обдуцированы породы океанической островной дуги. Это произошло во время закрытия Илийского океанического бассейна при коллизии террейнов Иссыккульского и Борохоро.

Туркестанский океанический бассейн

Туркестанский бассейн в раннем палеозое отделял Алай-Таримский континент от Сырдарьинского сиалического террейна (рис. 1.3), а позднее — от Казахско-Киргизского континента. Породы океанической коры Туркестанского бассейна находятся в аллохтонном залегании на породах Алай-Таримского террейна. По палеонтологическим данным, офиолиты имеют раннекембрийский, ордовикский, силурийский, девонский и раннекаменноугольный возрасты.

Наиболее полные разрезы офиолитовой ассоциации сохранились в офиолитах Сарытал (рис. 1.5) в Западном Тянь-Шане и офиолитах Серикеяйлак (*Se*, рис. 1.6) в Восточном Тянь-

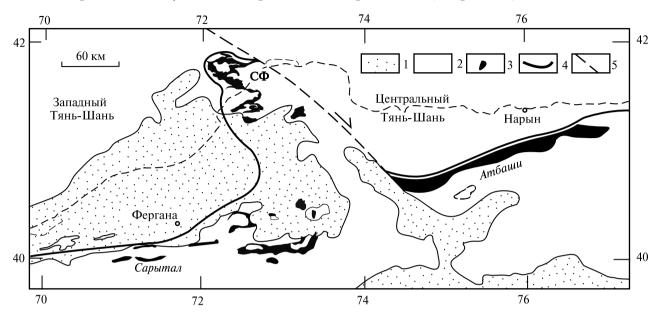


Рис. 1.5. Породы океанической коры Туркестанского бассейна в Западном и Центральном Тянь-Шане 1 — кайнозой и мезозой, 2 — палеозой, 3 — породы океанической коры, 4 — сутура Туркестанского океанического бассейна, 5 — Таласо-Ферганский сдвиг. СФ — Северная Фергана

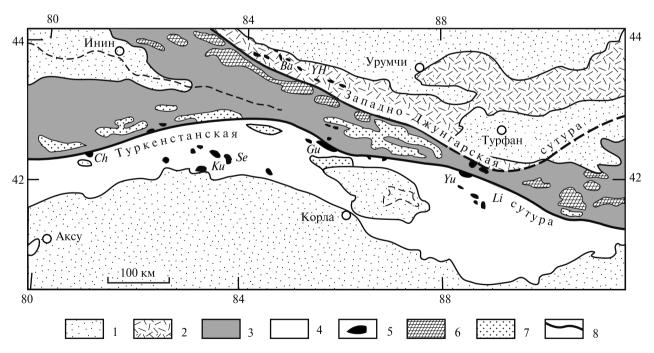


Рис. 1.6. Офиолиты и граниты І-типа в Восточном Тянь-Шане

1 — кайнозой и мезозой, 2 — породы позднепалеозойской островной вулканической дуги Богдашань, 3, 4 — палеозойские и допалеозойские породы Казахско-Киргизского (3) и Алай-Таримского (4) террейнов, 5 — офиолиты, 6, 7 — граниты I типа (6 — позднего карбона — ранней перми, 7 — силура–карбона), 8 — сутуры океанических бассейнов.

Офиолиты: Ba — Баянго (Bayingou), Ch — Чангавузи (Changawuzhi), Gu — Гулуго (Gulugou), Ku — Кюле (Kule), Li — Люхуан (Liuhuang), Se — Серикеяйлак (Serikeyayilake), Yu — Юшуго (Yushugou); YH — горы Илинхаберга (Yilinharbergan)

Шане. Цирконы из метаморфизованных офиолитов Юшуго (Yu, рис. 1.6) имеют SHRIMP возрасты 596, 430 и 398 млн лет [Windley et al., 2007; Xiao et al., 2004]. Для метаморфизованных офиолитов Шайдан в Северной Фергане (рис. 1.5) определены U-Pb и Pb-Pb возрасты цирконов из дунитов — 532±12 млн лет, из габбро — в интервале 475–395 млн лет [Комаревцев и др., 1987]. Аг-Аг (плато) возраст пироксена в габбро из офиолитов Чангавузи (Сh, рис. 1.6) — 439±27 млн лет, амфибола из офиолитового меланжа — 430-420 млн лет [Chen et al., 1999; Liu et al., 1996]. U-Рь возрасты базальтов из офиолитового меланжа Кюле (Ки, рис. 1.6) находятся в интервале 425-395 млн лет [Long et al., 2006]. Rb-Sr изохронный возраст плагиогранитов из офиолитов Гулуго (Gu, рис. 1.6) определен в 358±15 млн лет. В офиолитах Люхуан (Li, рис. 1.6) лавы из меланжа имеют Rb-Sr изохронный возраст 340±4 млн лет, габбро — Ar-Ar (плато) возраст 333 млн лет [Gao et al., 1998]. Петрохимические и геохимические параметры офиолитов указывают на присутствие в них базальтов MORB, пород окраинных океанических бассейнов и океанических островов [Куренков и др., 2002; Long et al., 2006; и др.].

Вдоль Туркестанской сутуры распространены метаморфические зеленые и голубые сланцы с эклогитами. Rb-Sr изохронный возраст метаморфизма эклогитов в зоне Атбаши (рис. 1.5) в Центральном Тянь-Шане определен в 267±5 млн лет, геохимические параметры эклогитов соответствуют базальтам океанических островных дуг и MORB [Соболев и др., 1989]. В Восточном Тянь-Шане определены Ar-Ar (плато) возрасты метаморфизма 420±4, 415±2, 361±2, 351±2 и 345±7 млн лет [Chen et al., 1999; Gao et al., 1998; Xiao et al., 2004].

Надсубдукционные вулканические и плутонические породы распространены севернее Туркестанской океанической сутуры. Они имеют силурийский, девонский, каменноугольный и пермский возрасты. В Восточном Тянь-Шане определены U-Pb возрасты по цирконам для гранитов І-типа — 298 и 285 млн лет [Хіао et al., 2004]. U-Pb возрасты цирконов из послеколлизионных гранитов А-типа в Центральном и Восточном Тянь-Шане находятся в интервале 296–260 млн лет [Копореlko et al., 2007; Long et al., 2008].

Туркестанская океаническая сутура (рис. 1.3) сформирована в московское время позднего карбона вследствие коллизии Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентов. В позднепермское время Северо-Ферганский тектониче-

ский блок Алай-Таримского террейна был деформирован, надвинут на край Казахстан-Киргизского континента и перекрыл Туркестанскую сутуру. Между Западным и Центральным Тянь-Шанем граница между Алай-Таримским и Казахско-Киргизским террейнами была смещена в перми и кайнозое на 200 км по Таласо-Ферганскому правому сдвигу. В Центральном и Восточном Тянь-Шане продолжение Туркестанской сутуры представляет собой систему левых сдвигов и надвигов, по которым в позднем палеозое происходило надвигание в северном направлении (рис. 1.5 и 1.6).

Геодинамика. Туркестанский океанический бассейн возник в неопротерозое и существовал около 300 млн лет. Спрединг океанической коры в Туркестанском бассейне прекратился в позднем девоне. От позднего девона до визейского века в этом бассейне не было ни спрединга, ни субдукции океанической коры. В серпуховском веке возобновилась субдукция океанической коры под Казахско-Киргизский континент, которая привела к коллизии Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентов в московском веке. После коллизии субдукция океанической коры сменилась субдукцией континентальной коры Алай-Таримского террейна под Казахско-Киргизский континент. Процессы субдукции продолжались до поздней перми или раннего триаса. Они сопровождались эксгумацией эклогитов и метаморфизмом пород.

Западно-Джунгарский океанический бассейн

Западно-Джунгарский бассейн отделял островную дугу Богдашань от Казахско-Киргизского континента. Сутура этого океанического бассейна проходит вдоль позднепалеозойского Джунгарского сдвига и, вероятно, продолжается на восток под чехлом кайнозойских осадков Турфанской впадины (рис. 1.3).

Клиппены офиолитовых аллохтонов лежит на верхнекаменноугольных породах к северовостоку от океанической сутуры в горах Илинхаберга. Петрохимические и геохимические данные о базальтах из офиолитов Баянго (Ва, рис. 1.6) указывают на формирование базальтов в срединно-океаническом хребте. Соотношения R-Sr и Sm-Nd соответствуют возрасту пород 325±7 млн лет, SHRIMP возрасты цирконов из габбро — от 344±3 до 325±7 млн лет [Wang B. et al., 2008; Xia et al., 2005]. Направление обдукции офилитов (в современных координатах) было с юго-запада на северо-восток.

Западнее Джунгарского разлома на окраине Казахско-Киргизского террейна находится пояс вулканитов и гранитов (рис. 1.6), соотношение редких элементов в которых свидетельствует об их надсубдукционном генезисе [Hsu et al., 1994]. Для вулканических пород определен Rb-Sr изохронный возраст 345±9 млн лет, для гранитов — Rb-Sr возрасты 339 и 292±15 млн лет [Gao et al., 1998; Wang et al., 1990]. Континентальная моласса имеет позднепермский возраст. Восточное продолжение этого пояса надсубдукционных магматических пород находится к югу от Турфанской впадины. Здесь распространены известково-шелочные вулканические породы каменноугольного возраста. Они прорваны позднекаменноугольными и пермскими гранитами [Li et al., 2003].

Геодинамика. Свидетелями существования Западно-Джунгарского океанического бассейна служат пояс надсубдукционных магматитических пород хребта Борохоро на окраине Казахско-Киргизского палеоконтинента и офиолитовые аллохтоны и турбидиты на океанической островной дуге Богдашань. Вулканическая дуга Богдашань существовала в карбоне, вероятно, ей предшествовала девонская дуга. Для этого времени (девон-карбон) можно говорить о Западно-Джунгарском океаническом окраинном бассейне — окраинном море Палеоазиатского океана. Сутура Палеоазиатского (Иртыш-Зайсанского) океана находится в Северном Казахстане, океан существовал от неопротерозоя до позднего палеозоя. В среднем и позднем палеозое этот океан разделял Казахско-Киргизский и Сибирский палеоконтиненты.

В каменноугольное время происходила субдукция океанической коры Западно-Джунгарского бассейна в двух направлениях — под окраину Казахско-Киргизского континента и под островную дугу Богдашань. В процессе коллизии этих террейнов в позднем карбоне или в ранней перми произошла обдукция офиолитов на территорию Богдашаньского террейна.

Главные события в палеозое

Эволюцию тектонических процессов и геодинамические условия, в которых формировались породы рассматриваемого региона, иллюстрируют геодинамические профили на рис. 1.7.

Кембрий. Туркестанский океан в раннем кембрии разделял бентосные сообщества трилобитов, принадлежавшие Индо-Австралийской и Тихооке-

анско-Атлантической биогеографическим областям. Территория Высокой Азии вместе с Таримом и Китайскими платформами находилась в пределах Индо-Австралийской биогеографической области распространения трилобитов [Виrret, Stait, 1986; Репина, 1985 a,б]. Эту область характеризуют трилобиты семейства Redlichiidae. которые обнаружены в раннем кембрии в Австралии, Индии, Иране, на Таримской, Китайской и Корейской платформах. Тихоокеанско-Атлантическая биогеографическая область охватывала территорию современной Азии, которая расположена севернее Таримской и Китайской платформ, а также Европу, Северную Африку и Северную Америку. Туркестанский бассейн был главным биогеографическим барьером и наиболее широким кембрийским океаном в рассматриваемом регионе [Буртман, 2006].

Во второй половине раннего кембрия существовал также барьер между Сырдарьинской и Алтай-Саянской провинциями Тихоокеанско-Атлантической биогеографической области. Алтай-Саянской провинция включала также Казахстан и Монголию. В томмотском и атдабанском веках бассейны Сырдарьинской и Алтай-Саянской провинции были сообщающимися, а в ботомский и тойонский века — почти полностью изолированными друг от друга [Мамбетов, Репина, 1979]. Барьером между Сырдарьинским и Алтае-Саянским бентосными сообществами мог быть Терскейский океанический бассейн. Это позволяет предполагать его значительную ширину.

В конце раннего кембрия начинается обмен фауной между биогеографическими областями и провинциями. Это может быть следствием сужения Туркестанского и Терскейского океанических бассейнов и является косвенным свидетельством существования активных окраин у этих океанических бассейнов в кембрийское время.

Ордовик. Илийская окраина террейна Борохоро в раннем ордовике была пассивной, позднее — активной. Обе окраины Иссыккульского террейна в ордовике были активными. Надсубдукционный магматизм на илийской окраине Иссыккульского террейна начался в тремадоке и продолжался до раннего силура. В среднем ордовике произошла обдукция пород океанической коры Илийского океанического бассейна на край Иссыккульского террейна, связанная с процессом формирования аккреционной призмы. На терскейской окраине Иссыккульского террейна магматический пояс был активен от среднего ордовика до карадока.

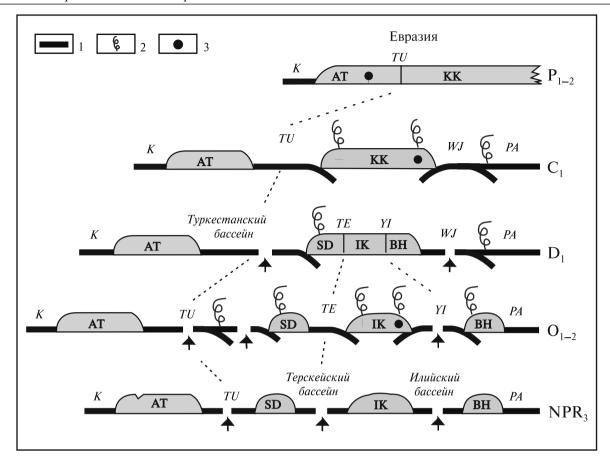


Рис. 1.7. Геодинамические профили через Тянь-Шань

1 — океаническая кора, 2 — надсубдукционная вулканическая активность, 3 — граниты.

Континентальные террейны: AT — Алай-Таримский, KK — Казахско-Киргизский, BH — Борохоро, IK — Иссыккульский, SD — Сырдарьинский. Океанические бассейны и их сутуры: K — Куньлуньский, PA — Палеоазиатский, TE — Терскейский, TU — Туркестанский, WJ — Западно-Джунгарский, YI — Илийский

В Терскейском бассейне в кембрии — начале ордовика находилась океаническая островная дуга. Субдукция океанической коры преддугового бассейна происходила под вулканическую дугу. В арениге преддуговой бассейн был закрыт, и островная дуга присоединилась к Иссыккульскому террейну. Субдукция океанической коры Терскейского бассейна Иссыккульский террейн привела к закрытию Терскейского океанического бассейна и коллизии Иссыккульского и Сырдарьинского сиалических блоков в конце среднего — начале позднего ордовика. С этой коллизией связана обдукция офиолитов на Иссыккульский террейн и шарьирование пород континентального склона на Сырдарьинский террейн. События на окраинах Иссыккульского террейна инициировали деформацию его коры, приведшую к формированию в нем орогенных и тафрогенных впадин. В результате объединения Иссыккульского и Сырдарьинского сиалических блоков в ордовике был создан Казахско-Киргизский континент.

Терскейская окраина Сырдарьинского террейна в раннем палеозое была пассивной, туркестанская окраина этого террейна, вероятно, была активной. Туркестанская окраина Алай-Таримского террейна была пассивной.

Силур и девон. В силуре был закрыт Илийский океанический бассейн, и террейн Борохоро присоединился к Казахско-Киргизскому континенту. С девона известна океаническая островная дуга Богдашань, которая отделяла от Палеоазиатского океана Западно-Джунгарский бассейн.

Окраины Алай-Таримского континента в среднем палеозое оставались пассивными. На континенте происходили процессы рифтогенеза, сопровождаемые вулканизмом. В раннем силуре началась (или продолжалась) субдукция туркестанской океанической коры под Казахско-Киргизский континент, на континенте был сформирован магматический пояс. Субдукция

туркестанской океанической коры происходила до среднего девона.

Карбон. В Туркестанском океане после перерыва, длившегося более 50 млн лет, в серпуховском веке возобновилась субдукция туркестанской океанической коры под окраину Казахско-Киргизского континента. На обеих окраинах этого континента в раннекаменноугольное время возникли надсубдукционные магматические пояса. У туркестанского края континента была сформирована аккреционная призма, сложенная породами океанической коры. К середине московского века позднего карбона туркестанская океаническая кора была полностью сублуширована и произошла коллизия Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентов. После коллизии субдукция океанической коры трансформировалась в континентальную субдукцию — пододвигание континентального склона Алай-Таримского континента под окраину Казахско-Киргизского континента и его аккреционную призму. Вследствие этого процесса началось формирование коллизионных шарьяжей Южного Тянь-Шаня [Бискэ, 2006; Бискэ и др., 2012; Буртман, 2006; Burtman, 2008].

Обе окраины Западно-Джунгарского океанического бассейна в карбоне были активными. Этот океанический бассейн был закрыт в позднем карбоне или в ранней перми. В раннекаменоугольное время от Алай-Таримского континента откололся Каракумский блок и между ними возник Гиссарский рифт с океанической корой. Рифт был открыт в Куньлуньский океанический бассейн. В позднем карбоне рифт был закрыт и Каракумский террейн соединился с Алай-Таримским континентом.

Территория Тянь-Шаня и Тарима стала частью Евразии в позднем карбоне — ранней перми после закрытия Туркестанского, Уральского и Палеотетического океанов.

Пермь. В пермском периоде в зоне Туркестанской сутуры продолжалась субдукция континентальной коры Алай-Таримского террейна под окраину Казахско-Киргизского континента. Следствиями коллизии этих континентов было формирование в позднем карбоне и перми многослойного пояса шарьяжей на краю Алай-Таримского континента и последовавший за этим орогенез. Вследствие тектонического течения масс вдоль складчатого пояса были сформированы гигантские горизонтальные ороклинные протрузии в Западном Тянь-Шане и Кызылкуме [Буртман, 2006; Леонов, 2008; и др.].

В перми на всей территории Тянь-Шаня установился платформенный режим и был сформи-

рован пенеплен. Платформенное развитие региона в послепермское время было осложнено континентальным рифтогенезом в юрском периоде и нарушено орогенезом, начавшимся в позднем кайнозое.

1.2. Историко-тектоническое развитие Тянь-Шаня в мелу и кайнозое

Обоснования возраста пород и событий (17) — Платформенный этап: мел, палеоцен и эоцен (18) — Этап эмбрионального орогенеза: поздний олигоцен — миоцен (23) — Ранний этап орогенеза: поздний миоцен — средний плиоцен (24) — Средний этап орогенеза: поздний плиоцен — средний плейстоцен (26) — Поздний этап орогенеза: средний плейстоцен — голоцен (28)

Обоснования возраста пород и событий

Возраст морских отложений мела и палеогена Западного Тянь-Шаня обоснован палеонтологическими данными, которые позволили сопоставить местные стратиграфические подразделения с ярусами европейской стратиграфической шкалы. Центральный и Восточный Тянь-Шань в это время были областями денудации и накопления континентальных осадков. В континентальных осадках находки наземной фауны немногочисленны, а озерная фауна большей частью эндемична. В олигоцене море покинуло рассматриваемый регион и континентальные условия установились во всех частях Тянь-Шаня.

Детальность стратиграфического расчленения, надежность корреляции стратиграфических разрезов и возможности определения границ историко-тектонических этапов различны в разных частях Тянь-Шаня. Стратиграфическое расчленение осадков осуществлялось в разных впадинах Тянь-Шаня разными исследователями. Это обстоятельство и трудности корреляции разрезов континентальных отложений привели к появлению множества локальных стратиграфических схем для разных впадин и разных вариантов корреляции этих стратиграфических схем [Дмитриева, Несмеянов, 1982; Турбин, 1972; Турдукулов, 1987; и др.]. Недостаток палеонтологических данных в Центральном и Восточном Тянь-Шане компенсирован магнитостратиграфическими исследованиями, определениями изотопного возраста и применением трекового анализа.

Краткие описания отложений мела и кайнозоя, помещенные ниже, имеют целью определение стратиграфических уровней, которым соответствуют изменения в интенсивности тектонических процессов.

Трековый анализ. В Тянь-Шане широкое применение получил трековый анализ пород палеозойского фундамента по апатиту [Буслов и др., 2011; Корженков, Фортуна, 2002; Bullen et al., 2001, 2003; DeGrave et al., 2007, 2012; Dumitru et al., 2001; Hendrix et al., 1994; Sobel, Dumitru, 1997; Sobel, Oskin et al., 2006; и др.]. Этот анализ эффективен в интервале палеотемператур от 60-70° до 110-120 °С. Результат анализа показывает изменение палеотемпературы исследуемой породы в то время, когда она находилась ниже земной поверхности на глубине от 4-5 до 2 км. Величина и скорость остывания породы отражают величину и скорость ее приближения к земной поверхности (эксгумации). Эксгумация пород фундамента сопровождается денудацией верхней части земной коры. Соотношение между скоростью эксгумации фундамента — и скоростью изменения уровня земной поверхности может быть разным. Обратный процесс — разогревание пород фундамента свидетельствует о захоронении изучаемого объекта под осадками или надвигом, или о появлении дополнительного источника энергии, который может быть магматического или тектонического происхождения.

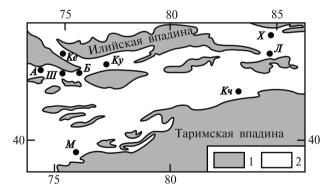


Рис. 1.8. Положение участков в Центральном и Восточном Тянь-Шане, на которых изучен термический режим пород палеозойского фундамента в кайнозое методами трекового анализа и U-Th/He датирования

1 — четвертичные осадки во впадинах, 2 — дочетвертичные породы.

Участки: A — Ала-Арча, B — Боомское ущелье, Ke — Кендыктас, Ky — Кунгей, Ku — Куча (Kuqa), \mathcal{I} — перевал Лаердун (Laerdun Pass), M — Муздук, X — перевал Хаксилиген (Haxiligen Pass), M — Шамси

Результаты трекового анализа помогают оценить время и скорость процессов денудации, седиментации и формирования рельефа. На рис. 1.8 показаны участки в Центральном и Восточном Тянь-Шане, на которых был изучен термический режим палеозойского фундамента в кайнозое методами трекового анализа по апатиту и U-Th/Не датирования.

Платформенный этап: мел, палеоцен и эоцен

В пределах рассматриваемого возрастного интервала (мел-кайнозой) можно выделить платформенный этап и четыре этапа орогенеза: эмбриональный, ранний, средний и поздний. Платформенный режим установился в Тянь-Шане в триасе и существовал до олигоцена. Длительность этого этапа в пределах рассматриваемого возрастного интервала (мел-эоцен) более 100 млн лет.

Для Западного Тянь-Шаня главными депоцентрами в это время были внутренняя Ферганская впадина и внешняя Афгано-Таджикская впадина. На территории Ферганы меловые отложения представлены маломощными континентальными осадками и, после сеномана. — морскими отложениями. В них выделены десятки свит [Геология... Узбекистана, 1998; и др.]. Большая часть разреза палеогена сложена морскими отложениями, расчленение которых по палеонтологическим данным [Вялов, 1935] создало основу для региональной стратиграфической шкалы. Скорость осадконакопления в мелу-эоцене на территории Ферганы была менее 30 м/млн лет (рис. 1.9). Седиментация в Афгано-Таджикском бассейне, который находится между Памиром, Гиндукушем и Западным Тянь-Шанем, будет рассмотрена в главе 4.

На территории Центрального и Восточного Тянь-Шаня осадконакопление происходило в континентальных условиях. Изучение направлений течения, состава и мощности осадков показало, что главными депоцентрами для осадков, размываемых на территории Центрального и Восточного Тянь-Шаня, были внешние прогибы: Южно-Джунгарский бассейн на севере и северотаримские Кучарско-Аксуйский и Кашийский (Кашгарский) бассейны на юге и (рис. 1.10 и 1.11). Эти бассейны существуют от мезозоя до настоящего времени.

Стратиграфия континентальных отложений. С.С. Шульц [1948] разделил континентальные отложения Тян-Шаня на две толщи — киргиз-

ский красноцветный комплекс и вышележащий тянь-шаньский орогенический комплекс. В пре-

делах этих комплексов выделены десятки региональных и локальных свит. В разрезах обоих комплексов нередки перерывы в осадконакоплении (стратиграфические несогласия), в верхней части разрезов тянь-шаньского орогенического комплекса появляются небольшие угловые несогласия, имеющие локальное распространение.

Накопление континентальных осадков киргизского красноцветного комплекса началось после длительной эпохи денудации и формирования коры выветривания. Наиболее древний элемент стратиграфического разреза этого комплекса в Центральном Тянь-Шане — красноцветные кластиты свиты кызылсу (формация Kezelesu). Они распространены в Китае в юго-западной части Аксай-Тоюнской депрессии на Центрального Тянь-Шаня. Свита кызылсу сложена красноцветными песчаниками и конгломератами, мощность которых в полных разрезах достигает 1800 м. В северо-восточном направлении состав толщи становится более грубым, мощность уменьшается и она выклинивается [Синицын, 19571. Свита кызылсу лежит на породах палеозоя и нижней-средней юры. Она не содержит ископаемой фауны. В Туюнской мульде на породах свиты со стратиграфическим несогласием налегают базальты коктурпакской свиты, для которых определены Ar-Ar и К-Аг возрасты, соответствующие апту-альбу. Подошва свиты кызылсу, вероятно, не опускается за пределы мелового периода. В Тянь-Шане породы свиты известны только в Аксай-Тоюнском бассейне.

В Турфанской впадине Восточного Тянь-Шаня, в Южно-Джунгарской и Северо-Таримской впадинах распространены континентальные осадки свиты тугулу (Ти-

gulu) раннемелового возраста. Свита тугулу сложена мелкозернистыми песчаниками и алевро-

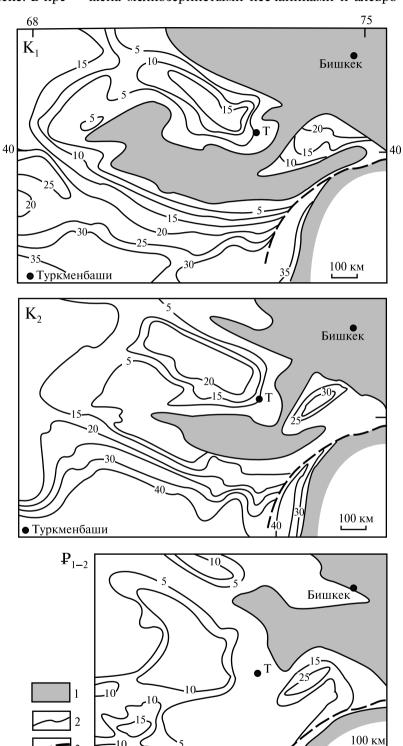


Рис. 1.9. Скорость осадконакопления в Западном Тянь-Шане на этапе платформенного режима

1 — область преобладающей денудации, 2 — изолинии средней скорости осадконакопления (в м/млн лет), по данным [Далимов, Троицкий, 2005], 3 — граница Памира. Т — Ташкент

литами, преобладает красная окраска пород. В прослоях озерного происхождения содержатся останки пресноводной фауны (остракоды, рыбы, пелециподы).

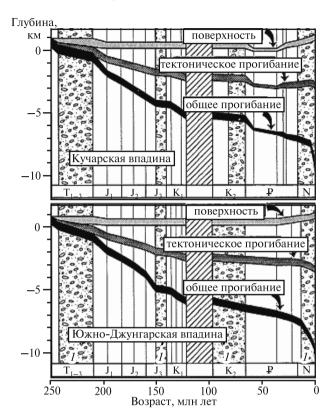


Рис. 1.10. История прогибания Кучарской и Южно-Джунгарской впадин [Hendrix et al., 1992]. На диаграмме: тектоническое прогибание соответствует наблюдаемой мощности осадков, общее прогибание соответствует мощности этих осадков до их уплотнения; косой штриховкой отмечен перерыв в осадконакоплении

1 — время накопления аллювиальных конгломератов

Более высокое положение в стратиграфическом разрезе киргизского красноцветного комплекса занимает коктурпакская свита и ее аналоги (сарыбулакская и другие свиты), распространенные в Центральном Тянь-Шане. Коктурпакская свита сложена мергелями, хемогенными известняками, красноцветными паттумами. Разрезы свиты стратигрфически конденсированные — имеют относительно малую мощность (от нескольких метров до нескольких сотен метров) при охвате большого стратиграфического интервала. Большей частью коктурпакская свита лежит на коре выветривания, которая покрывает палеозойские породы, реже — на юрских породах, а в Туюнской мульде — на свите кызыл-

су. В основании и внутри коктурпакской свиты залегают потоки базальтов. Среди отложений свиты и в более древних породах находятся экструзии базальтов и габброидов.

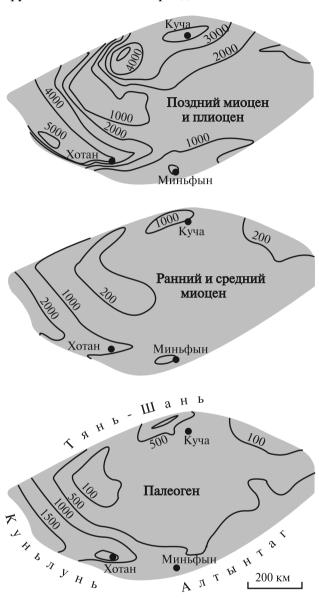
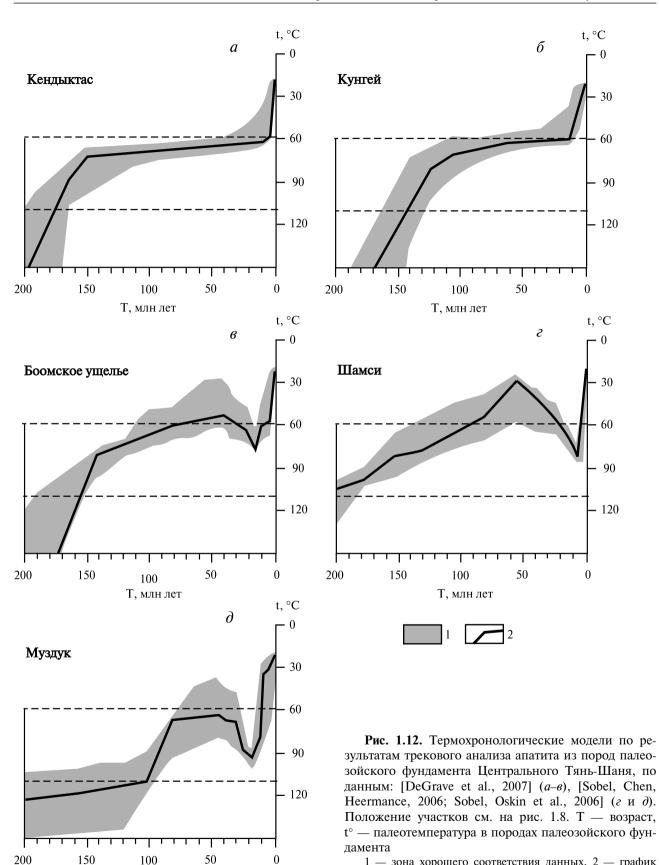


Рис. 1.11. Мощность третичных отложений на Таримской платформе (изопахиты в м), по [Yang, Liu, 2002]

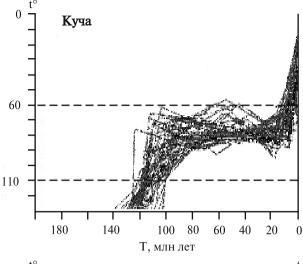
В Тоюнской мульде Аксай-Тоюнской депрессии коктурпакская свита имеет следующий разрез [Huang et al., 2005; Sobel, Arnaud, 2000], — снизу вверх:

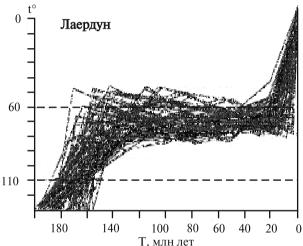


Т, млн лет

1 — зона хорошего соответствия данных, 2 — график

лучшего соответствия данных





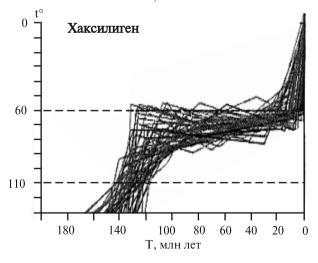


Рис. 1.13. Термохронологические модели по результатам трекового анализа апатита из пород палеозойского фундамента Восточного Тянь-Шаня, по данным [Dumitru et al., 2001]. Положение участков см. на рис. 1.8. Т — возраст, t° — палеотемпература в породах палеозойского фундамента

	2.	Известковистые	песчаники	И	кон-
П	эме	раты			

- 3. Известняки и известковистые песчаники, отделенные от подстилающих пород стратиграфическим несогласием. В известняках содержатся устрицы, собранные Л.Б. Вонгазом (1956 г.), распространенные в алайском и туркестанском слоях Ферганы, которые соответствуют среднемуверхнему эоцену. В работе [Sobel, Arnaud, 2000] к списку устриц были добавлены (со ссылкой на китайские источники) другие моллюски и туронский аммонит Karamaites tschernyshevsky Arkhangelsky; возраст осадков стал туронским. В более поздней публикации [Huang et al., 2005] из списка фауны исчез туронский аммонит и возраст горизонта рассматривается в пределах позд-

На базальтах несогласно лежат отложения свиты вукья (Wuqia), которую в Синьцзяне относят к олигоцену–миоцену.

Аг-Аг и К-Аг возрасты базальтов из нижнего горизонта коктурпакской свиты в Туюнской мульде относятся к апту-альбу. В северо-восточной части Аксай-Тоюнской депрессии и в Минкуш-Кокомеренской впадине Аг-Аг и К-Аг возрасты базальтов из основания и нижней части разреза коктурпакской свиты соответствуют кампану-маастрихту, Аг-Аг возраст потока базальта из основания коктурпакской свиты в предгорьях хребта Байдулы соответствует среднему палеоцену (см. главу 3). По этим данным, на территории Центрального Тянь-Шаня возраст подошвы коктурпакской свиты варьирует в пределах 50 млн лет — от раннего мела до среднего палеоцена.

Аг-Аг и К-Аг возрасты потоков базальтов из верхнего горизонта коктурпакской свиты в Туюнской мульде, в восточной части Иссыккульской впадины и в Боомском ущелье р. Чу (участки Текелик и Сулутерек) находятся в пределах палеогена. К-Аг возрасты потоков базальтов в хребтах Киргизском (участок Кенкол) и Байдулы расширяют возраст свиты до раннего эоцена. В Иссыккульской впадине в коктурпакской свите найдены костные останки млекопитающих [Жуков, 1970; Тарасов, 1970; Несмеянов, 1977], которые имеют возраст в интервале средний эоцен — ранний олигоцен.

В Турфанской впадине описано небольшое угловое несогласие между верхнемеловыми и третичными слоями [Hendrix et al., 1992].

Палеогеография, тектоническая активность. Тектонический режим в рассматриваемом возрастом интервале был платформенным, страна представляла собой слабохолмистую равнину. морские бассейны были мелководными. Накопление осадков происходило очень медленно. В Центральном Тянь-Шане в Тоюнской мульде за 40-50 млн лет накопилось 60 м известняков и кластитов (скорость седиментации 1,2-1,5 м/млн лет). На некоторых других участках скорость седиментации достигала 15 м/млн лет. Очертить границы ареалов осадконакопления этого времени для всей территории горной страны не удается. Предполагая преемственность внутренних бассейнов седиментации в течение кайнозоя (о чем нет веских доводов), авторы палеогеографических карт показывают ареалы палеогенового осадконакопления на месте современных впадин [Турдукулов, 1987; и др.].

Спорово-пыльцевые комплексы из пород коктурпакской свиты свидетельствуют о степной растительности и лиственных лесах [Григина, Фортуна, 1981]. Магматическая активность, проявившаяся в Центральном Тянь-Шане в меловое и палеогеновое время, не оказала заметного влияния на строение и рельеф Тянь-Шаня.

На термохронологических модельных графиках для Центрального и Восточного Тянь-Шаня, составленных по результатам трекового анализа апатита из пород фундамента горных хребтов (рис. 1.12 и 1.13), полого наклоненные части кривых соответствуют меловому периоду, палеоцену и эоцену. Они показывают, что за 100 млн лет температура пород снизилась на 10-25°. Этому соответствует эксгумация фундамента на сотни метров, которая происходила со средней скоростью менее 10 м/млн лет. В мелу, палеоцене и эоцене поднятие территории компенсировалось денудацией поверхности пенеплена и скорость эксгумации фундамента была близка по величине к скорости его поднятия. Она соизмерима со скоростью накопления осадков в бассейнах, существовавших в то время на территории Тянь-Шаня.

Этап эмбрионального орогенеза: поздний олигоцен — миоцен

Длительность этого этапа зарождения 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 глин, гипса. Они слагают верхнюю часть стратиграфического разреза киргизского красноцветного комплекса. Обломочные породы плохо сортированы и имеют местные источники материала. Большинство пород пролювиального происхождения, распространены также речные и озерные осадки. Строение стратиграфических разрезов и их мощность (100-1500 м) различны в разных впадинах, в верхней части разрезов увеличивается грубость осадков. В Фергане рассматриваемые породы отнесены к майлисайсой. обчакской и другим свитам, во впадинах Центрального Тянь-Шаня — к кокомеренской, киргизской, кызылбулакской, джетыогузской, бижинской и другим свитам. Отложения согласно или со стратиграфическим перерывом лежат на морских осадках эоцена-олигоцена (в Фергане) и на континентальных осадках коктурпакской свиты. На краях осадочных бассейнов эти отложения трансгрессивно перекрывают деформированные палеозойских породы.

В Иссыккульской впадине в рассматриваемых отложениях были найдены останки черепах олигоценового и миоценового возраста, зубы жирафа миоценового возраста. В Чуйской и Кочкорской впадинах найдены кости позвоночных миоценового-раннеплиоценового возраста. В озерных осадках содержатся остракоды раннего-среднего миоцена. Спорово-пыльцевые комплексы в отложениях соответствуют интервалу от позднего олигоцена до позднего миоцена [Григина, Фортуна, 1981; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Турбин и др., 1972; Турдукулов, 1987].

Результаты магнитостратиграфического изучения разрезов в Чуйской, Атбашийской, Нарынской и Кочкорской впадинах свидетельствуют о положении верхней границы киргизского красноцветного комплекса в позднем миоцене на уровне около 8 млн лет [Абдрахматов и др., 2001] или 9 млн лет [Bullen et al., 2001].

Скорость накопления осадков во внутренних депрессиях (до 60 м/млн лет) была больше, чем на предыдущем этапе, но оставалась низкой. Во внешних впадинах скорость седиментации была значительно больше. В северотаримской Кучарской впадине результаты магнитостратиграфических исследований позволили сделать вывод о том, что скорость седиментации в интервале между 30 и 17 млн лет была 70 м/млн лет, в интервале между 16 и 7 млн лет — 130 м/млн лет

[Huang et al., 2006]. В северотаримской Кашийской впадине подобные исследования показали, что от 15 до 8 млн лет скорость седиментации возросла от 80 до 400 м/млн лет [Heermance et al., 2007]. В северных предгорьях хребта Борохоро для интервала 16–10 млн лет определена скорость седиментации 180 м/млн лет [Charreau et al., 2008].

Палеогеография, тектоническая активность. Спорово-пыльцевые комплексы в осадках рассматриваемой эпохи не отмечают развитие ярусной горной растительности. В олигоцене и миоцене Центральный Тянь-Шань был холмистой равниной со степной растительностью и лесами, в которых преобладали лиственные породы [Григина, Фортуна, 1981]. Эрозионный врез в олигоцен-миоценовое время оценивается в 300-600 м [Тектоническая эволюция..., 2009] Неглубокие долины были разделены холмами или низкими нагорьями. Долины служили депоцентрами для кластических осадков и вмешали озера, в которых отлагались эвапориты. Соленосные осадки миоценового возраста сохранились в большинстве современных межгорных впадин Западного и Центрального Тянь-Шаня: Ферганской, Кетменьтюбинской, Джумгольской, Кочкорской, Чуйской, Нарынской, Иссыккульской, Атбашийской (Атбашинской) и др. [Бачманов и др., 2009; Благовидов, 1978; и др.].

На термохронологических модельных графиках эксгумации палеозойских гранитов хребтов Кендыктас и Кунгей, которые находятся на севере Центрального Тянь-Шаня, олигоценмиоценовому этапу соответствует пологая часть кривой в интервале температур 80–50° (рис. 1.12). Это указывает на низкую скорость поднятия фундамента (40–50 м/млн лет). Данные, которые получены на окраине и во внутренней части Восточного Тянь-Шаня (рис. 1.13), подтверждают это заключение. Оценка подъема горных хребтов Тянь-Шаня в миоцене со скоростью 100–200 м/млн лет, приведенная в работе [Никонов, 1977], вероятно завышена.

Иная история развития отображена на термохронологическиом модельном графике для палеозойских гранитов из Боомского ущелья (рис. 1.12). Это ущелье — узкая антецедентная долина, которая разделяет ныне хребты Киргизский и Кунгей. Подобный термохронологический график был получен также по детритовым апатитам на участке Шамси-северная в Киргизском хребте (рис. 1.12) в 30 км к западу от Боомского ущелья. В эоцене-миоцене на этих территориях произошло повышение

температуры пород фундамента примерно на 25°, что соответствует их повторному захоронению под осадками мощностью около 1000 м. Максимальная температура на обоих участках была достигнута в конце рассматриваемого этапа. Вероятной причиной повышения температуры в палеозойском фундаменте было опускание территории, которая ныне является восточной частью Киргизского хребта. Впадина была заполнена осадками. Они сохранились в Боомском ущелье в грабенах, а также распространены в северных предгорьях Киргизского хребта. Возникновение на территории будущего горного хребта впадины, имевшей конседиментационное развитие, свидетельствует о формировании складок основания, план которых на этом этапе не соответствовал будущему структурному плану Тянь-Шаня.

Такую же картину рисует термохронологический модельный график для палеозойских пород гор Муздук (рис. 1.12), которые находятся на южной окраине Центрального Тянь-Шаня. После охлаждения (и эксгумации) здесь произошел разогрев пород фундамента на 30° или более, что соответствует повторному захоронению палеозойских пород под осадками мощностью 1000 м. На южной окраине Тянь-Шаня температура палеозойских пород при повторном захоронении фундамента достигла максимального значения на 10 млн лет ранее, чем при повторном захоронении фундамента на северной окраине Центрального Тянь-Шаня.

Результаты трекового анализа апатита из пород Киргизского хребта и гор Муздук освещают историю формирования седиментационых бассейнов, существовавших на северной и южной окраинах Центрального Тянь-Шаня в олигоценмиоценовое время. В дальнейшем, в процессе формирования в Тянь-Шане горного рельефа депоцентры мигрировали в Чуйскую впадину и на окраину Таримской впадины.

Перечисленные данные о тектонической активности и характер седиментации на рассматриваемом этапе свидетельствуют о зарождении орогенеза в Тянь-Шане. Этот процесс синхронен с началом коллизии Индостана с Евразией, которая будет рассмотрена в главе 6.

Ранний этап орогенеза: поздний миоцен — средний плиоцен

Длительность этапа — 5–8 млн лет в интервале от 8–11 до 2–3 млн лет.

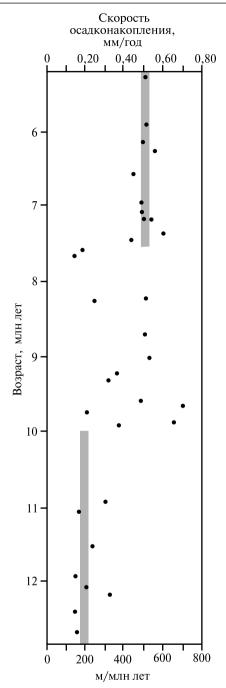


Рис. 1.14. График скорости седиментации в предгорном бассейне Восточного Тянь-Шаня на краю Таримской впадины — результат магнитостратиграфического изучения пород миоцена около г. Куча (Kuche), по данным [Charreau et al., 2006]

Отложения рассматриваемого возраста слагают нижнюю часть тянь-шаньского орогенического комплекса. Они согласно лежат на породах киргизского красноцветного комплекса, и несогласно — на палеозойских породах. Состав пород в тянь-шаньском комплексе близок к та-

ковому в киргизском комплексе, но здесь нет базальтов, больше конгломератов, лучше сортировка и окатаность обломков. Породы тяньшаньского орогенического 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 отнесены к акчопской и другим свитам, во впадинах Центрального Тянь-Шаня — к чуйской, джуанарыкской, иссыккульской, джумгальской, сусамырской, актальской и другим свитам. Мощность осадков в Иссыккульской, Кочкорской, Текесской, Аксайской впадинах более 2 км, в Чуйской, Нарынской, Атбашийской впадинах — более 3 км. Отложения имеют аллювиальный, пролювиальный и озерный генезис.

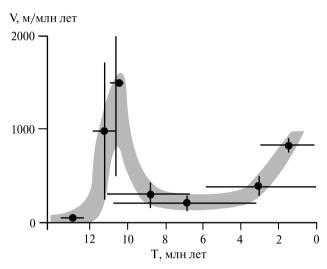


Рис. 1.15. График скорости эксгумации пород фундамента на участке Ала-Арча в Киргизском хребте по результатам трекового анализа и U-Th/Hе датирования [Bullen et al., 2003, с изменениями]. Положение точек основано на результатах определений палеотемпературы и ее возраста, тонкие линии — доверительные интервалы определений, серая полоса показывает тенденцию в изменении скорости эксгумации фундамента. V — скорость эксгумации, Т — возраст

Сборы ископаемой фауны в этих отложениях более многочисленны, чем в породах раннего кайнозоя. В Чуйской и Кочкорской впадинах найдены костные остатки и зубы млекопитающих позднего миоцена — плиоцена, в Иссыккульской впадине — черепаха среднего плиоцена и зубы слона позднего плиоцена. Из осадков Чуйской, Иссыккульской, Кочкорской, Сусамырской, Кетменьтюбинской, Нарынской,

Атбашийской и Аксайской впадин определены гастроподы раннего плиоцена, моллюски среднего и позднего плиоцена, остракоды позднего плиоцена, а также миоценовые рыбы и насекомые. Спорово-пыльцевые комплексы в отложениях свидетельствуют о плиоценовом возрасте [Григина, Фортуна,1981; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982; Турбин и др., 1972].

В Восточном Тянь-Шане в предгорном прогибе хребта Иренхабирга (на краю Джунгарской впадины) нижней части тянь-шаньского орогенического комплекса Центрального Тянь-Шаня соответствует толща, которая охватывает верхнюю часть свиты тасихе (Taxihe) и свиту душанзи (Dushanzi). Мощность этих отложений около 1000 м. Они представлены чередованием аргиллитов и алевролитов с конгломератами, преобладает коричневато- и серовато-желтая окраска пород. Фауна остракод и останки древней лошади Hipparion свидетельствуют о плиоценовом возрасте. По магнитостратиграфическим данным, подошва толщи имеет возраст 6 или 7 млн лет (в зависимости от варианта корреляции с палеомагнитной шкалой), кровля — 2,58 млн лет [Sun, Zhang, 2009; Sun et al., 20041. Эта толша согласно лежит на красноцветных озерных аргиллитах, которые принадлежат киргизскому красноцветному комплексу.

Скорость седиментации в долинах Центрального Тянь-Шаня достигала 500-600 м/млн лет. В северотаримской Кучарской впадине, служившей внешним депоцентром для осадков, эродируемых на территории Тянь-Шаня, было промагнитостратиграфическое ведено разреза отложений миоцена (формации Jidike, Kangcun, Kuqa), имеющего мощность около 3 км [Charreau et al., 2006]. Результаты исследования показали, что в интервале 10-7,5 млн лет скорость седиментации возросла от 200 до 500 м/млн лет (рис. 1.14). Результаты магнитостратиграфического исследования других разрезов в Кучарской впадине свидетельствуют о том, что около 7 млн лет назад произошло увеличение скорости седиментации от 130 до 230 м/млн лет [Huang et al., 2006]. В северотаримской Кашийской впадине в позднем миоцене скорость седиментации возросла от 100-200 до 700-800 м/млн лет [Heermance et al., 2007]. Ha тянь-шаньской окраине Джунгарской впадины — другого внешнего депоцентра Тянь-Шаня — средняя скорость седиментации в интервале между 8 и 2 млн лет составляла 200 м/млн лет [Lu et al., 2009].

Результаты исследований свидетельствует о значительном усилении эрозии и активизации процесса орогенеза в Тянь-Шане в интервале от 10 до 7 млн лет.

Палеогеография, тектоническая активность. Оценки времени возникновения горного рельефа Тянь-Шаня разными исследователями находятся в широком возрастном интервале — от олигоцена до плейстоцена [Чедия, 1986; Макаров, Макарова, 2011; Hendrix et al., 1994; Sun, Zhang, 2009; и др.].

По данным трекового анализа апатита из пород палеозойского фундамента Центрального и Восточного Тянь-Шаня, в рассматриваемое время происходила быстрая эксгумация палеозойского фундамента горных хребтов. В Киргизском хребте на участке Шамси (см. рис. 2.39) в последние 5–9 млн лет эксгумация фундамента имела скорость 400–900 м/млн лет [Sobel, Oskin et al., 2006]. На участке Ала-Арча (рис. 2.39) орогенез начался около 11 млн лет назад, он отмечен краткой фазой быстрой эксгумации фундамента (рис. 1.15). Затем скорость эксгумации снизилась до 100–300 м/млн лет. Она вновь возросла около 3 млн лет назад [Bullen et al., 2003].

На юге Центрального Тянь-Шаня на участке Муздук 10–12 млн лет назад также резко выросла скорость эксгумации палеозойского фундамента, о чем свидетельствует почти вертикальный отрезок кривой на термохронологическом модельном графике (∂ на рис. 1.12). Данные трекового анализа по Западному и Восточному Тянь-Шаню [DeGrave et al., 2012; Sobel, Chen, Heermance, 2006] подтверждают активизацию тектонических процессов около 10 млн лет назад (рис. 1.13). На юге Западного Тянь-Шаня в Зеравшано-Гиссарской горной системе тектоническая активизация привела к формированию складок в межгорных впадинах и к резкому угловому несогласию в разрезе миоценовых отложений [Щерба, 1990]. Рельеф на рассматриваемом этапе был низкогорным или среднегорным.

Средний этап орогенеза: поздний 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 формировались отложения, которые слагают

верхнюю часть тянь-шаньского орогенического комплекса. Это — серые конгломерато-брекчии, валунные и галечные конгломераты, гравелиты и пудинги, которые принадлежат шарпылдагской свите и ее аналогам (исписарская и другие свиты в Фергане, улахольская, хоргосская и другие свиты в Центральном Тянь-Шане). Во внутренних частях впадин эти отложения согласно лежат на подстилающих слоях плиоценового возраста. Небольшие угловые несогласия между рассматриваемыми отложениями и подстилающими породами плиоцена и миоцена описаны в Фергане, в северных предгорьях Киргизского хребта, в Иссыккульской впадине [Миколайчук, Собел и др., 2003б; Ситдиков, 1985; Уткина, 1989]. Такое несогласие можно видеть в западной части Джумгальской впадины. В периферических частях межгорных впадин шарпылдагская свита трасгрессивно перекрывает более древние части кайнозойского разреза и деформированные палеозойские породы. Шарпылдагская свита сложена пролювиальными и аллювиальными осадками. Размер обломков возрастает вверх по разрезу свиты, некоторые разрезы имеют крупноритмичное строение. Мощность свиты обычно несколько сотен метров, в Чуйской и Иссыккульской впадинах она более 1000 м.

В Чуйской, Иссыккульской и Нарынской впадинах из прослоев озерных осадков в шарпылдагской свите определены плиоценовые и четвертичные моллюски [Турбин и др., 1972; Турдукулов, 1987]. В Текесской и Илийской впадинах в рассматриваемых осадках содержатся костные остатки млекопитающих раннего плейстоцена [Додонов, 2002]. В Чуйской впадине в нижней части разреза шарпылдагской свиты найдены останки лошади Едииз stenonis Cocchi. Этот вид появляется в разрезах на уровне 2,6 млн лет. Согласно магнитостратиграфическим исследованиям, проведенным в Чуйской впадине, основание шарпылдагской свиты имеет возраст около 3 млн лет [Миколайчук, Собел и др., 2003; Bullen et al., 2001]. В Иссыккульской впадине внутри стратотипического разрезе шарпылдагской свиты установлено положение границы между палеомагнитными эпохами Брюнес и Матуяма (780 тыс. лет). Выше, в верхней части разреза свиты, термолюминисцентным методом определен возраст пород — 570±63 тыс. лет [Алешинская и др., 1972].

У границ Тянь-Шаня на краях Таримской и Джунгарской впадин аналогом шарпылдагской виты является свита сию (Xiyu). Она согласно лежит на плиоценовых отложениях, которые

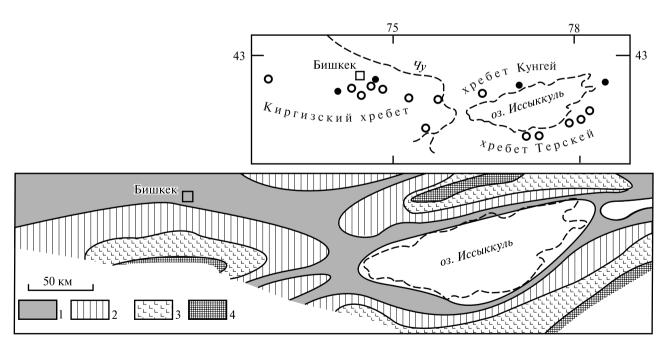


Рис. 1.16. Карта плиоценовой растительности в северной части Центрального Тянь-Шаня, составленная по результатам изучения спор и пыльцы в обнажениях (незалитые кружки) и в керне скважин (залитые кружки) на территории Чуйской, Иссыккульской и Кочкорской впадин, по данным [Григина, Фортуна, 1981]

^{1 —} пустынная и степная растительность, 2 — кустарники и лиственное редколесье, 3 — хвойные леса, 4 — горные луга

в Таримской впадине относят к свите атуши (Atushi), в Джунгарской впадине — к свите душанзи (Dushanzi).

В предгорном прогибе хребта Борохоро на окраине Джунгарской впадины свита сию сложена серыми галечными и валунными конгломератами и имеет мошность 1700 м. В нижней части разреза свиты найдены останки лошади Equus sanmeniensis раннеплейстоценового возраста. Магнитостратиграфические исследования, проводившиеся в этом прогибе, захватили нижнюю часть свиты сию и нижележащие отложения. Корреляция полученных данных с палеомагнитной шкалой [Candle, Kent, 1995] показала, что положение подошвы свиты сию соответствует границе между эпохами Матуяма и Гаусс — 2,58 млн лет [Sun et al., 2004]. По другим данным и иной корреляции с палеомагнитной шкалой, подошва свиты сию может иметь в этом районе возраст 4,7 или 4,2 млн лет [Lu et al., 20091. Свита сию деформирована. Она с резким угловым несогласием перекрыта пологолежащими осадками, в которых найдены кости Paleoxodon, свидетельствующими о среднеплейстоценовом возрасте.

Отложения, относимые к свите сию, имеет разный стратиграфический объем в разных впалинах. В северотаримской Кашийской впалине эта свита, мощность которой достигает 3 км, соответствует отложениям всего тянь-шаньского орогенического комплекса. По результатам магнитостратиграфического изучения разрезов, накопление пород свиты сию у границы Центрального Тянь-Шаня началось 16 млн лет назад. В направлении внутрь впадины происходило постепенное омоложение подошвы свиты до 0,7 млн лет в зоне ее выклинивания [Heermance et al., 2007]. В западнотаримской Яркендской впадине нижняя граница свиты сию имеет магнитостратиграфический возраст 3,5 млн лет [Liu et al., 2009].

Скорость седиментации во внутренних впадинах, вероятно, была близка скорости седиментации на предыдущем этапе. В северотаримской Кашийской впадине она определена в 500–800 м/млн лет [Chen J. et al., 2002a; Heermance et al., 2007].

Накопление шарпылдагских конгломератов и их аналогов закончилось 500–600 тыс. лет тому назад в среднем плейстоцене (ранний неоплейстоцен, по шкале Российской стратиграфической комиссии). 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. Тектонические деформации, происходившие до плейстоцена, имеют конседиментационный характер, они отражены в изменениях мощности и состава осадков.

Палеогеография, тектоническая активность. 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, которая характеризует высокогорный рельеф, произошло в плиоцене [Григина, Фортуна, 1981]. Карта плиоценовой флоры, произраставшей в Чуйской, Иссыккульской и Кочкорской впадинах (рис. 1.16), позволяет сделать следующие выводы: а) растительность изменялась от пустынной и степной в долинах, через зоны лиственных и хвойных лесов, расположенных на склонах гор. до горных лугов с арктической флорой, распространенной выше границы леса; б) положение главных горных хребтов и долин в плиоцене соответствует современному орографическому плану.

На среднем этапе орогенеза орографический план территории усложнился за счет расчленения впадин внутренними горными грядами. Рост гор сопровождался уменьшением площади впадин и сужением седиментационных бассейнов. Скорость поднятия горных хребтов оценивают в интервале 500-2500 м/млн лет [Никонов, 1977]. По данным трекового анализа (рис. 1.16), на участке Ала-Арча в Киргизском хребте скорость эксгумации палеозойского фундамента около 3 млн лет назад увеличилась от 100-300 до 400-800 м/млн лет [Bullen et al., 2003]. Средняя скорость линейной эрозии в горах Тянь-Шаня в позднем плиоцене — раннем плейстоцене оценивается в 400 м/млн лет [Корженков, Миколайчук, 2009].

Поздний этап орогенеза: средний плейстоцен — голоцен

Длительность этапа — 500-600 тыс. лет. Отложения речных террас и конусов выноса, морены и другие осадки этого времени лежат с угловым или стратиграфическим несогласиями на конгломератах шарпылдагской свиты и более древних породах. Большей частью они находятся в эрозионных долинах, которые выработаны среди шарпылдагских и других пород. В наи-

более древних осадках, сформированных на этом этапе орогенеза, определена ископаемая фауна среднего плейстоцена [Додонов, 2002; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

вая терраса находится ныне на 900 м выше дна долины реки, позднеплейстоценовая терраса — на 250 м выше дна долины. Оценки средней скорости линейной эрозии в горах Тянь-Шаня и скорости осадконакопления в плейстоцене—

Таблица 1.1. Обобщенные оценки условий формирования рельефа Центрального Тянь-Шаня

	Длительность, млн лет	Рельеф	Скорость, м/млн лет		
Этап			эксгумации фундамента	седиментации во внутренних впадинах	
Платформенный	> 30	равнинный	< 10	1–15	
Эмбриональный	~25	холмистый	40–50	< 60	
Ранний	4–8	низкогорный	100–400	500	
Средний	2–2,5	высокогорный	400–800	600	
Поздний	0,5-0,6	высокогорный	> 1000	> 1000	

Высокогорный рельеф территории был подвержен интенсивной линейной эрозии. История морфоструктур Тянь-Шаня изучена путем анализа ярусного строения речных террас и изучения их соотношений с аллювиальными и гляциальными образованиями [Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; и др.]. Сохранившиеся террасы сформированы в четвертичный период. В Западном и Центральном Тянь-Шане в бассейнах рек Сырдарья и Чу в террасах верхнего уровня (тепкинский, чолпонатинский, нанайский и другие комплексы) найдены кости млекопитающих, подобные тираспольскому фаунистическому комплексу Европы, который имеют среднеплейстоценовый возраст. Кости млекопитающих, подобные хазарскому фаунистическому комплексу, и находки ашельских орудий в террасах среднего уровня (джергаланский, ташкентский комплексы) определяют среднеплейстоценовый возраст и этих террас. Террасы нижнего уровня, относящиеся к тоссорскому, тургеньаксуйскому, голодностепскому комплексам, содержат изделия позднего палеолита и кости позвоночных позднеплейстоценового возраста [Додонов, 2002: Лукина и др., 1985; Талипов, Королев, 1970; Несмеянов, 1977].

По подсчетам А.К. Трофимова и О.К. Чедия [Литосфера Тянь-Шаня, 1986], основанным на уровнях террас, рост горных хребтов в рассматриваемую эпоху происходил со скоростью от 100 до 4000 м/млн лет. В голоцене, по расчетам А.Ф. Никонова [1977], скорость поднятия горных хребтов Тянь-Шаня была 2000–10000 м/млн лет. Интенсивность линейной эрозии в горах была очень высокой. Так, в долине р. Сарыджаз (Центральный Тянь-Шань) среднеплейстоцено-

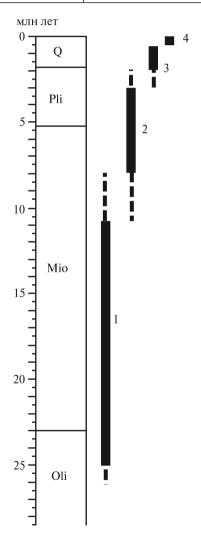


Рис. 1.17. Длительность этапов орогенеза 1–4 — этапы орогенеза: 1 — эмбриональный, 2 — ранний, 3 — средний, 4 — поздний.

Oli — олигоцен, Mio — миоцен, Pli — плиоцен, Q —

плейстоцен и голоцен

голоцене находятся в интервале 800–1000 м/млн лет [Корженков, Миколайчук, 2009].

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. 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 [DeGrave

et al., 2007], с позднего миоцена произошла эксгумация фундамента хребтов Кендыктас, Киргизского и Кунгей на 2–3 км, высота этих хребтов 4–4,5 км. Следовательно, в процессе орогенеза фундамент горных хребтов был поднят на 6–8 км. Эта оценка близка к оценкам величины поднятия хребтов Тянь-Шаня, полученной при исследованиях рельефа [Новейшая тектоника Северной Евразии, 1998; и др.]

В процессе орогенеза тектоническая активность возрастала от этапа к этапу (табл. 1.1), а продолжительность выделяемых этапов последовательно сокращалась (рис. 1.17).

Глава 2 Деформация Тянь-Шаня в кайнозое

2.1. Структурный план Тянь-Шаня

Протяженность кайнозойского складчатого пояса Тянь-Шаня около 2,5 тыс. км. Он состоит из складок основания, которые простираются вдоль пояса в широтном и восток-северо-восточном направлениях (рис. 2.1). Длина больших складок измеряется сотнями километров. Многие складки сочетаются с разломами, превратившими их в односторонние и двусторонние горст-антиклинали, грабен-синклинали и рампсинклинали. Антиклинали и горст-антиклинали выражены в рельефе горными хребтами, а синклинали, грабен-синклинали и рамп-синклинали — межгорными впадинами.

В регионе много разломов, активных в позднечетвертичное время (рис. 2.2). Кайнозойские

складки и разломы Тянь-Шаня описаны во многих книгах [Макаров, 1977; Садыбакасов, 1990; Современная геодинамика..., 2005; Трифонов и др., 2002; Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Шульц, 1948; и др.] и многих статьях.

Современное дно межгорных впадин Тянь-Шаня (кроме Турфанской впадины) находится выше уровня моря и выше прилежащих частей Казахстанской платформы. Кровля палеозойского фундамента в небольших межгорных впадинах находится выше уровня моря, в осевых частях больших впадин (Ферганской, Алайской, Афгано-Таджикской, Аксайской, Атбашинской, Нарынской, Иссыккульской, Джумгальской, Таласской, Чуйской, Турфанской) она ниже уровня моря. В Иссыккульской и Нарынской впадинах фундамент находится на глубине более 3 км, в Чуйской впадине — около 2 км, в Ферганской впадине — до 9 км.

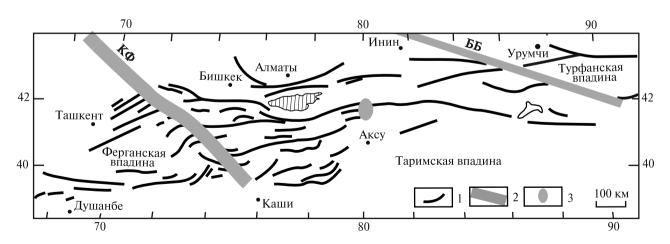


Рис. 2.1. Кайнозойский структурный план Тянь-Шаня

1 — антиклинали и горст-антиклинали, по данным [Макаров, 1977; Садыбакасов, 1990; Чедия, 1986; Allen, Vincent, 1999b; и др.], 2 — диагональные транспрессивные поднятия (ББ — Борохоро-Бортоулинское, К Φ — Каратау-Ферганское), 3 — поднятие Хан-Тенгри

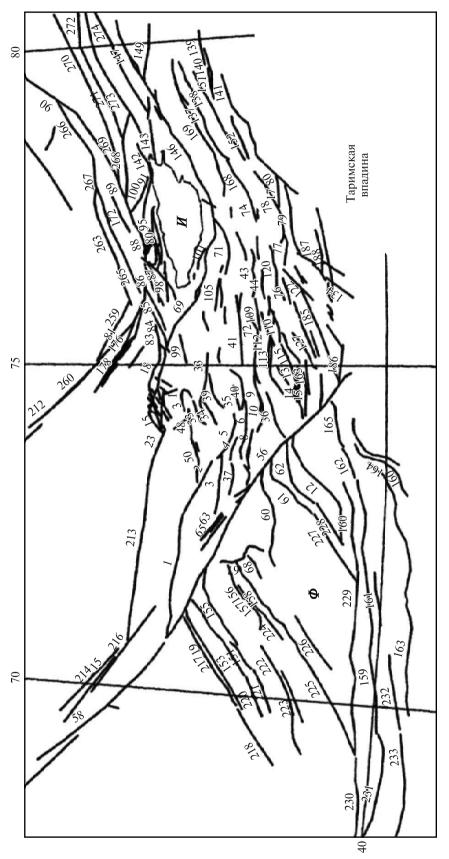


Рис. 2.2. Активные разломы Западного и Центрального Тянь-Шаня, указан их номер в каталоге разломов [Трифонов и др., 2002]. *И*— оз. Иссыккуль, ϕ — Ферганская впадина

Большинство складчато-разрывных структурных форм Тянь-Шаня асимметричны. Асимметрия структурных форм определяет их вергентность. В Чаткало-Угамской горной системе вергентность структурных элементов на юговосток, в сторону Ферганской впадины; Туркестано-Зеравшанская горная система конвергентна, в Алайском хребте вергентность южная. Вергентность структурных элементов Центрального и Восточного Тянь-Шаня имеет южное направление в сторону Тарима, в Джунгарском Тянь-Шане — северное направление в сторону Джунгарской впадины [Садыбакасов, 1990; Allen et al., 1994].

Важными структурными элементами Тянь-Шаня являются диагональные транспрессивные поднятия — Каратау-Ферганское и Борохоро-Бортоулинское (рис. 2.1). Простирание осевой зоны Каратау-Ферганского поднятия — 300-320 °C, Борохоро-Бортоулинского поднятия — 290–300°. Каратау-Ферганское поднятие включает горные хребты: Большой Каратау, Таласский, Атойнакский, Ферганский. Поднятие ассоциировано с Таласо-Ферганским правым сдвигом. Борохоро-Бортоулинское поднятие включает горные хребты Борохоро, Илинхаберга, Кельдыулу, Бортоула. Это поднятие сопровождает Джунгарский правый сдвиг. Сочетание понятий со сдвигами указывает на транспрессивный генезис этих диагональных морфоструктур.

Каратау-Ферганское поднятие находится на границе Западного и Центрального Тянь-Шаня, Борохоро-Бортоулинское поднятие — на границе Восточного и Джунгарского Тянь-Шаня (рис. 2.1). Структурные планы секторов Тянь-Шаня, разделенных этими поднятиями, имеют значительные отличия.

В Западном Тянь-Шане находится большая межгорная Ферганская впадина, которая не имеет аналогов в других секторах Тянь-Шаня. Слабая деформация меловых и кайнозойских осадков впадины, особенности сейсмического режима, результаты палеомагнитных исследований и данные космической геодезии позволяют считать земную кору впадины относительно жестким блоком, который способен перемещаться относительно окружающих территорий [Баженов и др., 1993; Уломов, 1974; Bazhenov, 1993; Zubovich et al., 2010; и др.].

Кинематика кайнозойских деформаций в восточном и северном горных обрамлениях Ферганской впадины связана с формированием Каратау-Ферганского транспрессивного поднятия, активностью Таласо-Ферганского сдвига и

перемещением и вращением Ферганского жесткого блока. Следствием этих процессов, которые будут рассмотрены в разделе 2.3 этой главы, является северо-восточное направление осей складок в указанных районах, которое не соответствует простиранию Туркестано-Алайской складчатой системы, находящейся южнее Ферганской впадины, и общему простиранию Тянь-Шаньского складчатого пояса. Другой район Западного Тянь-Шаня с аномальным простиранием кайнозойских складок охватывает горы Юго-Западного Гиссара и Таджикскую депрессию. Происхождение и кинематика деформации этого района будет обсуждено в главе 4.

В Центральном и Восточном Тянь-Шане общее направление главных складок близко к широтному. Складки «обтекают» глубокую Иссыккульскую впадину. Миндалевидный и ромбовидный структурный план многих впадин Тянь-Шаня обусловлен их формированием по системе «пуллапарт» [Морозов и др., 2012; и др.]. Пологий дугообразный изгиб осей складок с вершиной дуги между меридианами 80° и 84° в.д. соответствует форме северной границы Таримской впадины. В вершине этой дуги расположен «малый синтаксис», в пределах которого находится наиболее высокий участок Тянь-Шаньской горной страны.

Джунгарский Тянь-Шань — цепь складок, выраженная горными хребтами на западе и постепенно затухающая на востоке в районе меридиана 96° в.д. К югу от этой горной цепи находится Турфанская (Турфан-Хамийская) впадина, вытянутая в широтном направлении. Южным обрамлением этой впадины служат невысокие поднятия на краю пустыни Гашуньская Гоби.

Зоны современной интенсивной деформации. Распространение и интенсивность современных деформаций отражено в сейсмическом режиме территории и в перемещениях пунктов сети GPS. На рис. 2.3 показана современная деформация участков в Центральном Тянь-Шане и в части Западного Тянь-Шаня по данным GPS [Современная геодинамика..., 2005]. Она представлена в виде эллипсоидов деформации. В Центральном Тянь-Шане короткая ось большинства эллипсоидов имеет меридиональное направление. Меридиональное направление оси сжатия эллипсоидов сохраняется и на востоке Центрального Тянь-Шаня, несмотря на то, что перемещения пунктов GPS в этом районе имеет северо-восточное направление. Участки наиболее интенсивной современной деформации неравномерно рассредоточены по территории Центрального Тянь-Шаня. Они находятся: на

северном окончании Ферганского хребта (1, рис. 2.3), в средней части Киргизского хребта (2), в хребте Кунгей (3), на северном склоне Терскейского хребта (4). Наибольшая концентрация участков с максимальной современной деформацией обнаружена на меридиане 79°— на западных оконечностях хребтов Кунгей, Терскей и в хребте Сарыджаз.

впадины, превращая их в рамп-синклинали. Широко распространены также асимметричные односторонние рамп-сиклинали и грабен-синклинали, имеющие тектоническую границу на одном краю. Деформация межгорной впадины сопровождается перекрытием окраин впадины краевыми надвигами [Леонов, 2008; Щерба, 1990]. В экстремальных случаях происходит пол-

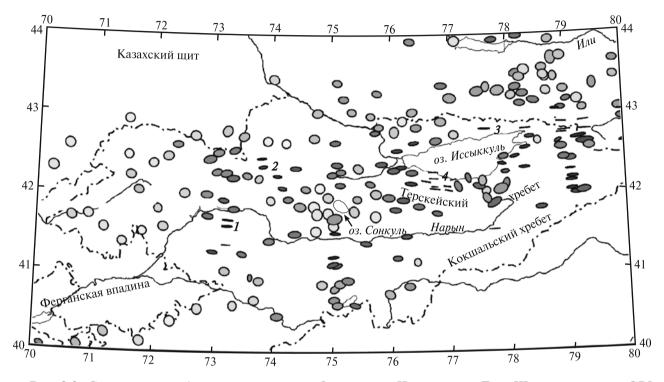


Рис. 2.3. Современная деформация участков в Западном и Центральном Тянь-Шане по данным GPS (Global Positioning System), представленная в виде эллипсоидов деформации [Современная геодинамика..., 2005]. Пояснения *1–4* см. в тексте. Пунктиром показаны государственные границы

Эпицентры сильных землетрясений отмечают зоны интенсивной современной деформации на границах Тянь-Шаня с внешними впадинами (Афгано-Таджикской, Таримской, Чуйской) и вокруг больших внутренних впадин — Ферганской и Иссыккульской (рис. 2.4). В Восточном и Джунгарском Тянь-Шане зоны активных деформаций находятся на границах Тянь-Шаня с Таримской и Джунгаской впадинами, на обеих сторонах Илийской впадины и в Турфанской впадине (рис. 2.5).

Зоны позднекайнозойской интенсивной деформации. Зоны интенсивной деформации обычно возникали на границах межгорных впадин с поднятиями. Структурные соотношения между горными хребтами и межгорными впадинами Тянь-Шаня часто соответствует «правилу К.Леукса» [Leuchs, 1930], — горные хребты надвинуты на

ное перекрытие части впадины и тектоническое сшивание ее бывших бортов (рис. 2.6).

Соотношения рамп-синклинальной впадины с окружающими поднятиями иллюстрирует Минкуш-Кокомеренская тектоническая зона, которая на большей части своего протяжения выражена в рельефе как узкая межгорная впадина. Эта тектоническая зона имеет широтное простирание, ее протяженность 130 км (рис. 2.7). Она сложена мезозойскими и кайнозойскими осадками, которые лежат согласно друг с другом. В стратиграфическом разрезе зоны на юрских угленосных отложениях лежит пачка (20-40 м) осадков верхнего мела — эоцена (коктурпакская свита), сложенная паттумами, песчаниками, глинами, мергелями. В нижней части пачки находится пласт базальта, для которого определен К-Аг возраст 68,4±2,3 млн лет [Бачманов и др., 2008]. Возраст вышележащих отложений опирается на сравнение с отложениями в соседних впадинах. Олигоцен-плиоценовая часть разреза Минкуш-Кокомеренской зоны сложена толщей (до 2 км) конгломератов и более мелких кластитов аллювиального происхождения с прослоями гипса и мергелей в верхах толщи. Согласно с ними или со стратиграфическим несогласием на подстилающих отложениях лежат плохо сортированные и плохо окатанные конгломераты, гравелиты и песчаники верхнего плиоцена — среднего плейстоцена (шарпылдагская свита). На всех описанных отложениях и палеозойских породах несогласно лежат пролювиальные и аллювиальные осадки среднего-верхнего плейстоцена и голоцена.

породы надвинуты на кайнозойские. Ширина Минкуш-Кокомеренской зоны варьирует в зависимости от расстояния между пограничными разломами. В значительной части зоны ее ширина 1-2 км, в наиболее широком пересечении — 8 км, на нескольких участках пограничные разломы сходятся и зона выклинивается. В целом зона имеет рамп-синклинальное строение. Геологические разрезы (рис. 2.7) показывают соотношения пограничных и других разломов с внутренним строением зоны. Пограничные разломы на западе и востоке зоны более крутые, чем в ее средней части, где угол паления сместителя местами уменьшается до 45° . В долине р. Кокомерен (К на рис. 2.7) можно видеть козырьковый тектонический покров гравитационного происхождения (цветное

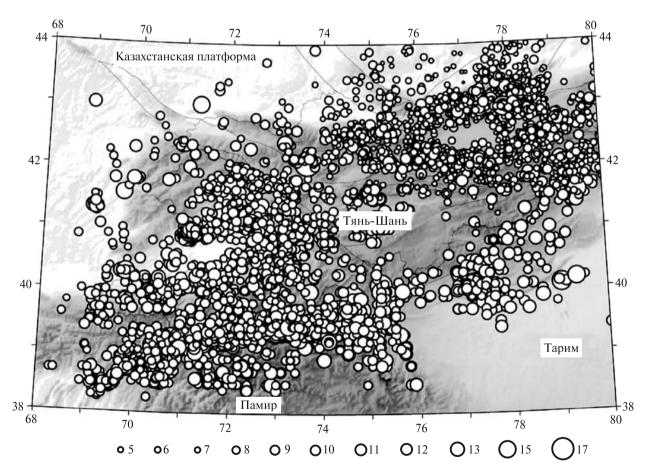


Рис. 2.4. Карта эпицентров землетрясений (5468 событий), произошедших в Западном и Центральном Тянь-Шане, Северном Памира и Северном Тариме в 1946–1994 гг. [Сычева и др., 2008] 5–17 — классы землетрясений

Минкуш-Кокомеренская тектоническая зона соединяет Кетменьтюбинскую и Сонкульскую обширные впадины. Зона ограничена крутыми взбросами и надвигами, по ним палеозойские

фото 2.1). Он сложен палеозойскими породами южного крыла Южно-Кавакского разлома, который служит южной границей рассматриваемой зоны. Тектонический покров (площадь около

3 км², толщина более 100 м) смят в пологую синклинальную складку вместе с подстилающими породами, вероятный возраст которых плиоцен — ранний плейстоцен. В верхнем течении р. Минкуш подобный тектонический покров целиком перекрыл Минкуш-Кокомеренскую зону (разрез XI, рис. 2.7).

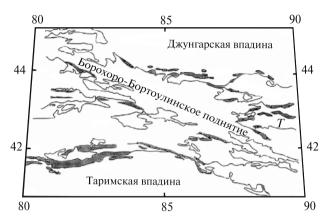
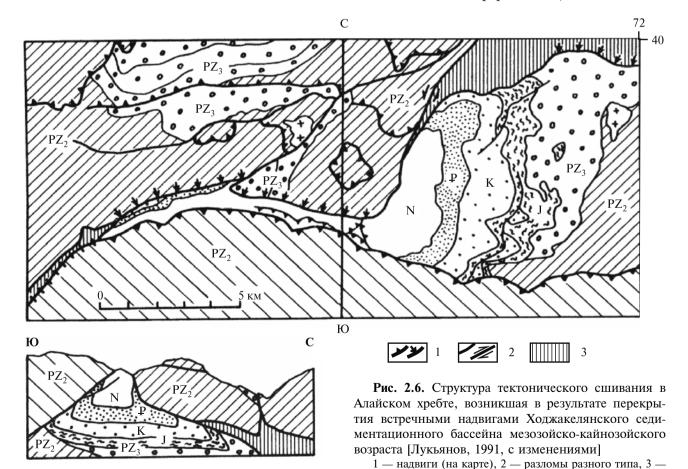


Рис. 2.5. Зоны активных деформаций в Восточном Тянь-Шане (тонированы) [Burchfiel et al., 1999]. T — Турфанская впадина

Отсутствие угловых несогласий в отложениях, накапливавшихся в интервале от юры до раннего плейстоцена (цветное фото 2.2), показывает, что интенсивные складчатые деформации в Минкуш-Кокомеренской зоне начались не ранее плейстоцена, после отложения пород шарпыллакской свиты. В более ранние эпохи было возможно формирование пологих конседиментационных складок. Некоторые исследователи, опираясь на особенности седиментации, предполагают, что движения по пограничным разломам и формирование внутренней складчатой структуры рассматриваемой зоны происходили начиная с олигоцена [Бачманов и др., 2008; и др.]. Однако отсутствие данных о разной величине смещения по разломам пород олигоцена, неогена и плейстоцена и доказательств общего смятия пород рассматриваемой зоны в олигоцене и неогене не позволяют согласиться с такими предположениями.

Формирование складок основания в виде горных хребтов и межгорных впадин происходит путем реологической деформации и не требует участия разломов. Вмешательство в этот процесс дизьюнктивной деформации («дизьюнктивная



сланцевый тектонический меланж

революция») приводит к резкому увеличению интенсивности деформации. Геологические данные говорят о том, что в Минкуш-Кокомеренской зоне дизьюнктивная революция произошла в плейстоцене. На раннем этапе орогенеза (в миоценеплиоцене) формирующиеся конседиментационные складки основания разделили обширную территорию седиментации мел-палеогенового времени на части, среди которых были полуизолированные и изолированные бассейны.

Бассейн седиментации, к которому принадлежат неогеновые осадки рассматриваемой зоны, охватывал современные Кетменьтюбинскую и Сонкульскую впадины и территории к северу и востоку от них. В плейстоцене территория этого седиментационного бассейна была разбита разломами. Отложения бассейна оказались на склонах новых горных хребтов и во впадинах между ними, где осадконакопление продолжилось. Минкуш-Кокомеренская тектоническая зона является вы-

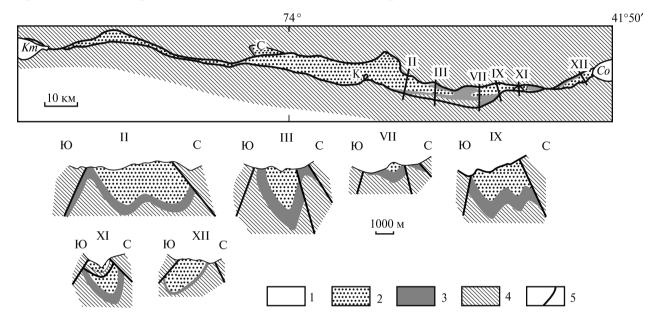


Рис. 2.7. Геологические разрезы через Минкуш-Кокомеренскую тектоническую зону, по данным [Бачманов и др., 2008; Садыбакасов, 1990]

1 — средний-поздний плейстоцен в Кетмень-Тюбинской (Km) и Сонкульской (Co) впадинах, 2 — палеоген, неоген, нижний-средний плейстоцен, 3 — юра, 4 — палеозой, 5 — разломы. Пояснения К и С см. на фото 2.1 и 2.2

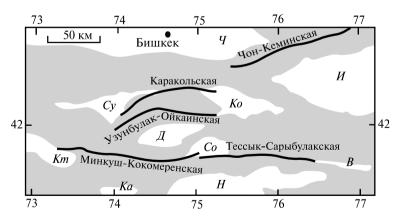


Рис. 2.8. Зоны интенсивной кайнозойской деформации в Центральном Тянь-Шане (показаны толстыми линиями), по [Бачманов и др., 2008]

Кайнозойские впадины: B — Верхненарынская, \mathcal{A} — Джумгальская, \mathcal{U} — Иссыккульская, Ka — Казарманская, Km — Кетмень-Тюбинская, Ko — Кочкорская, H — Нарынская, Co — Сонкульская, Cy — Сусамырская, Y — Чуйская

рубленным разломами тектоническим блоком, возникшим при усилении деформации района, которая привела к формированию Северо-Кавакского и Сусамырского хребтов. Этот блок, зажатый между надвигавшимися с двух сторон складками-хребтами, испытал внутреннюю деформацию. Поперечное сокращение территории за счет перемещения по надвигам и образования складок оценивают в 1,5-2 раза относительно первоначальной ширины тектонической зоны [Бачманов и др., 2008; Садыбакасов, 1972]. Складчатая деформация кайнозойских осадков внутри зоны неравномерна, местами она незначительна.

Несколько зон интенсивной деформации находятся в Центральном Тянь-Шане, они показаны на рис. 2.8. В Чон-

Кеминской зоне интенсивной деформаций были описаны [Бачманов и др., 2008; Дельво и др., 2001] и наблюдались мною следы леволвиговых смешений по разломам, которые произошли при Кеминском землетрясением 1911 г. [Богданович и др., 19141. Кайнозойские левые сдвиги известны в Минкуш-Кокомеренской, Тессык-Сарыбулакской и Каракольской зонах интенсивных деформаций [Баженов, Миколайчук, 2004; Бачманов и др., 2008; Миколайчук, 2000]. Это позволяет считать зоны интенсивной деформации Центрального Тянь-Шаня транспрессивными образованиями. Левосдвиговый транспрессивный характер этих зон, имеющих северовосточное и широтное направление, в сочетании с правосдвиговым Каратау-Ферганским транспрессивным поднятием и Таласо-Ферганским правым сдвигом, имеющими северо-западное простирание, соответствует полю деформации, в котором происходят поперечное сокращение и продольное удлинение территории Тянь-Шаня. Активность Таласо-Ферганского сдвига в кайнозое и поперечное сокращение Тянь-Шаня будут рассмотрены ниже.

2.2. Сокращение территории Тянь-Шаня в процессе орогенеза

Современное поперечное сокращение Тянь-Шаня (38) — Поперечное сокращение Тянь-Шаня в позднем кайнозое (42) — Изменение площади Тянь-Шаня в процессе орогенеза (выводы) (46)

Задачу определения величины и скорости изменения площади Тянь-Шаня в процессе орогенеза решают методом космической геодезии, по сейсмологическим данным и данным о деформации доорогенной земной поверхности и поверхности Мохо.

Современное поперечное сокращение Тянь-Шаня

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

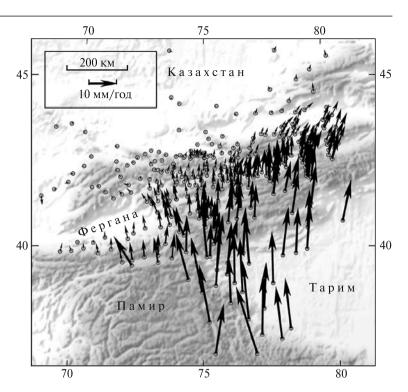
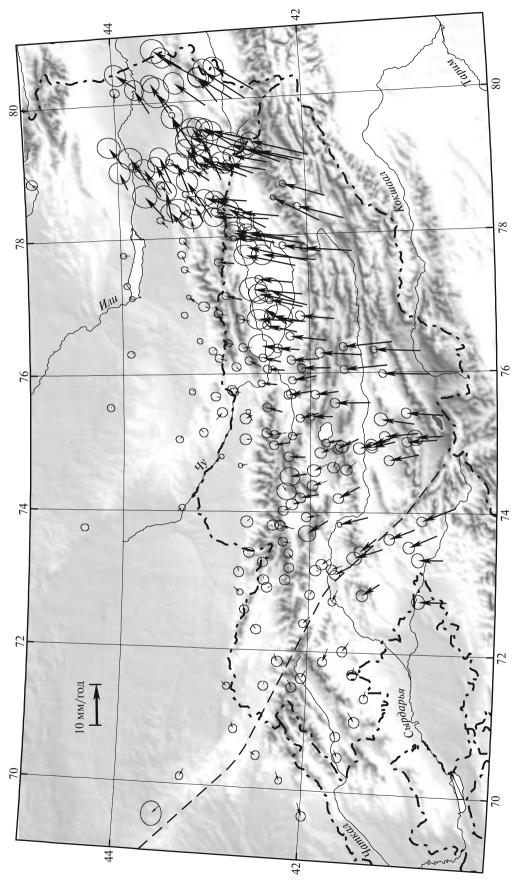


Рис. 2.9. Направления и скорости перемещений пунктов GPS в Западном и Центральном Тянь-Шане, Западном Тариме и Восточном Памире относительно стабильного Центрального Казахстана [Зубович и др., 2002]

[Зубович и др., 2002, 2004, 2007; Abdrakhmatov et al., 1996; Herring et al., 2002; Zubovich et al., 2010; и др.]. На рис. 2.9 и 2.10 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 северовосточным. 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. Расстояние от северных предгорий Тянь-Шаня до Таримской впадины ежегодно уменьшается на 16,8 мм (рис. 2.11). По более поздним расчетам, сближение Тарима с Казахстанской платформой, которое включает внутреннее поперечное сокращение Тянь-Шаня и надвиги/поддвиги на его границах. составляет 20±2 мм/год [Zubovich et al., 2010]. Скорость перемещения пунктов GPS резко изменяется на южной и северной границах Тянь-Шаня, уменьшаясь в Тянь-Шане по сравнению с Таримом и Памиром и уменьшаясь в Казахстане по сравнению с Тянь-Шанем (рис. 2.9 и 2.10).



бильной Северной Евразии [Зубович и др., 2007]. В вершинах векторов помещены овалы доверия, пунктиром показана линия Таласо-Ферганского Рис. 2.10. Направления и скорости перемещения пунктов сети GPS в Западном и Центральном Тянь-Шане в 1995-2005 гг. относительно старазлома

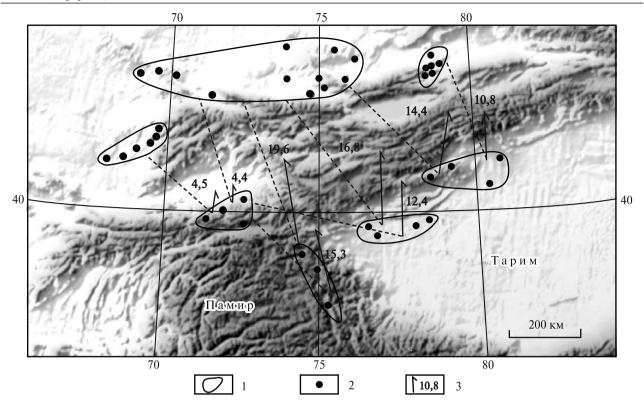


Рис. 2.11. Перемещения участков, определенные методами космической геодезии [Зубович и др., 2004, с изменениями]

1 — участки, в пределах которых проведено обобщение данных GPS; 2 — пункты GPS внутри участков; 3 — направление и скорость перемещения (в мм/год) участка относительного другого участка; пунктир соединяет вектор с участком, относительно которого вычислена скорость перемещения

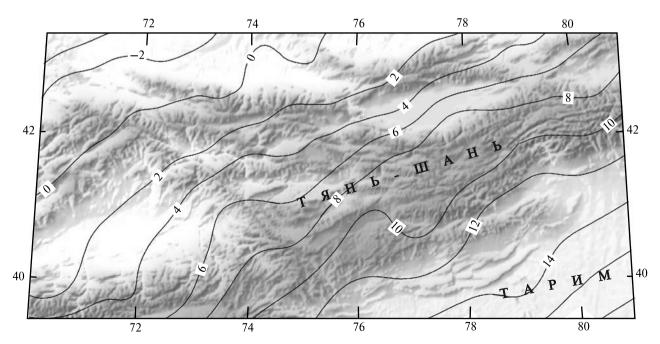


Рис. 2.12. Изолинии северной компоненты векторов скорости перемещения пунктов GPS (в мм/год) по данным за 1995–2005 гг., Западный и Центральный Тянь-Шань [Зубович и др., 2007]

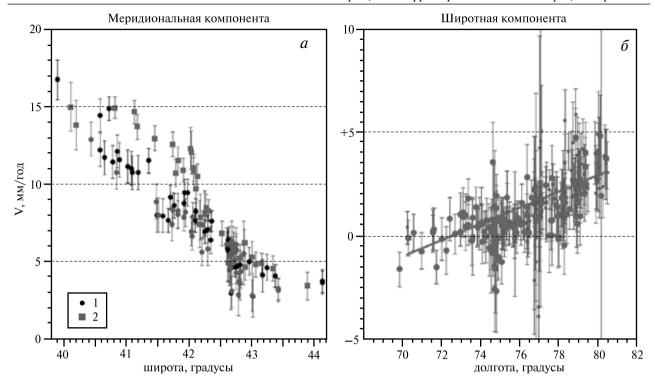


Рис. 2.13. Скорость перемещения пунктов GPS (V) в Центральном Тянь-Шане в зависимости от их место-положения [Herring et al., 2002, с изменениями]. Вертикальные линии показывают доверительные интервалы измерений

a — скорость перемещения пунктов GPS в северном направлении в зависимости от географической широты, на которой расположен пункт. 1, 2 — пункты GPS, расположенные: 1 — между 74° и 76° в.д., 2 — между 76° и 77° в.д.

 δ — скорость перемещения пунктов GPS в широтном направлении (плюс — к востоку, минус — к западу) в зависимости от географической долготы, на которой расположен пункт

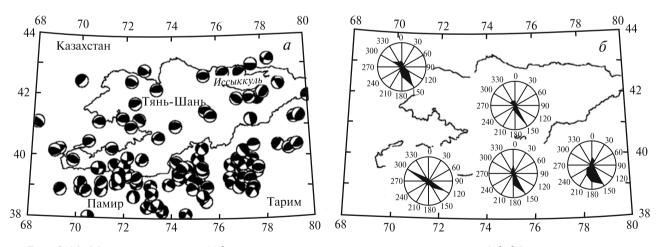


Рис. 2.14. Механизмы очагов 116 землетрясений с магнитудами в интервале 4,6–6,8, которые произошли в Западном и Центральном Тянь-Шане и на севере Памира и Тарима в 1976–2003 гг. (*a*) и распределение азимутов осей сжатия этих сейсмических событий (*б*) [Сычева и др., 2008]. Тонкой линией показаны государственные границы

Рисунки 2.12 и 2.13 показывают распределение скоростей перемещения пунктов GPS на площади горной страны. На востоке Централь-

ного Тянь-Шаня происходит увеличение восточной компоненты скорости перемещения пунктов GPS. Оно свидетельствует об удлине-

нии Тянь-Шаня в восточном направлении со скоростью около 5 мм/год [Зубович, Мосиенко, 2002].

Сжимающие напряжения при землетрясениях имеют на территории Тянь-Шаня север-северо-западное направление (рис. 2.14). На основе сейсмологических данных о землетрясениях с магнитудой 7 и более, которые произошли в XX в., были рассчитаны скорости меридионального сокращения Тянь-Шаня [Molnar, Denq, 1984; Molnar, Ghose, 2000]. Средняя скорость со-

кращения горной системы определена в 7±2 мм/год. Для территории Западного Тянь-Шаня были получены результаты 18±3 и 22±4 мм/год, которые совпадают с результатом определения сокращения Тянь-Шаня методом космической геолезии.

Поперечное сокращение Тянь-Шаня в позднем кайнозое

Как далеко в глубь истории можно экстраполировать скорость современного поперечного сокрашения региона, которая определена по данным GPS? Было проведено сравнение географических координат обсерватории Улугбека в Самарканде, определенных в XV в. (точность измерений предполагают в области секунд), с современными координатами развалин обсерватории. Оно показало, что за 500 лет произошло смещение пункта к северу на расстояние более 3 мин со средней скоростью около 10 мм/год [Современная геодинамика..., 2005]. Следует заметить, что в хорошо оснащенной обсерватории Тихо Браге (XVI в.) точность определений была около одной минуты. Но и при такой точности смещение обсерватории Улугбека свидетельствует в пользу устойчивости во времени системы деформации, определенной данным GPS.

Ответ на поставленный вопрос можно также получить, сравни-

вая скорости сокращения территории при формировании тектонических структур (складок, надвигов, поддвигов) со скоростью перемещения пунктов GPS, ближайших к этим структурам. Решение этой задачи во многом зависит от точности определения времени начала деформации. Таких данных немного, так как для большинства тектонических структур региона определены лишь относительные возрасты — по отношению к седиментационным, гляциальным или другим процессам.

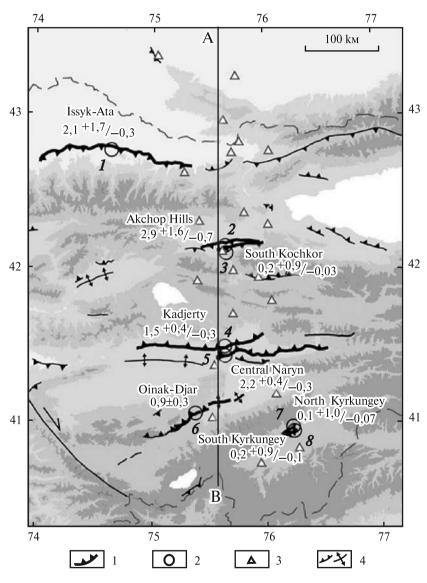


Рис. 2.15. Скорости смещений по надвигам во впадинах Центрального Тянь-Шаня в позднем плейстоцене — голоцене: средняя скорость в мм/год, при доверительном интервале 95% [Thompson et al., 2002]

1, 2 — объекты изучения: 1 — линии разломов, 2 — участки (1–8); 3 — пункты сети GPS, 4 — разломы и складки, активные в голоцене. Темным тоном показаны горы выше $4500~\mathrm{M}$

Таблица 2.1. Скорость сокращения площади Центрального Тянь-Шаня в меридиональном направлении при смещении по кайнозойским надвигам во впадинах, по данным [Tompson et al., 2002]

Учас	тки	Скорость сокращения		
во впадинах	на рис. 2.15	мм/с		
Чуйская	1	2,2 (+1,6/-0,2)		
Кочкорская	2 и 3	3,2 (+2,0/-0,8)		
Нарынская	4 и 5	4,2 (+0,6/-0,7)		
Атбашийская	6	0,9 (+0,3/-0,3)		
Аксайская	7 и 8	0,3 (+1,6/-0,2)		
Все участки	1–8	11 (+2/-1)		

В Центральном Тянь-Шане находится густая сеть пунктов GPS и получены определения возраста деформаций речных террас радиоуглеродным и люминесцентным методами [Thompson et al., 2002]. Деформации террас были изучены: на Иссыкатинском надвиге в долине р. Аламедин в Чуйской впадине (1, рис. 2.15), на Южно-Кочкорских надвигах в долине р. Джанарык в Кочкорской впадине (2 и 3), на Каджертинском и Центрально-Нарынском надвигах в Нарынской впадине (4 и 5), на Ойнакджарском надвиге в Атбашийской впадине (6) и на Куркунгейских надвигах в Аксайской впадине (7 и 8). Были деформированы террасы двух уровней. Радиокарбоновый возраст террас нижнего уровня — 10–14 тыс. лет. Возраст террас верхнего уровня определен люминесцентным методом: в Чуйской впадине — 170±25 тыс. лет, в Кочкорской впадине — 128±13 тыс. лет, в Нарынской впадине — 128-173 тыс. лет. Скорость перемещения по надвигам в Чуйской, Кочкорской, Нарынской, Атбашийской и Аксайской впадинах варьирует от 0,1 до 2,9 мм/год. По этим данным, скорость меридионального сокращения большей части Центрального Тянь-Шаня (между Атбашийской и Чуйской впадинами) за 140 тыс. лет составила 11 мм/год (табл. 2.1).

Вероятно, средняя скорость поперечного сокращения горной страны в позднечетвертичное время была больше этой величины, так как цитируемое исследование [Thompson et al., 2002] охватило не все разломы, активные на рассмотренном пересечения горной страны (см. рис. 2.2). В зависимости от вариантов возможноых наклонов сместителей разломов на глубине, поперечное сокращение Центрального Тянь-Шаня в позднем кайнозое при движениях по десяти надвигам было оценено в интервале от 35 до 80 км [Абдурахматов и др., 2001]. Результаты

определения скорости сокращения территории Центрального Тянь-Шаня при смещении по надвигам в рассмотренном пересечении находятся в согласии с данными космической геодезии о смещении пунктов GPS (рис. 2.16). Это позволяет уверенно экстраполировать данные современной скорости деформации на голоцен и поздний плейстоцен.

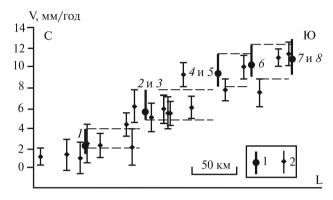


Рис. 2.16. Скорости меридионального сокращения территории Центрального Тянь-Шаня в позднем плейстоцене — голоцене, полученные методами геологии и космической геодезии [Thompson et al., 2002, с изменениями]

V — скорость уменьшения расстояния между изученным объектом (разломом, пунктом GPS на рис. 2.15) и северной границей Тянь-Шаня, L — расстояния между объектами в проекции на линию AB на рис. 2.15. I– δ — участки на рис. 2.15.

1 — скорость меридионального сокращения территории, расположенной между изученным объектом и северной границей Тянь-Шаня по геологическим данным; 2 — меридиональная составляющая скорости перемещения пунктов GPS относительно репера на Казахстанской плите. Вертикальные линии показывают доверительный интервал при вероятности 95%

Расчеты скорости более древних кайнозойских деформаций затруднены из-за неопределенности их возраста. Значительное количество определений скорости сокращения территории при деформации основано на предположении о том, что перемещение по предгорному надвигу синхронно с эксгумацией фундамента горного хребта и пропорционально ее величине, которую можно определить с помощью анализа треков в апатите или цирконе [Sobel, Dumitru, 1997; и др.]. Зависимость между этими процессами не обоснована. Более вероятно, что эксгумация фундамента и рост горного хребта происходят при формировании складки основания путем реологической деформации, а перемещения по надвигам принимают участие в этом процессе лишь на последней его стадии (см. раздел 2.5).

Доорогенные поверхности и их деформация. Реконструкции поверхностей доорогенной денудации, деформированных в процессе кайнозойского орогенеза, используют при анализе складчатой структуры и оценке поперечного сокращения Тянь-Шаня в кайнозое [Новейшая тектоника..., 2000; Садыбакасов, 1990; Чедия, 1986; Шульц, 1948; и др.]. Рассмотрим происхождение и возраст доорогенных поверхностей.

Следствием позднепалеозойского орогенеза было формирование на территории Тянь-Шаня горного рельефа. Судя по относительно небольшому объему продуктов разрушения гор (пермской молассы), горы не были высокими. Разрушение гор привело к пенепленизации страны в поздней перми [Синицын, 1948; и др.]. Триасовые отложения отсутствуют почти на всей территории Тянь-Шаня. В это время на поверхности пенеплена формировалась кора выветривания, большая часть которой позднее была уничтожена денудацией. Мезозойские и палеогеновые осадки никогда не перекрывали весь пенеплен. В юре, мелу и палеогене значительная часть пенеплена оставалась слабо приподнятой областью, в которой палеозойские породы были подвержены медленной плоскостной денудации.

Интенсивный позднекайнозойский орогенез привел к деформации пенеплена и расчленению его поднятых частей линейной эрозией. Следствием этих процессов были сохранение поднятых фрагментов пенеплена и захоронение других частей доорогенной поверхности под молодыми осадками во впадинах рельефа.

Разные части доорогенной поверхности имели к началу орогенеза разный возраст и испытали разную судьбу в процессе горообразования. Пенеплен, выработанный в перми на палеозойских породах, подвергся плоскостной денудации в мезозое и палеогене. Процесс денудации был длительным, но неглубоким. Он не достиг уровня палеозойских гранитов, обломки которых не были встречены в меловых и палеогеновых осадках. Такие обломки появляются в породах неогенового возраста [Синицын, 1960; Турдукулов, 1987]. В мезозое и палеогене часть древнего пенеплена была перекрыта осадками и выведена из процесса плоскостной денудации.

В позднем миоцене — голоцене фрагменты доюрского, домелового и допалеогенового пенепленов вместе с перекрывающими осадками были подняты и деформированы (наклонены или изогнуты). Затем рыхлые мезозойские и палеогеновые осадки были частично или полностью уничтожены денудацией. В результате были об-

нажены (откопаны) сохраненные под осадками доорогенные поверхности денудации, которые имеют разный возраст. Если фрагменты осадочного чехла не сохранились, выяснить возраст откопанной поверхности денудации не удается. Необходимо также заметить, что 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 [Леонов, 2008; Миколайчук, Губренко, Богомолов, 2003; и др.]. 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 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.

Следует также рассмотреть проблему сохранности обнаженных фрагментов доорогенной поверхности во время позднекайнозойского орогенеза. Изучение современной денудации в горах Тянь-Шаня показало, что на горных склонах скорость денудации составляет в среднем около 0,2 мм/год, на пологой поверхности пенеплена она менее 0,1 мм/год [Богданова,1972]. Другие оценки современной скорости денудации в Тянь-Шане [Никонов, 1977] близки приведенным величинам. Экстраполяция этих данных (с учетом изменения интенсивности тектонических процессов во времени) позволила оценить среднюю скорость денудации пенеплена в плейстоцене в 0.05 мм/год, в позднем плиоцене — от 0.01 до0,05 мм/год, в раннем-среднем плиоцене — от 0,005 до 0,01 мм/год [Богданова,1972]. В соответствии с этими оценками, в позднем плиоцене и четвертичном периоде на пенеплене был уничтожен поверхностный слой от 50 до 200 м мощности, что несущественно влияет на точность реконструкций доорогенной поверхности.

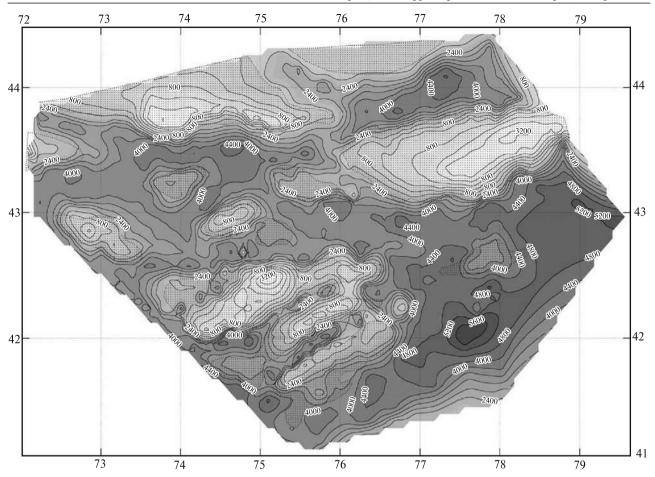


Рис. 2.17. Реконструкция современного положения поверхности палеозойского фундамента Центрального Тянь-Шаня в изогипсах (в м) от уровня моря [Трифонов и др., 2008]. Точками обозначены кайнозойские осадки в межгорных впадинах

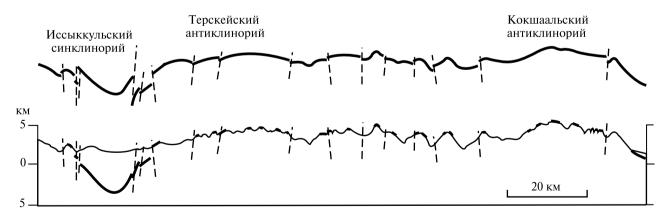


Рис. 2.18. Морфоструктурный профиль (внизу) и реконструкция деформированной доорогенной поверхности пенеплена (вверху) вдоль линии Тюп-Кокшаал (*ТК*, рис. 1.1), по [Чедия, 1986]. На морфоструктурном профиле тонкой линией показан современный рельеф, толстыми линиями — фрагменты доорогенного пенеплена, пунктиром — разломы

Степень деформации древнего пенеплена можно оценить по карте, в которой положение кровли палеозойских пород во впадинах Цент-

рального Тянь-Шаня совмещено с вершинной поверхностью горных хребтов (рис. 2.17). На рис. 2.18 помещена реконструкция доорогенной

поверхности Центрального Тянь-Шаня на профиле влоль мерилиана 79° в.л. от Таримской впадины до хребта Кунгей. Согласно этой реконструкции, в результате образования складок произошло сокращение территории на 10 км, немного более 6% от первоначальной длины профиля. Этот и другие расчеты сокрашения территории [Новейшая тектоника..., 2000; Чедия, 1986; Yakovlev, Yunga, 2001], основанные на реконструкции деформированной доорогенной поверхности денудации, позволяют оценить эффект от образования складок (строки 1 и 2 в табл. 2.2). Они не учитывают или почти не учитывают сокращение земной поверхности при движении по надвигам, так как разломы на большинстве геологических разрезов, по которым проведены расчеты, были интерпретированы как вертикальные и крутые сбросы и взбросы. Величина сокращения площади за счет надвига/поддвига зависит от магнитуды разлома и угла наклона его сместителя. Таких данных большей частью нет или они малодостоверны при отсутствии бурения. Истинную магнитуду надвига трудно определить, она может быть много больше видимой на поверхности.

Расчеты полной деформации земной коры Тянь-Шаня (при сохранении ее объема) на основе данных о рельефе поверхности Мохо приведены в табл. 2.2. 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.

Изменение площади Тянь-Шаня в процессе орогенеза (выводы)

- 1. Скорость поперечного сокращения Тянь-Шаня в настоящее время составляет около 20 мм/год, средняя скорость такого сокращения в позднем плейстоцене и голоцене была более 11 мм/год. Поперечное сокращение горной страны сопровождалось ее продольным удлинением в восточном направлении со скоростью 5 мм/год.
- 2. Деформация Тянь-Шаня в позднем кайнозое привела к уменьшению ширины складчатой системы на 100 км, если мощность доорогенной

Таблица 2.2. Горизонтальное сокращение	Тянь-Шаня в меридиональном направлении в процессе позднекай-
нозойского орогенеза	

Номер	Поформотия	Меридианы, ° в.д.									Путтана по точно у точно		
п/п	Деформация	70	71	73	74	76	78	79	81	84	85	86	Литературный источник
1	Складчатая, %	7	5	5	_	4	_	>6	_	_	_	_	Чедия, 1986
2	Складчатая, %	4	-	12	12	9	_	_	-	_	_	_	Новейшая тектоника, 2000
3	Полная (**), %	_	-	_	_	21	23	25	ı	_	_	_	Уломов, 1974, 2004
4	Полная (*), км	_	ı	_	_	251	258	_	215	141	154	95	Avouac, Tapponnier, 1993
5	То же (***), км	_	_	_	_	96	107	_	74	54	66	38	
6	Полная (*), %	_	_	_	_	40	40	_	45	40	40	25	
7	То же (***), %	_	-	_	_	20	20	_	23	20	20	13	
8	Полная (**), %	15	21	23	25	17	18	16	_	_	_	_	Новейшая тектоника, 2000
9	Полная (**), км	90	110	105	110	75	80	70	_	_	_	_	

Примечание. Складчатая деформация и полная деформация — величины сокращения Тянь-Шаня, в км и в % от первоначальной (доорогенной) длины профиля. Полная деформация определена с использованием карт поверхности Мохо: 3 — [Уломов, 1974], 4–7 — [Ма, 1987], 8–9 — [Карта новейшей тектоники..., 1997]. Варианты первоначальной (доорогенной) мощности земной коры: (*) — 35 км, (**) — 40 км, (***) — 42 км.

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.

земной коры была 40–42 км, или на 200 км при мощности доорогенной земной коры 35 км. Для поперечного сокращения Тянь-Шаня на 100 или 200 км с современной скоростью (20±2 мм/год) необходимо время от позднего миоцена — 5 или 10 млн лет, соответственно.

3. Величина поперечного сокращения уменьшается на востоке Тянь-Шаня, но отношение этой величины к первоначальной длине сечения изменяется мало, так как доорогенная ширина будущей складчатой системы также уменьшалась на востоке.

4. В верхней части земной коры дизьюнктивная деформация более эффективна по сравнению с пластической деформацией: величина полного поперечного сокращения Тянь-Шаня, которая включает результаты его пластической и дизьюнктивной деформации, в 2–6 раз более сокращения при формировании кайнозойских складок, которые видны на земной поверхности.

2.3. Таласо-Ферганский сдвиг

Сдвиговые смещения в голоцене (48) — Сдвиговые смещения в кайнозое (59) — Складчатые деформации, сдвиговые смещения и баланс масс в земной коре (65) — Таласо-Ферганский сдвиг в кайнозое (выводы) (66)

Таласо-Ферганский разлом — один из крупнейших сдвигов в Азии. Он пересекает Тянь-Шаньскую горную страну по диагонали. Северозападным продолжением Таласо-Ферганского разлома является Каратауский разлом. Эти два разлома образуют Каратау-Ферганский тектонический шов, протяженностью более 800 км. Этот тектонический шов сопровождает позднекайнозойское транспрессивное поднятие, которое протягивается из Южного Казахстана до Тарима и включает горные хребты Каратау-казахстанский, Таласский (западную часть), Атойнакский, Тахталыкский, Ферганский и др. (см. рис. 1.1 и 2.1).

Тектоническая активность Таласо-Ферганского разлома известна с позднего палеозоя. Изучение палеозойских отложений и тектонических структур показало, что палеозойские породы были смещены по разлому на 180 км [Буртман, 1964, 2006; Огнев, 1939; и др.]. С учетом пластической деформации крыльев разлома магнитуда Таласо-Ферганского сдвига достигает 250 км. Эта величина включает позднепалеозойские и более поздние перемещения.

В триасе и юре на территории Тянь-Шаня в изолированных депрессиях накапливались континентальные угленосные отложения. Две юрские впадины располагались у Каратау-Ферганского тектонического шва — Леонтьевский грабен на северо-востоке и Восточно-Ферганский бассейн на юго-западе (рис. 2.19).

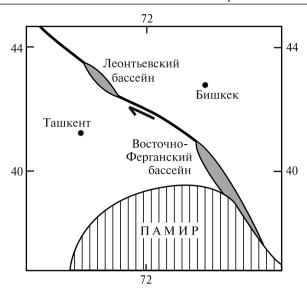


Рис. 2.19. Таласо-Ферганский сдвиг и юрские седиментационные бассейны на территории Тянь-Шаня (в современных координатах)

Леонтевский грабен имеет длину 180 км и ширину до 10 км. В основании юрского разреза залегают конгломераты (до 400 м), которые перекрыты песчано-глинистыми угленосными осадками с флорой лейаса (до 500 м). Выше лежат песчаники и аргиллиты с горючими сланцами (400 м), на них — конгломераты, песчаники, глины и мергели с фауной и флорой мальма. Мощность юрских отложений в Леонтьевском грабене превышает 2000 м.

Восточно-Ферганский юрский бассейн оборван на востоке Таласо-Ферганским разломом. Сохранились отложения, накопившиеся в центральной и западной частях бассейна. Наиболее глубокая зона юрской депрессии простирается вдоль Таласо-Ферганского разлома. От западной периферии к центральной части бассейна происходит смена фаций от дельтовых к прибрежным озерным (с углями) и далее к глубоководным озерным осадкам. В том же направлении увеличивается мощность юрских осадков — до 5 км в осевой зоне бассейна [Огнев, 1946; Зубцов, 1956]. Отложения с флорой лейаса и доггера содержат пласты углей. В верхней части разреза обнаружены споры и пыльца позднеюрских растений [Генкина, 1977].

Угли Восточно-Ферганского юрского бассейна метаморфизованы, степень метаморфизма возрастает от периферии к осевой зоне бассейна. В нижней части осевой зоны бассейна метаморфизм происходил при температуре 250 °C, которая (учитывая мощность отложений) не до-

стижима при нормальном геотермическом градиенте. Это указывает на термическую аномалию в зоне Таласо-Ферганского разлома.

Юрские отложения Восточно-Ферганского бассейна смяты в складки, которые обрисованы не только слоями, но и палеоизотермами, определенными по метаморфизму углей [Гречишников, Флоренский, 1981]. Время возникновения термальной аномалии у Ферганского разлома, ответственной за метаморфизм юрских углей Восточно-Ферганского бассейна, не известно. Не определен также возраст складок, очерченных изотермальными поверхностями метаморфизма углей. Все это могло произойти в кайнозое.

Восточно-Ферганские юрские отложения распространены в южном направлении до долины р. Кызылсу-кашгарская, сложенной кайнозойскими осадками. Южнее, на западной окраине Таримской платформы в предгорьях Северо-Западного Куньлуня, распространены юрские угленосные отложения, имеющие мощность более 1000 м. Этот Яркендский юрский бассейн протягивается в юго-восточном направлении на 200 км.

В юрское время Восточно-Ферганский и Яркендский бассейны вероятно принадлежали единому Яркенд-Ферганскому бассейну [Синицын, 1957], возникшему у разлома, который состоял из Каратау-Ферганского разлома и существовавшего в то время яркендского продолжения этого разлома.

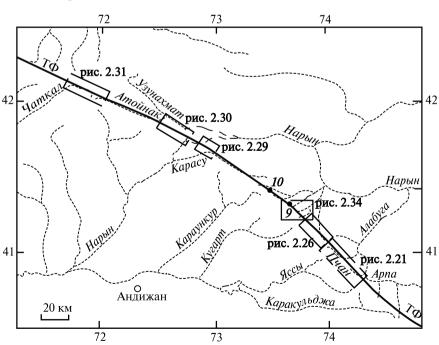


Рис. 2.20. Часть Таласо-Ферганского разлома ($T\Phi$), на которой проведено изучение современных сдвиговых смещений, см. табл. 2.3

Леонтьевская и Восточно-Ферганская юрские впадины расположены на отрезках Каратау-Фергано-Яркендского тектонического шва, имеющими северо-западное простирание, и разделены участком разлома с запад-северо-западным простиранием. Такое соотношение впадин с разломом указывает на большую вероятность образования впадин в результате сдвигового смещения по разлому [Буртман, 1963, 1964]. В результате правого сдвига должны были возникнуть зоны растяжения на участках северо-западного простирания, структурным выражением которых являются грабены и впадины. Магнитуда сдвигового смещения по разлому в юрское время, достаточная для возникновения Леонтьевской и Фергано-Яркендской присдвиговых впадин, могла составлять немногие километры.

Современная линия Таласо-Ферганского разлома не продолжается в Таримскую платформу и Куньлунь. Кайнозойские смещения по Таласо-Ферганскому разлому обнаружены на протяжении 250 км (рис. 2.20). Во многих местах можно видеть сдвиговые и сбросовые смещения по разлому форм современного рельефа.

Сдвиговые смешения в голоиене

Смещения форм рельефа. Сдвиговые смещения молодых форм рельефа по Таласо-Ферган-

скому разлому были обнаружены мною в хребтах Ферганском, Кенкол, Тахталыкском, Атойнакском и Таласском при полевых работах в 1959–1961 гг. [Буртман, 1962, 1963, 1964]. Трудами многих исследователей количество наблюдений форм рельефа, смещенных по сдвигу, было значительно увеличено, а применения метода радиоуглеродного датирования позволило определить их возраст и скорость перемещения [Буртман и др., 1987, 1997; Геодинамика..., 2009; Ранцман, 1963; Ранцман, Пшенин, 1963; Сунь, 1963; Трифонов и др., 1990; Burtman et al., 1996; Trifonov et al., 1992; Wallace, 1976; и др.].

Молодые сдвиговые смещения по разлому хорошо

видны на склонах больших речных долин, где разлом разрезает и смещает сухие долины временных водотоков, долины мелких притоков и водораздельные гряды между такими долинами. В долинах с энергичными постоянными водотоками следы смещений часто уничтожены эрозией.

Судьба частей разорванных долин зависит от их положения относительно разлома. Если нижнее (на склоне) крыло разлома было опущено, то сдвинутое нижнее продолжение долины нередко уничтожается текущими по склону водами. Если нижнее (на склоне) крыло разлома было приподнято, то вдоль разлома возникает вал, который предохраняет сдвинутое нижнее продолжение долины от уничтожения, и можно измерить магнитуду сдвига. Такой вал или сдвинутая часть во-

дораздельной гряды служит временной плотиной для стекающих вод, и в приразломной ложбине (сейсмогенном рве) создаются условия для формирования почвы и заболачивания.

Органический материал из таких горизонтов был использован для определения радиоуглеродного возраста ископаемых почв и торфяников [Буртман и др., 1987, 1997; Трифонов и др., 1990; Burtman et al., 1996].

Зная величину сдвигового смещения и возраст торфяника, можно рассчитать среднюю скорость смещения по сдвигу (табл. 2.3). Величины в таблице определяют верхний предел скорости смещения, так как при расчете не учтено время, которое ушло на формирование торфяника и подстилающих осадков, накопившихся в приразломной ложбине.

Таблица 2.3. Возраст и средняя скорость сдвиговых смещений в голоцене, основанная на результатах определения радиокарбонового возраста пород

Долина	Номер пункта	Магнитуда сдвига, м	Возраст по ¹⁴ С, годы	Лаб.	Возраст калиброванный, годы	Средняя скорость сдвига, мм/год
Джилангач	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	30±3	3970±40	ГИН	4410–4460	7
"	2	40±3	1940±50	ГИН	1847–1943	
"		40±3 40±3	2630±70	Beta	2730–2815	_
"						1.4
"		40±3	2740±70	Beta	2777–2934	14
	3	45±3	1720±70	Beta	1545–1717	26–29
Биргузы	4	35±5	3030±90	Beta	3070–3360	9–13
"		27±1	3740±600 (*)	ГИН	3370–4570	6–8
Пчан	5	22±2	2180±120	ГИН	2050–2340	_
"		22±2	2280±70	Beta	2306–2350	_
"		22±2	2540±70	Beta	2540–2752	8
"	6	25±1	2640±600 (*)	ГИН	1980-3450	7–13
Кылдау	7	23–24	2320±40 (*)	ГИН	2336–2351	10
"	8	60±25	3670±80	Beta	3962–4132	8–21
Урумбаш	9	17–20	1510±60 (*)	ГИН	1330–1550	11–15
Кекликбель	10	10–12	1240±60 (*)	ГИН	1060–1220	8–11
Кокбель	11	65	4900±230 (**)	ИГиМ	5510–5970	11–12
Джанарык	12	14±2	1440±30	ГИН	1311–1361	11
Чаткал	13	17–20	1450±40	ГИН	1306–1373	12–15
"	14	20	1350±60	ГИН	1264–1308	15–16
"	15	20	1150±40	ГИН	988–1143	_
66		20	2020±50	ГИН	1928–2030	10
"	16	20	1220±50	ГИН	1064–1250	16–19

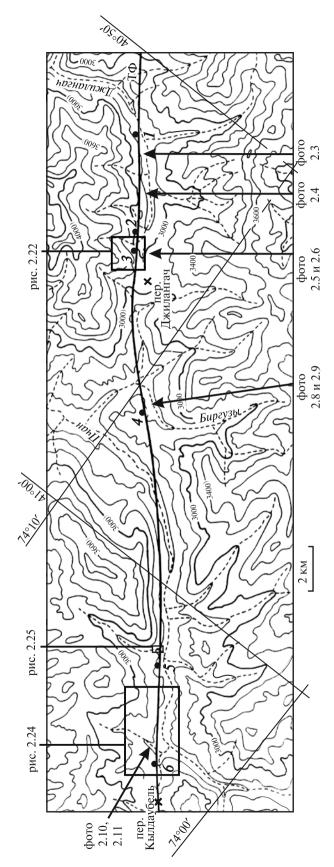
Примечание. Лаб. — лаборатории, в которых определен радиокарбоновый возраст проб: ГИН РАН (Москва), ИГиМ СО РАН (Новосибирск) и Веta (США). Радиоуглеродные возрасты калиброваны для учета вариаций содержания 14 С в атмосфере по данным [Bard et al., 1990; Pearson, Stuiver, 1986; Stuiver, Pearson, 1986; Stuiver, Reimer, 1993].

Звездочками отмечены данные: (*) — из статьи [Трифонов и др., 1990], (**) — из статьи [Корженков и др., 2010]. Остальные данные — из статей [Буртман и др., 1987, 1997; Burtman et al., 1996]. Последовательность изученных пунктов: с юго-востока на северо-запад вдоль линии разлома, см. рис. 2.20, 2.21, 2.26, 2.29–2.31.

Трасса Таласо-Ферганского разлома подробно описана в работе [Буртман, 1964]. В Ферганском хребте линия разлома находится на восточном склоне хребта. На южном окончании хребта она проходит на склоне, обращенном на северо-восток — к впадине Арпа (рис. 2.20). Эта линия, отмеченная седловинами на водораздельных грядах и ложбинами на склонах, видна с перевала Коккия, а также на аэрофото- и космических снимках. Информация о наземном изучении морфологии разлома на наиболее южном участке разлома отсутствует. Судя по космическим снимкам. у северного борта Таримской впадины современная линия Таласо-Ферганского разлома разветвляется, ветви поворачивают на восток и представляют собой кайнозойские надвиги широтного простирания [Афанасьева, Фараджев, 1978].

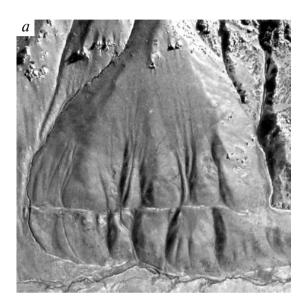
Долина Джилангач. Через перевал Коккия линия Таласо-Ферганского разлома переходит из впадины Арпа в долину р. Джилангач (рис. 2.20). На левом борту долины линия разлома почти горизонтальна, с небольшим уклоном к юго-востоку (рис. 2.21). Она проходит параллельно реке на расстоянии 300-800 м от русла. С левого борта долины р. Джилангач перпендикулярно к разлому спускаются многочисленные сухие долины временных водотоков. Эти долины и разделяющие их гряды разорваны на линии разлома, и их части сдвинуты (рис. 2.22; цветные фото 2.3-2.6). На интервале 5 км видны правосдвиговые смещения 25 последовательно подходящих к разлому сухих долин. Линия разлома отмечена неглубокой ложбиной (1-2 м), которая возникла в результате относительного поднятия юго-западного крыла разлома. Нижние продолжения долин временных водотоков смещены в направлении против уклона линии разлома. Некоторые водотоки оказались перехвачены смещенными продолжениями чужих долин, другие выработали новые русла, легко отличимые по морфологии. Магнитуды сдвига находятся в интервале от 30 до 50 м.

В пункте 1 (рис. 2.21) возраст пробы, взятой на глубине 0,5 м, позволил определить радиоуглеродный возраст начального смещения и вычислить среднюю скорость сдвигового перемещения около 7 мм/год (табл. 2.3). В пункте 2 шурф пройден на дне



— пункты, в которых определена средняя скорость сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому разлому (ТФ), см. табл. 2.3 Рис. 2.21. Долины рек Джилангач, Биргузы и Пчан

котловины, отгороженной невысоким запруживающим валом. Полный (до делювия) разрез четвертичных отложений котловины равен 125 см (рис. 2.23). Нижний слой погребенной почвы, содержащий органический материал, находится в 75 см от верха разреза. Радиоуглеродному воз-



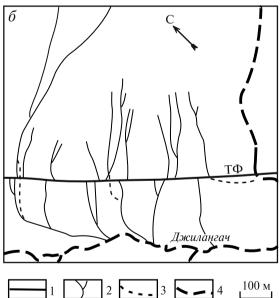


Рис. 2.22. Смещение сухих долин по Таласо-Ферганскому сдвигу ($T\Phi$) в верхней части долины р. Джилангач

a — фрагмент аэрофотоснимка 1959 г. Положение снимка см. на рис. 2.21.

 δ — схема смещений: 1 — линия Таласо-Ферганского разлома, 2 — долины временных потоков, смещенные по разлому, 3 — русла временных потоков, образовавшиеся после сдвигового перемещения, 4 — постоянно действующие водотоки

расту этого слоя соответствует средняя скорость сдвига около 14 мм/год (табл. 2.3). Скорость смещения могла быть несколько меньше вычисленной, так как осадки под опробованным слоем, вероятно, накопились в этой котловине после начального смещения, что увеличивает возрастной интервал и уменьшает скорость смещения. В близлежащем пункте 3 опробование проведено на склоне вала, обращенном к приразломной котловине. Полная мощность наносов составляет здесь 50 см, органический материал содержится в нижней части разреза (рис. 2.23). Его радиоуглеродному возрасту соответствует средняя скорость сдвигового перемещения 26–29 мм/год или менее (табл. 2.3).

Долина Биргузы. Восточнее перевала Джилангач линия разлома переходит в бассейн р. Пчан. На левом борту долины р. Биргузы — правого притока р. Пчан — видны многочисленные смещения сухих долин временных водотоков на расстояние от 30 до 70 м (цветные фото 2.7–2.9.

В пункте 4 (рис. 2.21, фото 2.9) сухая долина разрезана разломом и сдвинута на 35±5 м. В результате смещения образовался запруживающий вал, который имеет высоту около 10 м, и за ним заболоченная низина. На дне низины в четвертичных осадках пройден шурф на глубину 1 м, не достигший поверхности коренных пород (рис. 2.23). На глубине 75 см находится слой погребенной почвы. Для нее определен радиоуглеродный возраст, которому соответствует скорость сдвига в интервале 9-13 мм/год (табл. 2.3) или менее, так как изученный горизонт лежит выше основания разреза. В соседней сухой долине в неглубоком шурфе, испытавшей смешение на 27 м, был определен радиоуглеродный возраст погребенной почвы, который указывает среднюю скорость сдвигового смещения 6-8 мм/год (табл. 2.3).

Долина Пчан. На левом борту долины р. Пчан ширина зоны современного разлома достигает 200 м. Главную линию разлома сопровождают разломы — сателлиты. Они отмечены уступами и рвами. Магнитуды сдвига по сателлитам достигают 10 м. От главного разлома под острым углом отходят ветви (рис. 2.24), которые являются правыми сдвигами с магнитудой смещения форм рельефа до 20 м. Нижнее (на склоне) крыло главного разлома поднято, и вдоль линии разлома проходит ложбина, глубиной от 1 до 10 м. На линии разлома расположено также несколько малых впадин «пулл-апарт» (цветные фото 2.10 и 2.11). Нижние продолжения сухих долин, разорванных разломом, хорошо сохранились (рис. 2.24). Долины временных потоков и небольших

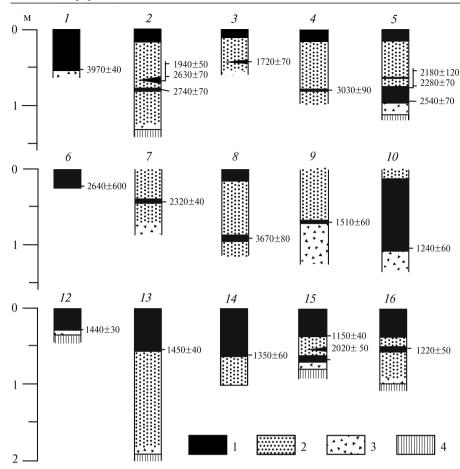


Рис. 2.23. Стратиграфические разрезы шурфов, пройденных в приразломных ложбинах у Таласо-Ферганского разлома, по данным [Буртман и др., 1987; Трифонов и др., 1990; Burtman et al., 1996]. Показано положение проб, по которым получены определения радиоуглеродного возраста, годы. Номера колонок соответствуют номерам пунктов в табл. 2.3

1 — почвы с органическим материалом, торфяники; 2 — глины, суглинки, пудинги; 3 — щебень; 4 — коренные породы

ручьев сдвинуты вдоль линии главного разлома на расстояние от 20 до 50 м (рис. 2.25).

В пункте 5 (рис. 2.21 и 2.23) в результате сдвига сухой долины и водораздельных гряд на 22±2 м образовался запруживающий вал высотой 5 м и отгороженная им заболоченная ложбина. В ней пройден шурф, достигший делювия на глубине 105 см. В основании разреза находится слой торфа, имеющий мощность 20 см, из которого были отобраны три пробы для определения радиоуглеродного возраста (табл. 2.3). Наиболее низко расположенная проба показала, что заболачивание произошло 2540-2752 лет тому назад. Это соответствует средней скорости сдвигового смещения 8 мм/год. В пункте 6 (рис. 2.21 и 2.23) был определен радиоуглеродный возраст, которому соответствует средняя скорость сдвига 7-13 мм/год (табл. 2.3).

Долина Кылдау. Через перевал Кылдаубель линия Таласо-Ферганского разлома спускается в долину р. Кылдау — притока р. Кугарт-восточный. В этой долине в пункте 7 (рис. 2.26; см. рис. 2.23) определен радиоуглеродный возраст слоев из средней части разреза молодых отложений в приразломной ложбине. Ему соответствует средняя скорость слвига сухой долины 10 мм/год (табл. 2.3).

В пункте 8 (рис. 2.23 и 2.26) находится сдвинутый по разлому на 125±25 м водораздел. Он отгородил в пересекающей разлом долине ложбину, заполненную глинистыми осадками. В них пройден шурф, который не достиг дна ложбины. На глубине 80 см встречен слой болотистой почвы, для которой опрерадиоуглеродный делен возраст (табл. 2.3). Шурф расположен в середине ложбины. Формирование заболоченной почвы должно было начаться здесь после того, как возник барьер, т.е. тогда, когда сме-

щаемый водораздел продвинулся до половины своего пути. Поэтому, средняя скорость сдвига ($8-21\,$ мм/год) была рассчитана для сдвигового смещения на $60\pm25\,$ м [Burtman et al., 1996].

На склоне Ферганского хребта, обращенном к Казарманской впадине, Таласо-Ферганский разлом пересекает притоки р. Нарын, которые частично использовали линию разлома для прокладывания своих долин. Наблюдения горизонтальных смещений молодых форм рельефа здесь менее многочисленны, магнитуды смещений преобладают в интервале 20–40 м.

Долины Урумбаш и Кекликбель. В долине р. Урумбаш в пункте 9 (рис. 2.20 и 2.23) по Таласо-Ферганскому разлому произошло горизонтальное смещение террасы оврага на 17–20 м. Радиоуглеродный возраст слоев, соответствующий, вероятно, начальному смещению, опреде-



Рис. 2.24. Таласо-Ферганский разлом в верхней части долины р. Пчан, аэрофотосъемка 1960 г. На склоне долины видны сдвиговые смещения сухих долин и водоразделов по главному разлому (ТФ) и по его ветви (В). В левой части снимка — большая заболоченная ложбина на линии главного разлома. Положение снимка см. на рис. 2.21

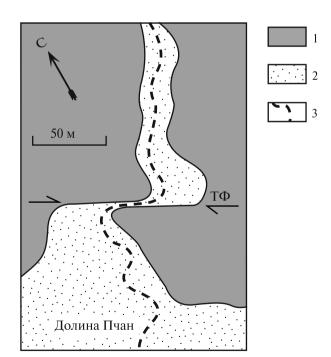


Рис. 2.25. Смещение долины левого притока р. Пчан по Таласо-Ферганскому разлому на 50 м (план). Положение рисунка см. на рис. 2.21

1 — борта долины ручья, 2 — дно долины, 3 — русло водотока

ляет среднюю скорость сдвига в интервале 11–15 мм/год (табл. 2.3). В долине р. Кекликбель в пункте 10 (рис. 2.20 и 2.23) Таласо-Ферганский разлом разорвал долинную морену последнего оледенения, сдвинув ее части на 30 м [Буртман, 1964]. Разлом деформировал поверхность морены, у линии разлома образовались ложбины с торфяником (рис. 2.23), для которого был определен радиоуглеродный возраст [Трифонов и др., 1990]. Авторы этой публикации связывают образование исследованного торфяника с молодым сдвиговым смещением по разлому на 10–12 м, которое они наблюдали северо-западнее морены, что соответствует вероятной средней скорости сдвига 8–11 мм/год (табл. 2.3).

Торы Кочкартнобе. Далее на северо-запад линия Таласо-Ферганского разлома находится вблизи русла р. Карасу, прямолинейная долина которой выработана вдоль разлома. В местах, где линия разлома отходит от русла реки, можно видеть правосдвиговые смещения форм рельефа на 30–50 м. В горах Кочкартюбе линия разлома выходит на склоны гор. Здесь видны правосдвиговые смещения разновозрастных долин и водораздельных гряд на расстояние от 20 до 225 м (рис. 2.27–2.29; цветное фото 2.12). Вблизи перевала Кокбель в пункте 11 сухое русло временного потока смещено на 65 м [Корженков и др., 2010]. На склоне

долины был пройден шурф и на глубине 1,4 м отобраны пробы органогенного материала на радиоуглеродный анализ. Если событие, которое вызвало это накопление органогенного материала, связано со сдвиговым смещением, то средняя скорость сдвига была 11–12 мм/год (табл. 2.3)

Долины Джанарыксай и Устасай. В западной части Тогузторауской впадины в междуречье Джанарыксая и Таматерека и в долине р. Устасай можно видеть сдвиговые смещения по Таласо-Ферганскому разлому долин разного возраста на расстояние от 10 до 110 м (рис. 2.30; цветное

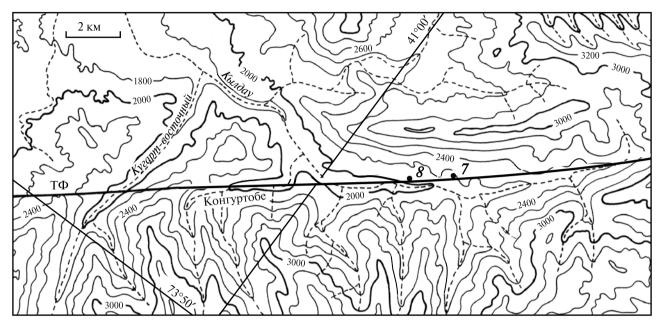


Рис. 2.26. Долины рек Кылдау и Кугарт

7,~8 — пункты, в которых определена средняя скорость сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому разлому (ТФ), см. табл. 2.3

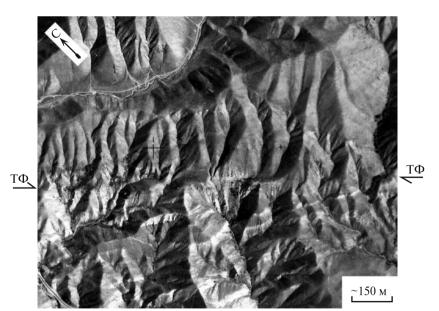


Рис. 2.27. Таласо-Ферганский разлом (ТФ) юго-восточнее перевала Кокбель в горах Кочкартюбе на аэрофотоснимке 80-х годов XX в. (см. рис. 2.29)

фото 2.13). В пункте 12 в сухой долине, перегороженной водоразделом, сдвинутым на 14±2 м, около линии разлома было проведено опробование почвенного слоя (рис. 2.23). Радиоуглеродному возрасту нижней части слоя почвы, который имеет здесь мощность 50 см, соответствует средняя скорость сдвигового смещения 11 мм/год (табл. 2.3).

Долины Атойнак и Чаткал. Линия Таласо-Ферганского разлома продолжается далее на северо-запад в Таласский хребет. Она проходит вдоль русла, а затем — вдоль западного склона долины р. Атойнак в 1–3 км от русла. Линия разлома отчетливо выражена в рельефе и сопровождается правосдвиговыми смещениями молодых морфо-

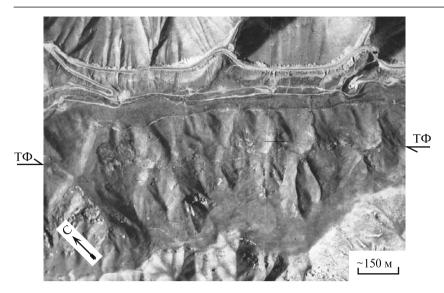


Рис. 2.28. Таласо-Ферганский разлом (ТФ) северо-западнее перевала Кокбель в горах Кочкартюбе на аэрофотоснимке 80-х годов (см. рис. 2.29)

структур. Через перевал Каракульджа линия разлома переходит в истоки р. Чаткал. Сдвиговые смещения по разлому были изучены на участке, охватывающем истоки рек Атойнак и Чаткал-Каракульджа в горном узле, который образован сходящимися хребтами Таласским, Чаткальским и Атойнакским (рис. 2.31).

Северо-восточное крыло разлома на этом участке приподнято. Линия разлома находится на склоне долины, имеющем северо-восточный

уклон. Сохранился тектонический уступ в виде вала (цветные фото 2.14 и 2.15), высота которого большей частью менее 2 м, а максимальная — 5 м. На 16километровом участке разлома были измерены магнитуды смещений 26 объектов и в нескольких пунктах определена средняя скорость сдвига [Буртман и др., 1987]. Ниже перечислены сдвиговые смещения долин временных водотоков и водораздельных гряд в точках наблюдений 1-26 (рис. 2.31), L — расстояние от предыдущей точки наблюдений, в м.

- 1. Смещение долины на 35±5 м.
- 2. L = 600. Смещение водораздельной гряды на 35 ± 5 м.
- 3. L = 175.Смещение долины на 25 ± 5 м (цветное фото 2.16).

- 4. L = 50. Смещение долины на $30\pm5\,$ м, сопровождаемое изгибом долины. Длина изогнутого участка около 40 м.
- 5. L = 50.Смещение долины на 30 ± 5 м.
- 6. L = 250. Смещение долины на 24 ± 5 м (цветное фото 2.17).
- 7. L = 100. Смещение долины на 45 ± 2 м.
- 8 и 9. L = 3500. Смещение двух долин на 23 ± 5 м, расстояние между долинами 16 м.
- $10.~{\rm L}=70.~{\rm C}$ мещение долины на $40\pm 2~{\rm M}.$
- 11 и 12. L = 2200. Смещения двух долин на 50 ± 5 м, расстояние между долинами 10 м.
- 13 и 14. L = 120. Смещение двух долин на 30 ± 3 м, расстояние между долинами 33 м.
- 15. L = 15. Смещение долины на 30 ± 5 м. В 100 м юго-западнее глав-

ного разлома по параллельному разлому-сателлиту произошли правосдвиговые смещения на 3-4 м.

16 и 17. L = 100. Смещение двух долин на 40–45 м, расстояние между долинами 20 м.

18. L = 600. Смещение по разлому левого борта долины на 50–60 м привело к расширению нижней части долины на такое же расстояние. В 100 м юго-западнее главного разлома по параллельному разлому-сателлиту произошло сдвиговое смещение того же борта долины

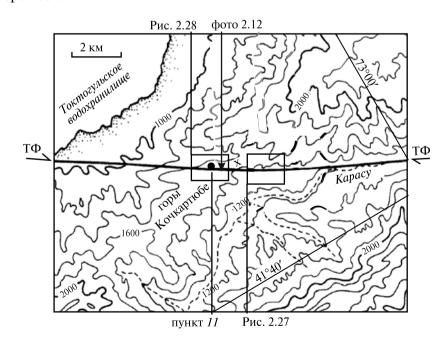


Рис. 2.29. Таласо-Ферганский разлом ($T\Phi$) в горах Кочкартюбе (х — перевал Кокбель). Положение карты — см. на рис. 2.20

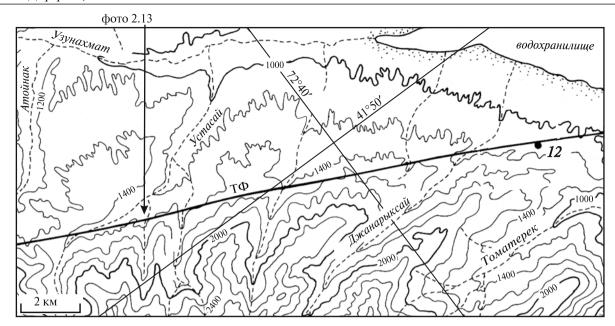


Рис. 2.30. Таласо-Ферганский разлом ($T\Phi$) в западной части Тогузторауской впадины. Положение карты — см. на рис. 2.20

12 — пункт, в котором определена средняя скорость сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому разлому, см. табл. 2.3

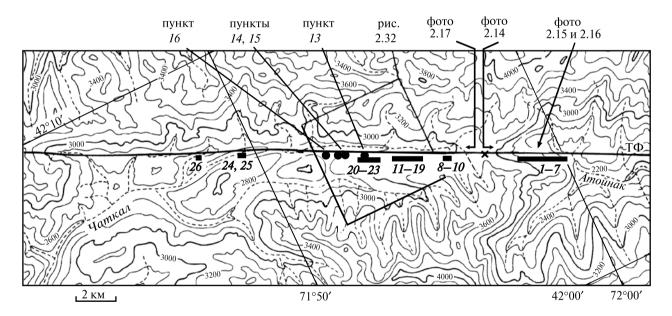


Рис. 2.31. Таласо-Ферганский разлом ($T\Phi$) в истоках рек Атойнак и Чаткал. Положение карты — см. на рис. 2.20

1–26 — точки наблюдений сдвигового смещения форм рельефа; х — перевал Каракульджа

на 8–10 м, которое также сопровождается соответствующим расширением нижней части долины.

19. L = 110. Смещение долины на 35±2 м.

 $20.~\mathrm{L} = 600.~\mathrm{C}$ мещение водораздельной гряды на 35 $_{-40}$ м

21. L = 700. Смещение долины на 40±3 м.

22. L = 300. Смещение долины на 17-20 м.

23. L = 400. Смещение долины на 20±3 м. Тектонический уступ и приразломная ложбина продолжаются далее на северо-восток. В 2,5 км от этой точки наблюдения линия разлома спускается к руслу р. Чаткал-Каракульджа, а затем переходит на противоположный склон ее долины, где приразломный уступ сохранился плохо.



Рис. 2.32. Таласо-Ферганский разлом (ТФ) в истоках р. Чаткал на аэрофотоснимке 50-х годов. Положение снимка — см. на рис. 2.31

 $24.~\mathrm{L} = 3600.~\mathrm{C}$ мещение широкой долины действующего водотока на $40\pm2~\mathrm{m}.$

25. L = 300. Смещение долины на 40 ± 5 м.

 $26.~\mathrm{L} = 2100.~\mathrm{C}$ мещение долины на 50–60 м путем ее изгиба.

Большинство разорванных долин временных потоков имеют одинаковую ширину выше и ниже разлома и узкие молодые русла стока. Это свидетельствует о быстрой изоляции двух частей разорванных долин одна от другой, которую естественно связывать с землетрясением. Изгибы долин в точках наблюдений 4 и 26 и расширения нижней части долин в точке наблюдения 18 могут быть результатом медленного сдвигового перемещения по разлому (крипа).

На рассматриваемом участке в четырех пунктах определен возраст осадков, накопившихся в ложбине, отгороженной уступом относительно поднятого крыла разлома. Шурф, пройденный в бессточной котловине около точки наблюдения 23, достиг коренных пород на глубине 1,8 м (пункт 13, рис. 2.23 и 2.31). Нижняя часть разреза осадков сложена глинами, верхние 50 см разреза — торфяником. Радиоуглеродный возраст основания торфяника свидетельствует о сдвиговом смещении по разлому со средней скоростью 12–15 мм/год (13, табл. 2.3).

В приразломной ложбине, насыщенной родниками, в 1,2, 1,4 и 1,7 км к северо-западу от точки наблюдения 23 были получены определения радиокарбонового возраста торфяников из трех шурфов (пункты 14–16, рис. 2.23 и 2.31). Если величина сдвигового смещения была здесь такой же, как в ближайшей точке наблюдения, то средняя скорость сдвига находится в интервале 10–19 мм/год (14, 15 и 16, табл. 2.3).

Далее на северо-запад, в районе перевале Карабура описано правосдвиговое смещение сухого русла на 35 м [Геодинамика..., 2009]. В шурфе, пройденном в подпруженном русле, на глубине 105 см залегает древняя почва, радиоуглеродный возраст которой 6100±200 лет определен в ИГиМ СО РАН. По этим данным, калиброванный возраст начала смещения находится в интервале 6550–7500 лет, сред-

няя скорость смещения около 5 мм/год.

Через перевал Карабура линия Таласо-Ферганского разлома переходит на северо-восточный склон Таласского хребта. На аэрофотоснимках видна линия разлома и деформации молодых морфоструктур. В результате наземного изучения [Корженков, 1993, 2006; Ходжаев, 1985] был описан сейсмогенный ров вдоль линии разлома, который достигает в теле морены глубины 3 м, а также обвалы и оползни. В бассейне р. Шилбилисай обнаружен правый сдвиг сухого русла на 30–40 м. Другие сдвиговые смещения молодых форм рельефа по Таласо-Ферганскому разлому на северо-восточном склоне Таласского хребта обнаружены не были.

Средняя скорость сдвигового смещения. Аномально высокое значение средней скорости сдвига было получено в пункте 3 в шурфе, не достигшем скального основания. Этот результат — вероятное следствие более позднего заболачивания приразломной ложбины по отношению к времени начального смещения. Остальные скорости сдвига по Таласо-Ферганскому разлому находятся в интервале 7–20 мм/год. Средняя скорость сдвига по данным, приведенным в табл. 2.3, составляет 12 мм/год. Наиболее представительные данные о начале сдвигового смещения получены

при изучении шурфов, достигших коренных пород — разрезы 2, 5, 12, 13, 15 и 16 (рис. 2.23 и табл. 2.3). Средняя скорость сдвига, вычисленная по этим данным, также около 12 мм/год.

Экстраполяция средней годовой скорости сдвига в голоцене на плейстоцен дает величину сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому разлому за четвертичный период — более 20 км. Для позднекайнозойского сдвигового смещения на 60 км (определяемого другими методами), при движении с такой средней скоростью необходимо 5 млн лет, — т.е. плиоцен и четвертичный период.

Связь сдвиговых смещений с землетрясениями. Таласо-Ферганский разлом сопровождают рвы, обвалы и оползни, которые имеют сейсмическое и палеосейсмическое происхождение [Корженков, 2006; Кучай, 1971; Леонов, 1970; Мавлянов и др., 1978; Теремецкий, Шишкин, 1986; и др.]. Они свидетельствуют о связи смещений по разлому с землетрясениями. Зона Таласо-

Ферганского разлома высоко сейсмична. За 400 лет в ней произошло 123 землетрясений с магнитудой более 4,3, наибольшие магнитуды превышают 7,0 [Геодинамика..., 2009].

Большинство разорванных сдвигом долин и водоразделов имеют только одно продолжение в другом крыле разлома. позволяет рассматривать сдвиговые смещения на 30-40 м как следствия одного землетрясения [Буртман, 1964]. Изучение землетрясений на разных континентах показало, что сдвиговое смещение по разлому является суммой величины сдвига во время землетрясения и медленного последующего смещения (крипа). Важным является установление времени начального смещения. Разрезы новейших отложений некоторых ложбин у линии разлома содержат несколько горизонтов ископаемых почв и торфяников, формирование которых отмечает этапы сдвигового смещения. Время наиболее древнего заболачивания или почвообразования близко времени начального смещения сдвинутой долины.

Очаги современных землетрясений нередко перемещаются вдоль линии сдвига. Так происходит на Анатолийском разломе в Малой Азии, разломе Сан-Андреас в Северной Америке и др. На Таласо-Ферганском разломе очаги землетрясений в последние 3-4 тыс. лет мигрировали с юга на север. Об этом свидетельствует общая тенденция в распределении возрастов начальных смещений по сдвигу (табл. 2.3), которые соответствуют времени землетрясений, бывших причиной этих смещений. На юге — на участках Джилангач и Биргузы — начальные сдвиговые смещения, по-видимому, вызваны землетрясениями, которые были около 4.5 и/или 3 тыс. лет тому назад. Севернее, на участках Пчан и Кылдау, вероятно, родоначальное землетрясение произошло между 2 и 2,5 тыс. лет, далее на север — в интервале 1200-1500 лет. В работах [Геодинамика..., 2009; Корженков, 2006] представлена более детальная картина распределения палеоземлетрясений в зоне Таласо-Ферганского разлома.

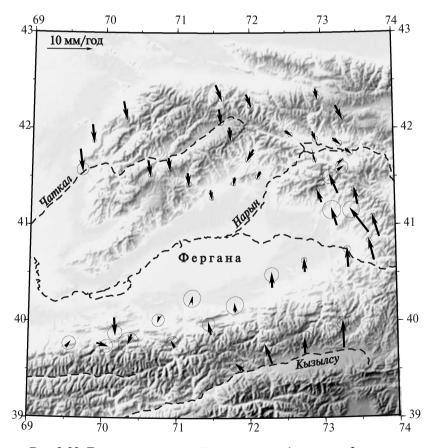


Рис. 2.33. Данные космической геодезии о деформации Ферганского региона [Современная геодинамика..., 2005]. Показаны векторы перемещений пунктов GPS после вычитания из величины перемещения каждого пункта региональной составляющей этого перемещения, равной средней величине перемещения всего региона

Данные космической геодезии. В рассматриваемом регионе с 1992 г. проволится изучение современных перемещений наземных пунктов высокоточным методом космической геодезии. Данные о перемещениях пунктов GPS (рис. 2.33), расположенных вблизи Таласо-Ферганского разлома, не выявили современных слвиговых смещений по разлому или обнаружили смещение со скоростью около 1 мм/год, которая близка к возможной ошибке определения [Зубович и др., 2002; Современная геодинамика..., 2005]. По данным работы [Zubovich et al., 2010], скорость современного смещения по Таласо-Ферганскому слвигу менее 2 мм/год. Обобщение данных GPS по широкой (600-километровой) полосе, охватывающей крылья разлома, дало следующий результат [Yang et al., 2008]. В северо-западной части полосы, которая включает Таласский и Атайнакский хребты, вычислена скорость современной правосдвиговой деформашии 0.8±0.4 мм/год. для юго-восточной части полосы (с Ферганским хребтом) — скорость 3,9±0,4 мм/год. Эти скорости смещения значительно меньше средней скорости сдвига по Таласо-Ферганскому разлому в голоцене, определенной по смещению форм рельефа.

Вероятно, медленные сдвиговые перемещения («криповые» смещения), следующие за землетрясением, происходят с перерывами, и такой перерыв соответствует настоящему времени. Об этом свидетельствуют и малые скорости современной деформации Чаткальского района (рис. 2.9), в котором происходит компенсация сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому разлому.

Скорость современного правого сдвига по Джунгарскому разлому определена по данным GPS в 1.5 ± 0.5 мм/год, по Кендыктасскому разлому — 2.1 ± 0.3 мм/год [Yang et al., 2008].

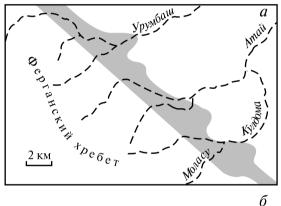
Сдвиговые смещения в кайнозое

Смещения форм рельефа. По Таласо-Ферганскому разлому были смещены формы четвертичного рельефа, отложения террас и гляциальные отложения. Расчеты средней скорости перемещения этих объектов приблизительны, так как возраст смещенных объектов определен лишь относительно других морфоструктур или отложений, которые не имеют точную датировку.

Многие речные долины, пересекая зону Таласо-Ферганского разлома, отклоняются вправо (рис. 2.34). При этом водоток вырабатывает молодую долину вдоль зоны разлома или направля-

ется в соседнюю долину. Смещение водотоков в зоне Таласо-Ферганского разлома происходит по нескольким параллельным сдвигам. Ширина зоны, в которой происходит перестройка речной сети, составляет 3–10 км [Ранцман, 1963; Ранцман, Пшенин, 1963, 1967] Магнитуда сдвига, определенная по деформации речной сети, достигает 12–14 км. На такое же расстояние смещены по сдвигу синклинали-впадины и антиклинали-поднятия [Садыбакасов, 1990; Трифонов и др., 1990]. Время формирования морфоструктур находится в плейстоцене, что позволяет определить среднюю скорость сдвига в 7 мм/год или более.

Достоверность и точность данных о смещении четвертичных форм рельефа со временем будет повышаться по мере более широкого использования точных методов определения возраста морфоструктур.



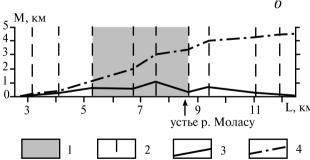


Рис. 2.34. Зона Таласо-Ферганского разлома, северо-восточный склон Ферганского хребта [Ранцман, Пшенин, 1963, с изменениями]. Положение участка см. на рис. 2.20

a — зона наибольших сдвиговых смещений (тонирована). δ — график магнитуд сдвигов, составленный по линии вдоль долины р. Кулдома: М — магнитуда сдвига, L — расстояние от истока р. Кулдома, измеренное вдоль долины реки. 1 — зона наибольших смещений; 2 — положение сдвигов и сбросо-сдвигов, пересекающих долину реки; 3 — магнитуда сдвигового смещения по ним; 4 — суммарное сдвиговое смещение

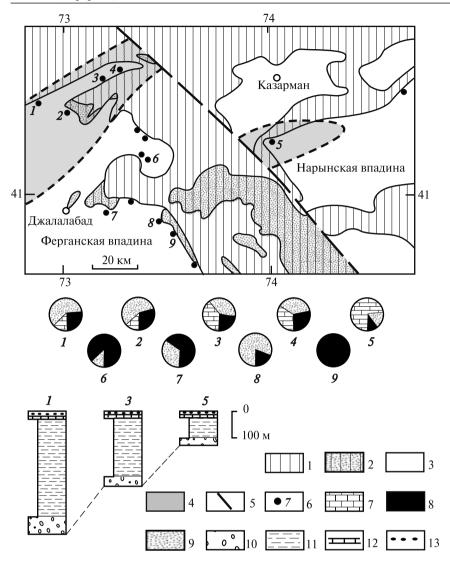


Рис. 2.35. Отузартская раннемеловая фациальная зона около Таласо-Ферганского разлома [Верзилин, 1979, с изменениями]

I–9 — номера стратиграфических разрезов на карте, диаграммах и в стратиграфических колонках.

1-6 — на карте: 1 — палеозой и допалеозой, 2 — юра, 3 — мел и кайнозой, 4 — отузартская раннемеловая фациальная зона, 5 — Таласо-Ферганский разлом, 6 — положение на карте изученных разрезов нижнего мела; 7-9 — на диаграммах показан состав галек в конгломератах: 7 — известняки, 8 — кварц и кремни, 9 — другие породы; 10-13 — в стратиграфических колонках: 10 — красноцветные конгломераты, 11 — красноцветные песчанки и глины, 12 — белый тонкозернистый фарфоровидный известняк с реликтами хар, 13 — красные глины с карбонатными желваками

Смещение меловой фациальной зоны. Детальными исследованиями раннемеловых отложений в Отузартской депрессии Северо-Восточной Ферганы была оконтурена отузартская фациальная зона, которая имеет четкие отличия от соседних зон [Верзилин, 1968, 1979]. В отузартской зоне распространены отложения, имеющие возраст от неокома до альба (1–4, рис. 2.35).

Большая часть стратиграфического разреза сложена обломочными породами и глинами. В этих отложениях по косой слоистости и по ориентировке галек было определенаправление течений. Принос обломочного материала в отузартскую зону происходил из области денудации, которая граничила с этой зоной на севере. Южнее рассматриваемой зоны перенос обломочного материала был в разных направлениях. Следствием этого являются резкие различия между составом галек конгломератов в отузартской зоне и к югу от нее (рис. 2.35). В разрезах отузартской зоны на обломочных породах лежат белые и серые мелкозернистые фарфоровидные известняки с реликтами хар. Они переслаиваются и перекрываются красными глинами с карбонатными желваками. Эта пачка пород отсутствует в разрезах мела, изученных южнее отузартской

Отуартская зона имеет ширину 20–25 км и северо-западное простирание. На востоке зона оборвана Таласо-Ферганским разломом. Восточное окончание отузартской фациальной зоны находится в западной части Нарынской депрессии. Здесь, в предгорьях хребта Акшийрак описан стратиграфический разрез (5, рис. 2.35), строение которого идентично строению разрезов отузартской зоны Северо-Восточной Ферганы. В ак-

шийракском разрезе присутствуют фарфоровидные известняки с реликтами хар и красные глины с карбонатными желваками. Состав галек в конгломератах подобен составу галек в конгломератах отузартской зоны и резко отличается от состава раннемеловых конгломератов Восточной Ферганы, которые распространены в противолежащей части западного крыла Та-

ласо-Ферганского разлома (рис. 2.35). Направление сноса обломочного материала в Нарынской впадине, как и в Отузартской зоне, было с севера.

Приведенные данные свидетельствуют о смещении раннемеловой фациальной зоны по Таласо-Ферганскому разлому на расстояние 60±10 км [Верзилин, 1968, 1979]. Меловые отложения залегают согласно с третичными породами, их совместная деформация происходила после миоцена. Поэтому, данные о смещении меловых отложений по Таласо-Ферганскому разлому свидетельствуют о смещениях в позднем кайнозое со средней скоростью 12–20 мм/год.

Палеомагнитные данные. Оценка величины сдвиговых смещений по Таласо-Ферганскому разлому в позднем кайнозое возможна по данным о палеомагнетизме пород мела, палеогена и миоцена в Западном и Центральном Тянь-Шане. Эти породы залегают согласно и были деформированы после миоцена.

Палеомагнитные направления чувствительны к различным факторам, влияющим на величину наклонения и приводящим к ошибкам при вычислении палеошироты. Такие аномалии установлены в рассматриваемом районе для отложений раннего мела и палеогена [Баженов, 1981; Баженов, Буртман, 1982, 1990; Баженов, Миколайчук, 2004; Chauvin et al., 1996]. Это не позволяет использовать палеомагнитные наклонения в указанных породах для определения величины перемещения изученных объектов вдоль палеомеридиана. Иная ситуация с палеомагнитными склонениями. С их помощью можно определить угол поворота изученного объекта относительно другого объекта и величину относительного перемещения. Эти данные позволяют сделать выводы о кинематике деформаций.

В 80-х годах XX столетия было проведено изучение палеомагнетизма пород плиоцена в Северо-Восточной Фергане и во впадинах Цент-

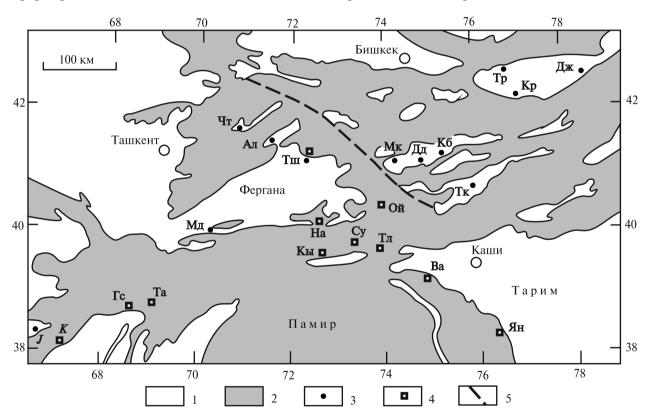


Рис. 2.36. Участки в Тянь-Шане и на окраине Тарима, на которых получены данные о палеомагнитных склонениях в породах миоцена, палеогена и мела

1 — кайнозой; 2 — мезозойские и более древние породы; 3, 4 — участки, на которых получены палеомагнитные данные в породах палеогена — миоцена (3) и мела (4); 5 — Таласо-Ферганский разлом.

Участки: Ал — Алабука, Ва — Вакюа, Гс — Гиссар, Дд — Джаман-Даван, Дж — Джетыогуз, Кб — Карабулун, Кр — Каракоо, Кы — Кызылэшме, Мд — Мадыген, Мк — Макмал, На — Наукат, Ой — Ойтал, Су — Сугут, Та — Такоб, Тк — Текелик, Тл — Талдыбулак, Тр — Торуайгыр, Тш — Ташкумыр, Чт — Чаткал, Ян — Янгцзиша. Реперы в Юго-Западном Гиссаре: J — Дехканабад, K — Дербент

рального Тянь-Шаня [Хайдаров, 1984, Палеомагнитные направления..., 1986]. По этим данным среднее палеомагнитное склонение в Северо-Восточной Фергане повернуто на 23±18° против часовой стрелки относительно среднего склонения в восточном крыле Таласо-Ферганского разлома. Позднее в рассматриваемом регионе был изучен палеомагнетизм пород мела и палеогена–миоцена с применением высокотемпературной чистки и компонентного анализа. Геологические аспекты этого исследования и основанные на нем выводы о кинематике деформации приведены ниже.

Палеоген и миоцен. Результаты изучения палеомагнетизма пород палеогена—миоцена были получены на 12 участках в Западном, Центральном и Восточном Тянь-Шане (рис. 2.36, табл. 2.4). В западном Тянь-Шане находятся четыре участка: Алабука, Ташкумыр, Чаткал и Мадыген.

ноцветные песчаники нижней части массагетской свиты. Свита имеет олигоценовый возраст, который обоснован находками остракод и корреляцией с шурысайским горизонтом Таджикской депрессии, содержащим обильную ископаемую фауну пелеципод, гастропод и остракод [Давидзон и др., 1982]. В северной части Ферганской впадины около г. Ташкумыр (Тш, рис. 2.36) на берегу р. Нарын изучены красноцветные алевролиты и песчаники из нижней части массагетской свиты. В Нижнечаткальской впадине, которая расположена между Пскемским, Сандалашским и Чаткальским хребтами, изучены мергели и песчаники эоцен-олигоценого возраста (участок Чаткал— Чт, рис. 2.36).

В южной части Ферганской впадины вблизи урочища *Мадыген* (Мд, рис. 2.36) в предгорьях Туркестанского хребта на крыльях синклинальной складки изучены красноцветные алевроли-

Таблица 2.4. Палеомагнитные склонения в породах палеогена–миоцена в Тянь-Шане, по данным [Баженов и др., 1993; Баженов, Миколайчук, 2004; Chauvin et al., 1996; Huang et al., 2004; Thomas et al., 1993]

Участок	Пункт на рис. 2.36	D, °	α ₉₅ , °	αD, °				
Западный Тянь-Шань								
Алабука	Ал	337	15	19				
Ташкумыр	Тш	350	13	14				
Мадыген	Мд	340	10	13				
Фергана — среднее	Ал, Тш, Мд	342	9	11				
Чаткал	\mathbf{Y}_{T}	352	9	12				
Дехканабад (репер)	J	3	9	10				
Центральный Тянь-Шань								
Торуайгыр	Тр	10	10	15				
Джетыогуз	Дж	0	11	15				
Каракоо	Кр	357	9	17				
Иссыккуль — среднее (репер)	Тр, Дж, Кр	2	6	9				
Карабулун	Кб	358	14	16				
Джаман-Даван	Дд	26	17	24				
Макмал	Мк	355	31	38				
Нарын — среднее	Кб, Дд, Мк	5	11	14				
Текелик	Тк	15	4	7				
Джунгарский Тянь-Шань								
Турфан	_	6	5	8				

Примечание. D — палеомагнитное склонение доскладчатой намагниченности, α_{95} — радиус круга доверия для палеомагнитного вектора, αD — полуинтервал доверия для палеомагнитного склонения.

На северном борту Ферганской впадины в южных предгорьях Чаткальского хребта западнее пос. Алабука (Ал., рис. 2.36) на крыльях Кызылтокайской антиклинали изучены красноцветные мергели эоцена и вышележащие крас-

ты из нижней части массагетской свиты олигоцена.

В Центральном Тянь-Шане результаты изучения палеомагнетизма пород палеогена-миоцена получены на семи участках.

На северном борту Иссыккульской впадины на участке *Торуайгыр* (Тр, рис. 2.36) в долине одноименной реки среди красноцветных песчанистых мергелей, известковистых песчаников, паттумов и глин чонкурчакской (коктурпакской) свиты залегает силл базальта, мощностью 12 м. К-Аг возраст базальта был определен в 56±3 млн лет, а Ar-Ar возраст — в 55±1 млн лет [Габуния и др., 1975; Sobel, Arnaud, 2000]. В 4 м выше базальта найдены кости млекопитающих и рептилий, которые имеют средне-позднеэоценовый возраст [Турдукулов, 1987]. На этом участке изучен палеомагнетизм базальтов и подстилающих их пород.

В восточной части южного борта Иссыккульской впадины на участке Джетыогуз (Дж, рис. 2.36) в одноименной долине изучен палеомагнетизм красноцветных песчаников из джетыогузской свиты. В нижней части этого разреза, имеющего мощность более 1000 м, найдены останки черепахи олигоцен-раннемиоценового возраста [Рябинин, 1927], в другом разрезе свиты — зубы жирафа и антилопы, указывающие на средне-позднемиоценовый возраст [Турдукулов, 1987]. Палинологический комплекс соответствует возрасту свиты в пределах позднего олигоцена — миоцена [Григина, Фортуна, 1981]. В западной части южного борта Иссыккульской впадины на участке Каракоо (Кр., рис. 2.36) изучен палеомагнетизм пород палеоцена-миоцена — красноцветных песчаников и лежащих выше по разрезу желтых и серых песчаников.

На южном борту Нарынской впадины на склоне хребта Байбичетау на участках *Карабулун* и *Джаман-Даван* (Кб, Дд, рис. 2.36) изучен палеомагнетизм красноцветных песчаников из нижней части разреза киргизской свиты, которая имеет палеоцен-миоценовый возраст. Участок Карабулун расположен в долинах рек Карабук и Карабулун (урочище Тегенек-кирчин), участок Джамаман-Даван — в долине одноименной реки. В западной части Нарынской впадины в долине р. Макмал на склоне хребта Акшийрак изучен палеомагнетизм красноцветных песчаников киргизской свиты (участок *Макмал* — Мк, рис. 2.36).

В Аксайской впадине в долине р. Текелик на палеозойском основании лежат несколько потоков базальта общей мощностью 80 м. Базальты перекрыты красноцветными кластитами. Аг-Аг возраст базальтов — 71–76 млн лет, определения К-Аг возраста — 59 и 64 млн лет (см. главу 3). На участке *Текелик* (Тк, рис. 2.36) изучен палеомагнетизм базальтов.

В Джунгарском Тянь-Шане на крыльях антиклинальной складки в Турфанской впадине и в южных предгорьях хребта Богдошань изучен палеомагнетизм красноцветных осадков миоценового возраста на участке *Турфан* (табл. 2.4).

Мел. В Западном Тянь-Шане палеомагнетизм меловых пород изучен в Таджикской депрессии, Алае и Фергане. Данные по Таджикской депрессии будут рассмотрены в главе 4. Результаты палеомагнитных исследований меловых пород в

Таблица 2.5. Палеомагнитные склонения в породах мелового возраста на участках, расположенных в Западном Тянь-Шане и Западном Тариме

Участок	Пункт на рис. 2.36	Возраст*	D, °	α ₉₅ , °	αD, °	Литературный источник
Дербент (репер)	K	\mathbf{K}_{1}	6	3	5	Bazhenov et al., 1994
Гиссар	Гс	K_1	6	5	7	Pozzi, Feinberg,1991
Такоб	Ta	\mathbf{K}_{1}	2	4	6	Bazhenov et al,. 1994
Ойтал	Ой	K_1	5	6	8	Bazhenov, 1993
Вакюа (Wuqia)	Ba	K ₁	12	14	17	Chen et al., 1992
		\mathbf{K}_2	12	7	9	
Янгцзиша (Yingjisha)	нК	K_2	8	10	12	Chen et al., 1992
Кызылэшме	Кы	K ₂ -Mio	0	5	10	Баженов, Буртман, 1990; Bazhenov, 1993
Сугут	Су	K ₂ -Mio	9	6	9	Баженов, Буртман, 1990; Bazhenov, 1993
Талдыбулак	Тл	K ₂ -Mio	14	5	8	Баженов, Буртман, 1990; Bazhenov, 1993
Наукат	На	K ₁ (?)	355	5	8	Bazhenov, 1993
Ташкумыр	Тш	K ₂ -Mio	353	7	12	Bazhenov, 1993

^{*} Возраст палеомагнитной компоненты.

Примечание. D — палеомагнитное склонение, α_{95} — радиус круга доверия для палеомагнитного вектора, αD — полуинтервал доверия для палеомагнитного склонения.

Фергане, Алае и на западном краю Таримской платформы целесообразно привести здесь (табл. 2.5). В Ферганкой впадине проведены исследования палеомагнетизма меловых пород на уастках *Наукат* и *Ташкумыр* (На, Тш, рис 2.36).

В Алайском хребте разрез нижнего мела на изученных участках сложен красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, имеющими мощность 200-300 м. Вверх по разрезу эти породы согласно сменяются отложениями с ископаемой фауной сеноманского яруса. На южном склоне Гиссарского хребта разрез нижнего мела имеет подобное строение. Здесь нижнемеловые породы изучены севернее пос. Гиссар (Гс. рис. 2.36). Породы валанжина и апта изучены на крыльях синклинальной складки вблизи пос. Такоб (Та, рис. 2.36). В Алайском хребте изучен разрез, расположенный на южном склоне хребта западнее пос. Кызылэшме (Кы, рис. 2.36). На северном склоне хребта в долине р. Сугут (Су, рис. 2.36), принадлежащей бассейну р. Гульчи, изучены породы на крыльях синклинальной складки. В Восточно-Алайского хребте получены данные на участке Ойтал (Ой, рис. 2.36), расположенном в долине р. Тар-Ойтал, и на крыльях синклинальной складки в долине р. Талдыбулак (Тл, рис. 2.36).

В деформированном чехле окраины Таримской плаформы на двух участках были изучены красноцветные песчаники, содержащие прослои алевролитов, гипса и известняка. Возраст пород имеет палеонтологическое обоснование. На участке Вакюа (Ва, рис. 2.36), который находится западнее пос. Вакюа (Wuqia, Кызылой), изучены породы нижнего и верхнего мела на крыльях складки. В 40 км южнее пос. Янгизиша (Yingjisha, Янгибазар) в предгорьях Куньлуня были изучены породы верхнего мела из круто залегающих слоев (Ян, рис. 2.36).

Палеомагнитная компонента, выделенная в породах нижнего мела на участках Кызылэшме, Сугут, Талдыбулак и Ташкумыр может быть вторичной, ее вероятный возраст находится в интервале поздний мел — палеоген (табл. 2.5). Для других палеомагнитных данных имеются доводы о синхронности между намагниченностью и временем накопления исследованных пород.

Обсуждение. По палеомагнитным данным можно определить угол поворота изученного объекта относительно направления на палеомагнитный полюс континента и относительно другого объекта. Положение палеомагнитного полюса континента — величина статистическая и зависит от количества и качества использо-

ванных данных. Разные авторы вычисляют разные положения для палеомагнитного полюса одного возраста. При решении структурнокинематических задач по выявлению региональных и локальных деформаций предпочтительнее пользоваться местным палеомагнитным репером, относительно которого вычислять углы вращения тектонических структур, или сравнивать палеомагнитные склонения на интересующих объектах между собой.

Исследования в Центральном Тянь-Шане показали, что средние палеомагнитные склонения в породах палеогена-миоцена Иссыккульской и Нарынской впадин близки по величине. Палеомагнитное склонение в породах Иссыккульской впадины (СВ 2°) имеет относительно небольшой доверительный интервал и может служить репером [Баженов и др., 1993]. Контрольным репером для палеоцена-миоцена может быть раннемиоценовое палеомагнитное склонение (СВ 3°) на участке Дехканабад (J, рис. 2.36, табл. 2.4), расположенном в Юго-Западного Гиссаре [Chauvin et al., 1996]. Оба репера находятся вдали от контакта Тянь-Шаня с Памиром и по разные стороны от него (рис. 2.36).

Результаты изучения палеомагнетизма в породах палеоцена–миоцена Ферганы свидетельствуют о вращении Ферганского района после раннего миоцена относительно окружающих территорий в направлении против часовой стрелки. По этим данным, Ферганский блок повернут на $20\pm10^\circ$ относительно иссыккульского репера или на $21\pm11^\circ$ относительно гиссарского репера.

Угол вращения палеомагнитного склонения на участке Чаткал близок к возможной ошибки определения (11±11° относительно гиссарского репера). Тектоническая структура региона позволяет предполагать вероятность вращения Чаткальского района против часовой стрелки.

Для выбора раннемелового палеомагнитного репера обратимся к Юго-Западному Гиссару, на территории которого находится и миоценовый палеомагнитный репер. Раннемеловое палеомагнитное склонение (СВ 6° , $\alpha D^{\circ} = 5^{\circ}$), на участке Дербент (K, рис. 2.36), может служить репером для раннего мела. Раннемеловые палеомагнитные склонения на южной окраине Алая и западной окраине Тарима — на участках Гиссар, Такоб, Ойтал, Вакюа (табл. 2.5) — соответствуют палеомагнитному склонению этого репера в пределах ошибки определения. Раннемеловое палеомагнитное склонение на участке Кызылкия в Южной Фергане свидетельствуют о вращении участка на $11\pm7^{\circ}$ относительно раннемелового ре-

пера. Склонения более поздней (поздний мел — миоцен) доскладчатой палеомагнитной компоненты в меловых породах на участках Tашкумыр и Cугуm в Фергане и Алае (табл. 2.5) испытали вращение на $10\pm11^\circ$ и $16\pm10^\circ$ относительно направления гиссарского миоценового репера.

Результаты изучения палеомагнетизма пород палеоцена—эоцена свидетельствуют о том, что угол поворота Ферганского блока относительно окружающих его территорий находится в доверительном интервале между 10 до 30°. Другие палеомагнитные данные о вращении Ферганы в позднем кайнозое также находятся в пределах этого доверительного интервала.

Положение оси вращения Ферганского блока, с учетом тектонической структуры региона, вероятно, находится у западного конца Ферганской долины. Были высказаны также предположения о том, что ось вращения Ферганского блока находится в Северной Фергане [Зубович и др., 2002], в Южной Фергане [Уломов, 2004] и в центре Ферганской впадины [Бакиров, 2008].

Картине вращения Ферганского блока в позднем кайнозое, полученной по палеомагнитным данным, соответствуют данные космической геодезии о современных перемещениях. По данным GPS, в настоящее время Ферганский блок вращается против часовой стрелки со скоростью

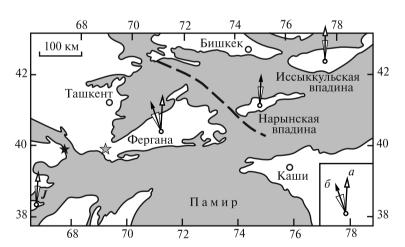


Рис. 2.37. Палеомагнитные склонения в породах палеогенамиоцена в Ферганской, Нарынской и Иссыккульской впадинах. Тонирован обобщенный контур докайнозойских пород, пунктиром отмечена линия Таласо-Ферганского разлома. Черной звездочкой показано положение оси вращения Ферганского блока по данным GPS, серой звездочкой — по структурно-геологическим данным

Палеомагнитные склонения в породах палеогена–миоцена: a — референтное направление, определенное в Иссыккульской впадине и на участке Дехканабад (J) в Юго-Западном Гиссаре; δ — средние направления, определенные в Ферганской и Нарынской впадинах

0,73±0,08°/млн лет вокруг оси, которая имеет координаты 39,9° с.ш. и 67,5° в.д. [Zubovich et al., 2010]. По структурно-геологическим данным, более вероятно положение оси вращения Ферганы на 1,5° восточнее (рис. 2.37). Выше были приведены доводы о 60-километровой магнитуде смещения по Таласо-Ферганскоу сдвигу в позднем кайнозое. Этому соответствует поворот Ферганского блока на угол 10–12° вокруг оси вращения, расположенной у западного окончания Ферганской впадины. Для такого поворота при современной скорости вращения достаточно времени со среднего миоцена.

Складчатые деформации, сдвиговые смещения и баланс масс в земной коре

Система Чаткальских хребтов (Чаткальский, Кураминский, Сандалашский, Пскемский, Угамский, Каржантау) имеет северо-восточное простирание. Такое же простирание имеют кайнозойские складки и разломы этого района, которые упираются в Таласо-Ферганский разлом. Многие исследователи считают, что сдвиговые смещения по Таласо-Ферганскому разлому компенсированы деформацией Чаткальского района [Бакиров, 1964; Макаров, 1977; Burtman et

аl., 1996; и др.]. Эти представления находятся в согласии с данными о редукции современных сдвиговых смещений по Таласо-Ферганского разлому в Таласском хребте. Скорость современного поперечного сокращения Чаткальского района определена методом космической геодезии около 4 мм/год [Zubovich et al., 2010].

Изучение складок Чаткальского района, очерченных доорогенной поденудации, верхностью позволило определить величину поперечного сокращения Чаткальского региона в результате складчатой деформации этой поверхности в позднем кайнозое. По двум линиям геологических разрезов (А и Б, рис. 2.38), которые пересекают хребты Пскемский, Сандалашский и Чаткальский, разделяющие их впадины и предгорья Чаткальского хребта, была получена одинаковая величина сокращения — 5,5 км, что составляет 5% от длины разрезов [Чедия, 1986]. Продление этих геологических разрезов на северо-запад через Угамский

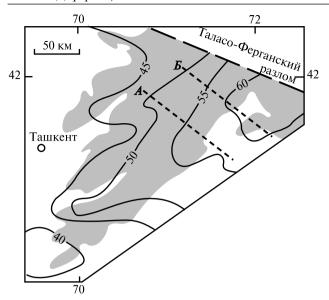


Рис. 2.38. Глубина залегания поверхности Мохо в Чаткальском районе (изолинии в км от уровня моря) [Черновский, 1991]. Доверительный интервал определений ±2.8 км

Тонирован контур палеозойских пород. A, B — линии геологических разрезов, по которым была определена величина сокращения поверхности при складкообразовании

хребет увеличивает величину сокращения до 8 км. Этот расчет не учитывает движение по надвигам, так как все разломы в цитируемой работе были интерпретированы как уходящие на глубину вертикальные и крутозалегающие сбросы и взбросы.

Район Чаткальских хребтов имеет утолщенную земную кору, мощность которой около Таласо-Ферганского разлома превышает 60 км (рис. 2.37). Это позволяет оценить величину сокращения земной поверхности Чаткальского региона за счет утолщения коры. Такой расчет показал, что при первичной (доорогенной) толщине земной коры 40 км, сокращение поверхности Чаткальского региона в северо-восточном направлении — поперечном по отношению к простиранию надвигов и складок — было более 20% [Уломов, 1974]. Такая деформация земной коры компенсирует 40-50-километровую магнитуду сдвига по Таласо-Ферганскому разлому. Для компенсации сдвига на 60 км первичная мощность земной коры должна была быть 35 км. Такую мощность имеет значительная часть современной земной коры Казахстанской платформы. Таким образом, в согласии находятся данные о магнитуде Таласо-Ферганского сдвига в кайнозое (60±10 км), палеомагнитные данные о вращении Ферганского блока и данные об аномально большой толщине земной коры в Чаткальском районе, деформация которого компенсирует результаты сдвигового смещения по разлому.

Поскольку формирование складок в верхней части коры привело к поперечному сокращению на 8 км, перемещения по надвигам и тектоническое течение в земной коре должны были компенсировать остальную часть кайнозойской магнитуды Таласо-Ферганского сдвига, определенную в 60±10 км. Следовательно, полное поперечное сокращение Чаткальского района в позднем кайнозое должно быть в 6–8 раз более роли приповерхностных складчатых деформаций.

Таласо-Ферганский сдвиг в кайнозое (выводы)

- 1. Скорость смещения по Таласо-Ферганскому правому сдвигу в современную эпоху менее 2 мм/год. В голоцене средняя скорость сдвига была 12 мм/год, магнитуда сдвига превысила 120 м, в четвертичном периоде она могла превысить 20 км. В позднем кайнозое произошло сдвиговое смещение на расстояние 50–60 км со скоростью 12–20 мм/год. Сдвиговые перемещения происходят по нескольким параллельным разломам в сдвиговой зоне шириной до 10 км.
- 2. Сдвиговые смещения происходят при сильных землетрясениях и путем крипового перемещения. В последние 3–4 тыс. лет очаги сильных землетрясений мигрировали вдоль Таласо-Ферганском разлома с юга на север.
- 3. Позднекайнозойское сдвиговое смещение по Таласо-Ферганскому разлому было компенсировано деформацией Чаткальского района вследствие образования складок и перемещения по надвигам в верхней части земной коры и тектонического течения в нижней части коры. При этом эффект от смятия верхней коры в складки был в 6–8 раз менее полной деформации коры.
- 4. Вращение Ферганского блока против часовой стрелки вокруг оси, расположенной вблизи западного окончания Ферганской долины, и правосдвиговое смещение по Таласо-Ферганскому разлому происходили в одно время и были взаимосвязаны. В настоящее время скорость вращения составляет около 0,7°/млн лет.
- 5. Кажется естественным связывать смещение по Таласо-Ферганскому сдвигу и вращение Ферганского блока в позднем кайнозое с давлением Памира, надвигающегося на Тянь-Шань

[Баженов и др., 1993; Bazhenov, 1993; Bazhenov et al., 1994; Burtman et al., 1996; Tomas et al., 1993; и др.]. Следует отметить, что это связь не была прямолинейной. Между Северным Памиром и Ферганским блоком находятся горные хребты Алая. По структурным и палеомагнитным данным (табл. 2.5), большая часть Алая в кайнозое не вращалась. Это указывает на существование в Алае продольной сдвиговой зоны между деформируемым Северным Памиром и вращающимся Ферганским блоком.

2.4. Тектонические границы Тянь-Шаня

Граница Тяньшаньского орогена с Казахстанской платформой (68) — Граница Тянь-Шаня с Таримской платформой (69)

Тянь-Шань имеет тектонические границы: северную — с молодой Казахстанской платформой и южную — с Афгано-Таджикской впа-

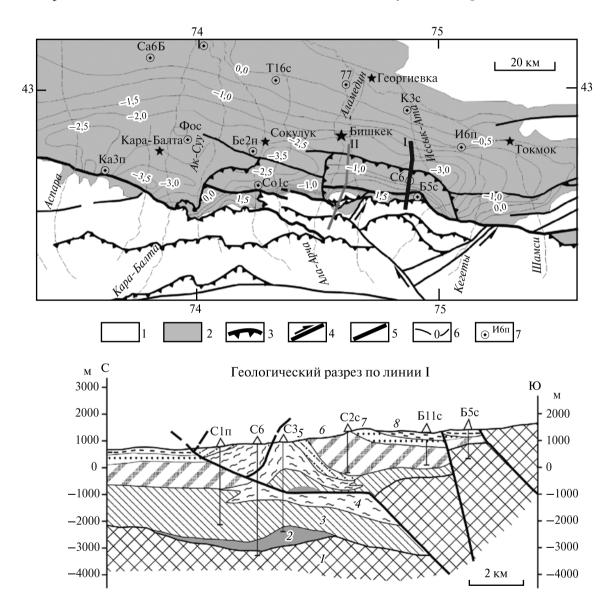


Рис. 2.39. Неотектоническая карта и геологический разрез северного склона Киргизского хребта и Чуйской впадины [Миколайчук, Собел и др., 2003]

На карте: 1 — палеозой, 2 — кайнозой, 3 — надвиги, 4 — сдвиги, 5 — другие разломы, 6 — изолинии поверхности палеозойского фундамента (в км от уровня моря), 7 — буровые скважины и их номера.

На геологическом разрезе: 1 — палеозой, 2 — палеоцен—эоцен, 3 — олигоцен—миоцен, 4 — миоцен, 5 — поздний миоцен, 6 — ранний плиоцен, 7 — средний плиоцен — средний плейстоцен (шарпылдагская свита), 8 — поздний плейстоцен — голоцен

диной, Памиром и древней Таримской платформой. У этих границ широко распространены крутые надвиги и сопровождающие их складки. Одни исследователи полагают, что разломы сохраняют вниз по разрезу угол наклона и деформация постепенно затухает [Чедия, 1986; Геология СССР..., 1972; и др.]. Интерпретации других опираются на представлениях о тонкослойной тектонике. Согласно этой концепции, получившей широкое распространение, крутые разломы на глубине объединяются, образуя горизонтальную поверхность тектонического отслаивания [Allen, Vincent, 1999 a.b: Avouac et al., 1993: Burchfiel et al., 1999; Fu et al., 2003; Li et al., 2009; Sobel, Chen, Heermance, 2006; Yin et al., 1998; и др.]. Расчет величины сокращения площади при деформации зависит от выбора концепции. В моделях, которые выполнены в стиле тонкослойной тектоники, величина сокращения больше. Концепция тонкослойной тектоники представляется предпочтительной. На некоторых участках бурением было доказано выполаживание надвигов на глубине (рис. 2.39), что делает вероятным существование и общей поверхности отслоения.

Пограничные области Тянь-Шаня с Памиром, древней Таримской платформой и молодой Казахстанской платформой являются зонами высокой сейсмичности (см. рис. 2.4). Магнитуда сильных землетрясений в этих зонах превышала величину 8,0.

Граница Тяньшаньского орогена с Казахстанской платформой

Граница Тянь-Шаня с Казахстанской платформой неровная: ветви Тяньшаньской горной страны — горы Каратау, Чу-Или и другие — глубоко вдаются внутрь платформы. Это — агрессивные ветви орогена, которые «пожирают» окраину платформы. Они свидетельствуют о том, что рассматриваемая граница находится в процессе формирования. На краю Казахстанской платформы расположены Джунгарская и Чуйская впадины, которые в течение длительного времени служили внешними депоцентрами для осадков, поступавших с территории Тянь-Шаня.

На северном склоне и в предгорьях Киргизского хребта у его границы с Чуйской впадиной находится система надвигов и сдвигов (рис. 2.39). Величина сокращения пограничной территории в результате складчатых деформаций и

движения по надвигам около 11 км [Bullen et al., 2003].

Зона крутых надвигов расположена на границе Тянь-Шаня с Джунгарской впадиной. Эта зона протягивается вдоль предгорий хребтов Борохоро, Иренхаберга, Богдошань. Перед фронтом пограничных надвигов мезозойские и кайнозойские породы впадины смяты в складки, которые также осложнены надвигами. Эти дислокации интерпретируют по правилам тонкослойной тектоники (рис. 2.40). Предполагают, что поверхности отслоения находятся в породах раннеюрского возраста [Fu et al., 2003; Li et al., 2009].

В предгорной полосе хребта Иренхаберга, имеющей ширину 50-60 км, кайнозойские деформации образуют три зоны, ориентированные параллельно границе Тянь-Шаня с Джунгарской впадиной. Сокращение поверхности при деформации оцениваются разными исследователями в интервале 4–6 км в южной зоне. 5-10 км в средней зоне, 1,5-3,0 км в северной зоне: суммарное сокращение — 8-15 км. Максимальная суммарная величина сокращения предгорной полосы — 30-35 км — получена в разрезе юго-восточнее г. Манас [Avouac et al., 1993]. Формирование складок в южной и средней зонах происходило в интервале от позднего миоцена до позднего плейстоцена, в северной зоне — от раннего плейстоцена до современного времени. Уменьшение мощности миоценовых осадков над антиклиналями южной зоны свидетельствует о конседиментационном развитии складок [Li et al., 2009].

На границе Тянь-Шаня с Казахстанской платформой резко изменяется интенсивность современной мобильности территории. По данным GPS, 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 [Зубович и др., 2004] или 6,1±0,8 мм/год [Yang et al., 2008], Заилийский хребет — на Илийскую впадину со скоростью около 5 мм/год [Zubovich et al., 2010] или 10,1±0,4 мм/год [Yang et al., 2008]. Более высокие скорости надвигания, опубликованные в работе [Yang et al., 2008], получены при включении в расчет результатов внутренней деформации в широкой полосе Тянь-Шаня. По данным [Yang et al., 2008], хребет Кетмень надвигается на Илийскую впадину со скоростью 3,9±0,9 мм/год, хребет Иренхаберга — на Джунгарскую впадину со скоростью 4,0±1,4 мм/год [Yang et al., 2008].

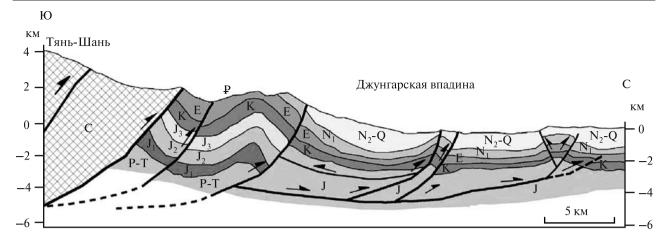


Рис. 2.40. Деформации у границы Тянь-Шаня с Джунгарской впадиной на геологическом разрезе вдоль меридиана 86° в.д. [Fu et al., 2003]

Граница Тянь-Шаня с Таримской платформой

На юге Тянь-Шань граничит с Афгано-Таджикской впадиной, Памиром и Таримской платформой. Взаимодействие Тянь-Шаня с Памиром и Афгано-Таджикской впадиной будет рассмотрено в главе 4, граница с Таримом — в этом разделе.

Геологические данные. Кайнозойский орогенез Тянь-Шаня распространился за пределы палеозойской складчатой области на пограничную часть Таримской древней платформы. В этой полосе деформаций выделяют несколько секторов, с запада на восток: Каши-Аксу, Куча, Корла (рис. 2.41). На краю Таримского массива расположены предгорные впадины, которые служи-

ли внешними депоцентрами для Центрального и Восточного Тянь-Шаня. Отложения во впадинах деформированы. На западе находится Кашийская (Кашгарская) впадина. Бочуйская зона платформы, обладающая приподнятым фундаментом, отделяет Кашийскую впадину от расположенной восточнее Кучарской впадины. Северная окраина Тарима рассматривается как область тонкослойной тектоники [Burchfiel et al., 1999 a,b; Allen, Vincent, 1999; Sobel, Chen, Heermance, 2006; Yin et al., 1998; и др.].

В западной части сектора Каши-Аксу находится Кашийский (Kashi) район деформаций. Мощность кайнозойских отложений в Кашийской впадине достигает 6 км. Грубая моласса, соответствующая киргизскому орогеническому комплексу Центрального Тянь-Шаня (форма-

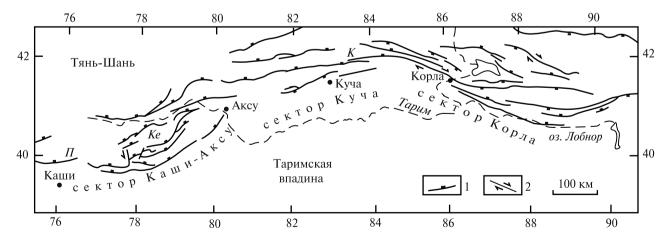


Рис. 2.41. Надвиги и сдвиги у границы между Тянь-Шанем и Таримом, активные в кайнозое [Yin et al., 1998, с изменениями]

1 — надвиги, 2 — сдвиги; Ke — район Кельпинских деформаций, K — Кучарский разлом, Π — Пограничный надвиг в Кашийском районе

ция Хіуц), начала формироваться здесь в среднем миоцене [Неегтапсе et al., 2007]. Мезозойские и кайнозойские отложения смяты в складки, оси которых простираются вдоль границы между Таримом и Тянь-Шанем. Антиклинали осложнены продольными надвигами. На севере, в ядрах антиклиналей, обнажены породы палеозойского основания. Южнее, в деформациях, участвуют лишь кайнозойские породы. Магнитостратиграфическое изучение плиоцен-плейстоценовых пород в антиклинальных складках северной части Кашийской впадины показало, что эти складки начали формироваться 1,4–1,2 млн лет назад [Chen J. et al., 2002, 2007].

Северная граница Кашийской впадины осложнена крутым Пограничным надвигом (*П*, рис. 2.41), по которому палеозойские породы Тянь-Шаня надвинуты на миоценовые и плиоценплейстоценовые осадки впадины. Эксгумация палеозойских пород, которые распространены севернее Пограничного надвига, по данным трекового анализа (по апатиту) началась в интервале 25–18 млн лет [Sobel, Chel, Heermance, 2006]. Авторы этих исследований рассматривают полученные результаты как свидетельство о начале перемещений по Пограничному и другим надви-

гам в олигоцене — раннем миоцене. Геологические данные о смещениях по разломам в дочетвертичное время в этом районе не известны.

В Кашийском районе деформации предположительно распространяются до поверхности тектонического расслаивания вдоль горизонтов 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.

Восточную часть сектора Каши-Аксу занимает Кельпинский (Керіпд) район деформаций. Этот район (*Ке*, рис. 2.41) 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 Кашийской и Кучарской впадинах. Северной границей зоны предгорных деформаций платформы является Муздукский разлом, который разные исследователи называют Чон-Муздукским, Кипчакским, Птюн-Каратагским, Южно-Тяньшаньским, а также Aheqi, Beibugulu [Синицын, 1957; Фараджев, 1958; Allen, Vincent, 1999 а,b; и др.]. Плоскость разлома падает на

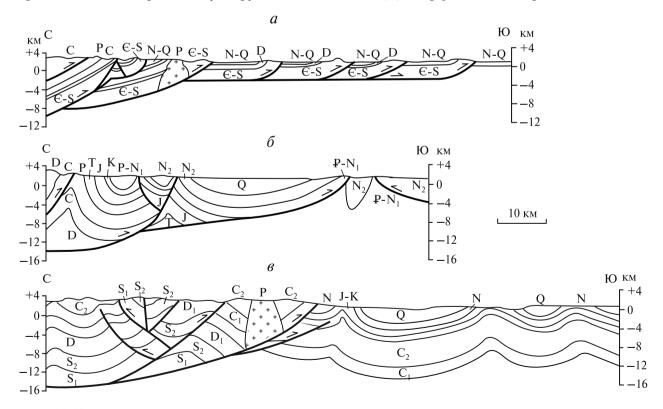


Рис. 2.42. Предгорные деформации у границы Тянь-Шаня и Тарима [Yin et al., 1998, с изменениями]. Геологические разрезы: a — через Келпинский район деформаций (Ke на рис. 2.41) в секторе Каши-Аксу, δ , ϵ — в западной (δ) и в восточной (ϵ) частях сектора Куча

север, преобладает его крутое залегание, которое местами уменьшается до 40° [Синицын, 1957]. Трасса разлома на картах разных исследователей имеет разные варианты.

Кельпинские деформации представляют собой дугообразную систему крутых надвигов, взбросов и сопровождающих их моноклиналей. которые формируют несимметричные односторонние горст-антиклинали. По разломам подняты северо-западные крылья (а, рис. 2.42). Благодаря относительно малой мощности мезозойско-кайнозойского чехла в предгорные деформации здесь вовлечены породы палеозойского фундамента платформы. Положение поверхности тектонического отслоения предполагают в кембрийских эвапоритах палеозойского чехла Таримской платформы. Наиболее молодые деформированные породы имеют раннемиоценовый возраст [Allen, Vincent, 1999a]. В.М. Синицын [1957] относил формирование кельпинских деформаций к плиоцену-плейстоцену.

В секторе Куча (Kuche) палеозойские породы Тянь-Шаня по пограничному Кучарскому разлому (K, рис. 2.41) надвинуты на неогенчетвертичные отложения Кучарской впадины (6, 6, рис. 2.42). Изучение складок в отложениях неогена и плейстоцена показало конседиментационный характер складкообразования в это время [Yin et al., 1998]. 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 [Li et al., 2004; и др.]. 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° в.д. 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 [Fu et al., 2003; Yin et al., 1998].

По геологическим разрезам, составленным в соответствии с принципами тонкослойной тектоники, было определено сокращение длины этих разрезов при формировании складчатонадвиговой структуры. В Кашийском районе

величина сокращения составляет 13–21 км, в Кельпинском районе — 23–35 км (22–28% от доскладчатой длины разрезов), в Кучарском районе — 22 км по профилю δ (рис. 2.42) и 42 км по профилю δ (22–30%) [Allen, Vincent, 1999a; Heermance et al., 2007; Yin et al., 1998].

Данные космической геодезии. По данным GPS, в зоне надвигов Каши-Аксу ежегодно происходит сокращение территории на 8±3 мм [Reigber et al., 2001]. По более поздним данным и другой системе расчета были определены скорости пододвигания: Кашийской впадины под окраину Восточного Тянь-Шаня — 12,4±0,7 мм/год, Кучарской впадины под окраину Восточного Тянь-Шаня — 5,6±2,1 мм/год, Северо-Восточного Тарима под хребет Куругарт — 2,9±1,5 мм/год [Yang et al., 2008].

Геофизические данные. Пограничная область между Центральным Тянь-Шанем и Таримом была пересечена геофизическим профилем MANAS (Middle Asian active seismic profiling), проложеным между оз. Сонкуль в Тянь-Шане и г. Каши в Таримской впадине (см. рис. 1.1). Сейсмический разрез основан на наблюдениях сигналов от взрывных источников с использованием метода отраженных волн (МОВ-ОГТ); были также обработаны телесейсмологические данные методом обменных волн (МОВЗ). На разрезе МОВ-ОГТ видна граница, которая погружается от края Таримской платформы под Тянь-Шань (рис. 2.43). В интервале глубин от 10 до 45 км ей соответствует высокоградиент-

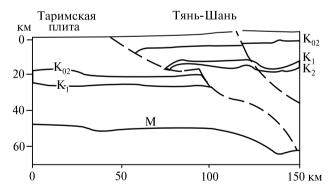


Рис. 2.43. Тектоническая интерпретация южной части сейсмического разреза МОВ-ОГТ по профилю Сонкуль-Каши «МАNAS» [Макаров и др., 2010]. Слой между разделами K_{02} и K_1 находится в основании верхней коры, слой между разделами K_1 и K_2 имеет низкую вязкость (волновод), М — граница Мохо. Пунктиром показаны границы, которые интерпретированы как разломы. Положение профиля Сонкуль-Каши см. на рис. 1.1. На горизонтальной оси профиля показано расстояние от его южного конца

ная 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 [Макаров и др., 2010]. Результаты магнитотеллурического зондирования [Баталев и др., 2010] позволяют предполагать, что пограничная тектоническая зона между Тянь-Шанем и Таримом продолжается ниже границы Мохо.

Результаты магнитотеллурических исследований на геофизическом профиле Куча–Куйтунь [Zhao et al., 2003], который пересекает Восточный и Джунгарский Тянь-Шань, показывают, что граница между таримской и тянь-шаньской литосферой погружается под Тянь-Шань под углом около 30°.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что граница между Таримом и Тянь-Шанем представляет собой поддвиг, поверхность которого погружается в северном направлении, проникая ниже уровня Мохо. Эта пограничная зона имеет исключительно высокую сейсмичность. Свойства рассматриваемой зоны характеризуют ее как границу вторичных литосферных плит.

2.5. Общие черты деформации Тянь-Шаня

Возникновение новых разломов и возобновление перемещений по древним разломам (72) — Глубина проникновения структурных форм, видимых на земной поверхности (73) — Вращение участков по палеомагнитным данным (73) — Эволюция деформации земной коры в процессе орогенеза (73)

Возникновение новых разломов и возобновление перемещений по древним разломам

Определение момента и даже этапа орогенеза, на котором возникли те или иные разломы, вызывает затруднения. Наилучшая возможность определения возраста смещения по разлому возникает, когда разлом нарушил недавно образованные осадки и вскоре был перекрыт молодыми отложениями. Историю смещений по разлому можно изучить, когда геологические объекты разного возраста смещены по нему на разные расстояния. В кайнозойских континентальных отложениях Тянь-Шаня получить такие данные в большинстве случаев затруднительно. В той или иной мере это удавалось для смещений в голоцене и плейстоцене (см. раздел 2.3). Помощь в решении задачи оказывают палеосейсмические дислокации, если удается определить их возраст. Наиболее древние палеосейсмические дислокации, обнаруженные в Тянь-Шане и на его границах, имеют плейстоценовый возраст [Кучай, 1971, 1981].

Выводы о возрасте смещений по разломам в третичное время опираются на систему сопоставлений, сравнений и предположений. Рассмотрим одно из широко распространенных допущений. Горные хребты и межгорные впадины Тянь-Шаня часто разделены предгорными надвигами, по которым горы надвинуты на впадины, представляющие собой рампы (правило Леукса [Leuchs, 1929]). Изучения состава, строения и возраста молассы и определение методами трекового анализа времени и скорости эксгумации палеозойского фундамента позволяют определить начало и рассчитать скорость роста гор (см. главу 1). Эти данные рассматривают как начало перемещений по предгорным надвигам. Опираясь на такое допущение и магнитуду разлома, определяют возраст разлома и рассчитывают скорость смещения по нему [Sobel, Dumitru, 1997; и др.]. Между тем, допущение синхронности начала горообразования и начала функционирования предгорных разломов — предположение, которое не имеет оснований.

С точки зрения механики, разрыв (разлом) поздняя стадия деформации твердых тел, которая наступает после реологических деформаций. Главные горные хребты Тянь-Шаня — складки основания — результат длительной реологической деформации, которая привела к росту гор, следствием которого было формирование молассы. Благоприятные условия для возникновения и функционирования предгорных разломов, вероятно, были созданы лишь в позднем плиоцене или плейстоцене при формировании высокогорного рельефа. Более древний возраст можно предполагать для разломов на границах Тянь-Шаня с Памиром и Таримом. Вероятно также относительно раннее возобновление в кайнозое движений по Таласо-Ферганскому и Джунгарскому (Борохоро) палеозйским сдвигам. На это указывает, в частности, большая магнитуда кайнозойского сдвига по Таласо-Ферганскому разлому.

Глубина проникновения структурных форм, видимых на земной поверхности

Возникновение и функционирование разломов сопровождается землетрясениями. Большинство очагов тянь-шаньских землетрясений находятся в верхней коре на глубинах до 15 км, землетрясения с очагами на глубине15-25 км происходят реже, более глубокие землетрясения очень редки [Современная геодинамика..., 2005]. Большинство разломов, видимых на земной поверхности, не проникают за пределы зоны мелкофокусных землетрясений и волновода. Для пограничных разломов Тянь-Шаня по геофизическим данным было определено их проникновение в нижнюю кору и верхнюю мантию. Тектонический шов между Тянь-Шанем и Памиром прослежен по сейсмологическим данным до глубины 150 км (см. рис. 4.10). Геоэлектрическая модель, основанная на результатах магнитотеллурических исследований, показывает тектонический шов на границе Центрального Тянь-Шаня и Тарима до глубины 80-90 км [Баталев и др., 2010; Bielenski et al., 2003].

Данные и мнения о глубине проникновения Таласо-Ферганского разлома разноречивы. Геоэлектрическая аномалия, сопровождающая Таласо-Ферганский разлом, прослежена до глубин 40-45 км [Баталева и др., 2005]. Зона Таласо-Ферганского разлома проявляется в скоростной структуре всей толщи коры [Чедия и др., 1998; Сабитова, Адамова, 2001], в верхней мантии она прослежена как граница областей с разными характеристиками среды [Сабитова и др., 2009]. Различия между Западным и Центральным Тянь-Шанем, отраженные в строении земной коры и верхней мантии, интенсивности и кинематике деформаций, позволяют рассматривать зону Таласо-Ферганского разлома как границу между блоками литосферы, реакция которых на внешние воздействия была различна.

Результаты магнитотеллурических исследований в Восточном Тянь-Шане позволили сделать вывод о том, что зона Джунгарского (Борохоро) разлома прослеживается до глубины 140 км [Zhao et al., 2003] — почти до подошвы литосферы. Вероятно, этот разлом служит границей между литосферными блоками Центрально-Восточного и Джунгарского Тянь-Шаня.

Геофизические методы позволяют проследить на глубину зону разлома как границу между разными средами, но не определяют вещественное выражение и физическое состояние этой зоны. Хрупкая деформация (включая катаклаз) невозможна в верхней мантии и, вероятно, в нижней коре [Николаевский, 1979; и др.]. Зона разлома ниже раздела Мохо имеет иное физическое выражение, чем в земной коре. Вероятно, она представляет собой зону, вязкость которой отличается от вязкости окружающих пород.

Вращение участков по палеомагнитным данным

Палеомагнитные данные о вращении Ферганского блока в Западном Тянь-Шане приведены выше. Это вращение отражено в перемещениях по Таласо-Ферганскому разлому. Палеомагнитные данные свидетельствуют также о вращении участков в северной части Кашийской впадины Таримской платформы в послеплиоценовое время [Huang et al., 2009]. Угол поворота здесь 20,3±8,8° против часовой стрелки, относительно направления на таримский плиоценовый палеомагнитный полюс. Участки, на которых обнаружено вращение, находятся около пограничного разлома Центрального Тянь-Шаня с Таримом. Вращение участков вызвано левым сдвигом по этому разлому.

В пределах Центрального и Восточного Тянь-Шаня данные об отклонении палеомагнитных векторов от направлений на референтные палеомагнитные полюсы находятся в пределах доверительных интервалов определений или дают трудно согласуемые результаты. Так, в Туюнской мульде по палеогеновым базальтам (породам, которые позволяют получать надежные палеомагнитные результаты) были получены палеомагнитные данные о вращении на 40±8° [Huang et al., 2005] и об отсутствии какого-либо вращения [Баженов, Миколайчук, 2004]. Для надежного заключения о вращении в кайнозое той или иной части Центрального и Восточного Тянь-Шаня пока недостаточно палеомагнитных данных.

Эволюция деформации земной коры в процессе орогенеза

В процессе тектонического развития Тянь-Шаня, этапы которого рассмотрены в главе 1, происходило изменение типа и стиля его деформании.

Платформенный этап (мел, палеоцен и эоцен, продолжительность около 100 млн лет). Скорость седиментации и денудации на этом этапе была низкой, рельеф — равнинным. В геологических разрезах мела, палеоцена и эоцена нет угловых несогласий, которые фиксируют результаты пластических складчатых деформаций. Для этого временного интервала нет признаков возникновения новых разломов и данных о перемещениях по более древним разломам, которые функционировали в позднем палеозое или во время юрского рифтогенеза. Изменения мошности меловых и палеогеновых отложений являются следствием медленного формирования конседиментационных морфоструктур. В мелу и палеогене платформа подвергалась криповой деформации, главным следствием которой было формирование низкого водораздела между главными внешними депоцентрами — джунгарским и северотаримским.

Этап эмбрионального орогенеза (олигоцен-миоцен, продолжительность около 25 млн лет). Скорость седиментации и денудации в это время оставались низкой, рельеф был холмистым. На этом этапе возникли внутренние и новые внешние депоцентры. Они были разделены невысокими водоразделами. Образование этих медленно развивающихся конседиментационных морфоструктур — следствие криповой деформации земной коры.

Ранний этап орогенеза (поздний миоцен — средний плиоцен, продолжительность 4–8 млн лет). На этом этапе на порядок возросла скорость седиментации и денудации, рельеф был низкогорным или среднегорным. Происходило поперечное сокращение Тянь-Шаня путем формирования крупных складок основания — горных хребтов и межгорных впадин, орографический план которых близок к современному оро-

графическому плану. Земная кора подвергалась пластической деформации. Дизъюнктивные деформации вероятны, но их присутствие и роль не определены. На этом этапе началось продольное расширение (удлинение) Тянь-Шаня путем тектонического течения.

Средний этап орогенеза (средний плиоцен — средний плейстоцен, продолжительность 2,0–2,5 млн лет). Этап характеризуют высокая скорость седиментации и эрозии. Произошло усложнение орографического плана и был создан высокогорный рельеф. Земная кора подвергалась пластической деформации. Продолжались поперечное сокращение площади региона и его продольное расширение путем тектонического течения. Вероятно, на этом этапе произошла дизъюнктивная революция — переход от преобладания в верхней коре реологической деформации к преобладанию дизъюнктивной деформации, — началось возрождение старых и образование новых разломов.

Поздний этап орогенеза (средний плейстоцен — голоцен, продолжительность 500-600 тыс. лет). Начало этапа отмечено региональным угловым несогласием в стратиграфических разрезах. На этом этапе поддерживается высокогорный рельеф при высокой скорости эрозии и селиментации. Произошла интенсификация всех тектонических процессов. Рост некоторых горных хребтов достигал скорости 4 км/млн лет. 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. Средняя скорость сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому составляла 12 мм/год. Происходила интенсивная дизъюнктивная и пластическая деформация вновь создаваемых и более древних тектонических структур и форм рельефа.

Глава 3 Геодинамика Тянь-Шаня в кайнозое

Литосфера Тянь-Шаня (75) — Меловой и палеогеновый магматизм (80) — Геодинамические модели орогенеза (82)

Литосфера Тянь-Шаня

Земная кора. Строение земной коры Тянь-Шаня изучено сейсмическими (ГСЗ, МОВ), сейсмологическими и другими геофизическими методами. Эти исследования показали слоистое строение земной коры Тянь-Шаня [Тектоническая расслоенность..., 1982; Макаров и др., 2010; и др.].

Слои различаются по скорости прохождения сейсмических волн, плотности и вязкости. Слои с пониженной скоростью прохождения продольных волн (волноводы, астенослои, астенолинзы) имеют пониженную вязкость. Обнаружение волновода сейсмическими методами возможно, если вязкость его вещества на три или более порядков меньше, чем в окружающих породах [Кучай, Тычков, 1986].

По сейсмологическим данным волновод под Чаткальскими хребтами занимает интервал глубин 23–29 км, в Алайском хребте — 10–21 км; по данным ГСЗ под Гиссарским хребтом волновод находится в интервале глубин 27-32 км, под Ферганской впадиной — 38-44 км [Краснопевцева, 1978]. Положение волновода в земной коре Центрального Тянь-Шаня по результатам сейсмотомографических исследований показано на рис. 3.1. Изучение земной коры Центрального Тянь-Шаня и Тарима вдоль профиля MOB-OГТ Сонкуль-Каши (MANAS) позволило сделать вывод о том, что волновод находится здесь на глубине 10-18 км (K_1-K_2 , см. рис. 2.43). В земной коре Тарима подобный слой под границей К1 имеет малую мощность и залегает на глубине 25-30 км [Макаров и др., 2010].

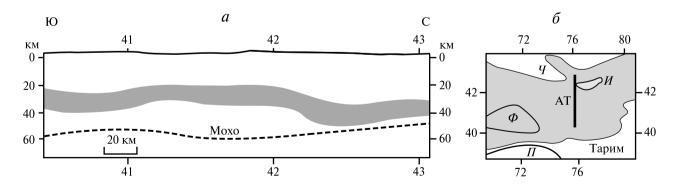


Рис. 3.1. Волновод в земной коре Центрального Тянь-Шаня, по [Бакиров и др., 1996] *а* — волновод (тонирован) на разрезе земной коры вдоль линии Актюз-Торугарт по результатам сейсмотомографических исследований.

 $[\]delta$ — положение профиля Актюз-Торугарт (АТ): H — оз. Иссыккуль, Π — Памир, Φ — Ферганская впадина, H — Чуйская впадина; территория Тянь-Шаня тонирована

Относительно низкая вязкость геоматериала волновода может быть следствием его разуплотнения (раздробления) с заполнением пор и трещин флюидом, а на глубинах более 25 км — частичного плавления и образования магмы [Литосфера Тянь-Шаня, 1986; Николаевский, 1984; Современная геодинамика.... 2005]. Увеличение трещиноватости пород с глубиной было обнаружено при бурении сверхглубокой скважины на Кольском полуострове [Кольская сверхглубокая..., 1984]. По расчетам, начиная с глубины 10-15 км, давление флюидов в порах пород близко по величине к геостатическому давлению и возникают условия для гидроразрыва [Кропоткин, Валяев, 1976]. В Тянь-Шане в волноводе и ниже его происходит стирание многих неоднородностей в геофизических полях, которые характеризуют верхнюю часть земной коры.

ре. 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, деформация которого изостатически компенсирует (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 [Макаров и др., 2010; Современная геодинамика..., 2005]. Сейсмотомографические построения по записям землетрясений и ядерных взрывов (проведенных на Семипалатинском полигоне) показали, что в земной коре Западного и Центрального Тянь-Шаня интервал глубин 35–65 км имеет характеристики переходной зоны кора-мантия.

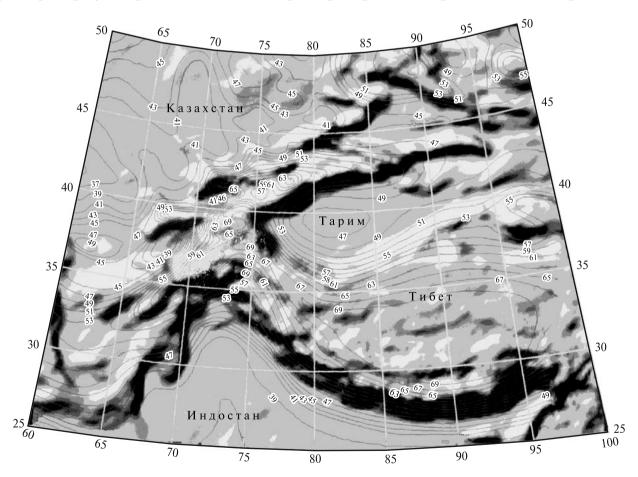


Рис. 3.2. Изогипсы поверхности Мохо в Тянь-Шане и Высокой Азии по гравиметрическим и другим данным (глубина залегания в км от уровня моря) [Современная геодинамика..., 2005]

Низкая вязкость в волноводах оказывает большое влияние на геодинамику коровых процессов. Верхняя граница коровых волноводов — главный геотектонический раздел в земной ко-

Наиболее резкое изменение скорости прохождения волн внутри этой зоны интерпретируют как подошву коры. Скорости продольных волн непосредственно под границей Мохо варьиру-

ют: 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 Иссыккульской впадиной и окружающими ее горами [Сабитова, Адамова, 2001; Современная геодинамика..., 2005; Roecker et al., 1993; и др.].

Средняя мощность земной коры Тянь-Шаня около 55 км [Vinnik et al, 2004], она значительно больше, чем мощность коры окружающих ороген территорий. В Западном и Центральном Тянь-Шане граница Мохо находится на глубине от 40 до 70 км ниже уровня моря (рис. 3.2 и 3.3). В Центральном Тянь-Шане по данным МОВЗ (профили Барскаун-Узенгигуш, Жаланиаш-Сарыджаз, Сонкуль-Каши) граница Мохо занимает наиболее низкое положение (около 70 км) под хребтами Кокшаал и Сарыджаз и поднимается до глубины 40 км под Нарынской впадиной [Макаров и др., 2010; Современная геодинамика..., 2005]. В Восточном Тянь-Шане граница Мохо расположена на глубине от 50 до 65 км [Zhao et al., 2003].

На карте поверхности Мохо (рис. 3.2), в значительной мере основанной на гравиметрических данных, в пределах Тянь-Шаня четко обозначены районы с малой мощностью земной коры (менее 40 км) — Ферганская и Афгано-Таджикская впадины. этим данным, рельеф подошвы земной коры Западного Тянь-Шаня зеркально подобен (антиподален) рельефу земной поверхности. Указанная закономерность верна по отношению к Тянь-Шаню целиком и к его крупным доменам, таким как Гиссаро-Алайская горная страна, Ферганская впадина, Чаткало-Угамская горная страна. Вывод о антиподальной зависимости между рельефом поверхностей Мохо и Земли, опираясь на эту карту, нередко распространяют на горные хребты и впадины между ни-

ми. К такому выводу следует относиться с осторожностью, так как принцип зеркального подобия между земным рельефом и рельефом Мохо был заложен в методику построения карты [Современная геодинамика..., 2005]. Карты по-

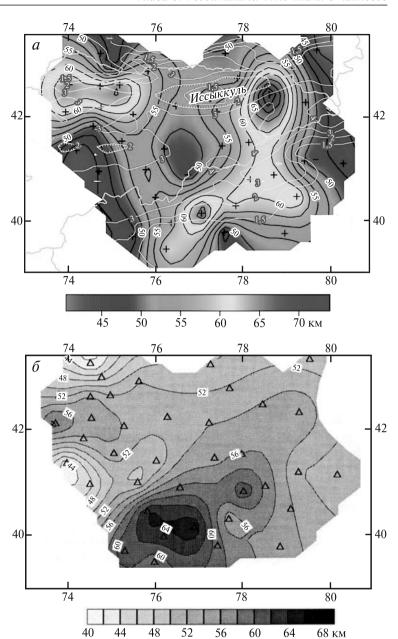


Рис. 3.3. Поверхность Мохо в Центральном Тянь-Шане по сейсмологическим данным (Р- и S-волны, томография приемных функций). Крестами и треугольниками показано положение сейсмических станций

a — изогипсы поверхности Мохо (черные линии) и изогипсы земной поверхности Центрального Тянь-Шаня (белые линии) (в км от уровня моря) [Vinnik et al., 2004].

 δ — карта поверхности Мохо для той же территории из работы [Винник и др., 2006]

верхности Мохо для Центрального Тянь-Шаня, основанные на сейсмологических данных (рис. 3.3), показывают, что нет корреляции между рельефом Мохо и рельефом земной поверхности горной страны.

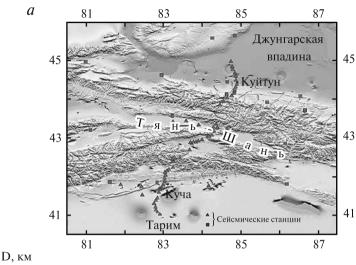
Литосферная мантия и астеносфера. Литосфера Центрального Тянь-Шаня на сейсмологическом профиле вдоль меридиана 75° в.д. имеет наименьшую мощность 90 км под хребтом Торугарт, наибольшую — 120 км — под Киргизским хребтом [Киmar et al., 2005]. В южной части Восточного Тянь-Шаня положение подошвы лито-

сферы определено на глубине около 200 км, севернее — на глубине около 150 км. Под Таримской и Джунгарской впадинами подошва литосферы находится на глубине около 250 км [Liu J. et al., 2007а]. Верхняя часть литосферной мантии, мощностью несколько десятков километров, имеет скоростную характеристику более

высокую, чем нижележащие массы [Vinnik et al., 2004]. По результатам телесейсмической томографии вдоль профилей, пересекающих Центральный Тянь-Шань, предполагают присутствие в верхней мантии обрушившихся блоков континентальной литосферы [Li et al., 2009].

Результаты сейсмологической томографии (по данным 60 станций) вдоль профиля Куча-Куйтун, который пересекает Восточный Тянь-Шань, Джунгарский Тянь-Шань и прилегающие части Таримской и Джунгарской впадин, позволили сделать вывод о существовании в верхней части мантии двух конвективных ячеек (рис. 3.4). Джунгарская ячейка находится под одноименной впадиной и северной частью Тянь-Шаня. Конвективный поток направлен в ней на юг (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 на север (по часовой стрелке на профиле) и он слабее потока в Джунгаркой ячейке. Зона конвергенции конвективных ячеек находится под Южным Тянь-Шанем [Liu J. et al., 2007]. К выводу о существовании встречных конвективных потоков в верхней мантии под Тянь-Шанем привел также анализ гравитационного поля Тянь-Шаня [Burov et al., 19901.

Тепловой поток. Среднее значение теплового потока на территории Тянь-Шаня составляет 40–60 мВт/м². Близкие значения имеют средние величины тепло-



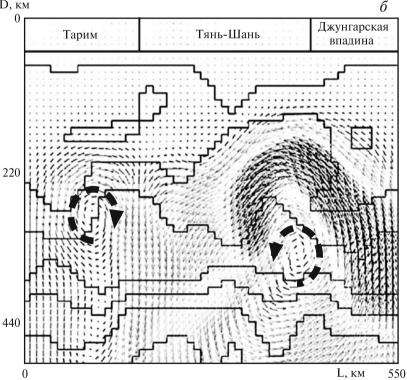


Рис. 3.4. Конвективные ячейки в верхней мантии на профиле Куча-Куйтун (Kuche-Kuitun), который пересекает Восточный Тянь-Шань [Liu J. et al., 2007]

- а положение профиля и сейсмических станций.
- б профиль, основанный на плотностных аномалиях, полученных при сейсмологических наблюдениях; стрелки показывают направление конвекции в мантии. D глубина, L расстояние вдоль профиля

вого потока на Казахстанской платформе и в Таримской впадине. Значительные отклонения от средней величины теплового потока обнаружены на участках в Чуйской впадине — до 23 мВт/м², в восточной части Иссыккульской впадины — до 16 мВт/м², в Джумгало-Нарын-

ской впадине — до 31 мВт/м², в Кураминском районе — до 108 мВт/м², в Южной Фергане и Восточно-Зеравшанском районе — до 75 мВт/м² [Дучков и др., 2001; Современная геодинамика..., 2005]. Вариации величины теплового потока не увязаны с топографией Тянь-Шаня (рис. 3.5).

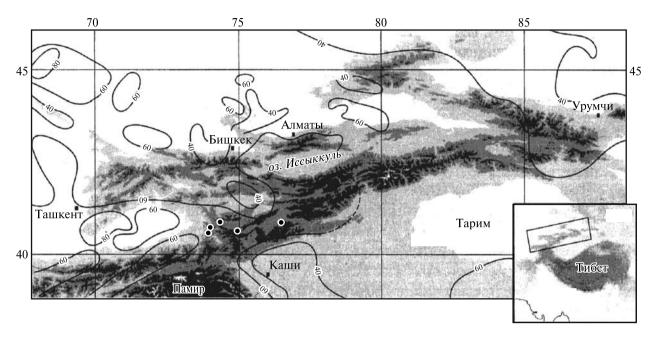


Рис. 3.5. Тепловой поток на территории Тянь-Шаня [Современная геодинамика..., 2005] (изолинии — в ${\rm MBT/M^2}$). Точками отмечены пункты изучения содержания изотопов гелия в подземных водах

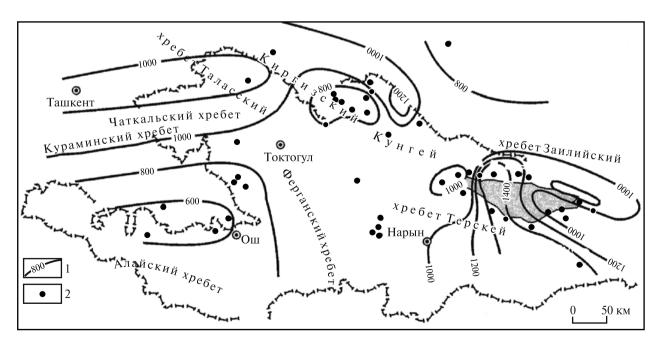


Рис. 3.6. Температура поверхности Мохо на территории Западного и Центрального Тянь-Шаня [Современная геодинамика..., 2005]. Тонирована территория оз. Иссыккуль

1 — изолинии температуры, °С; 2 — пункты, для которых рассчитаны температуры

Расчеты температуры на границе Мохо показывают, что она варьирует от 500 до 1600 °C. Увеличение температуры на границе Мохо происходит с юга на север и с запада на восток. Распределение температур на границе Мохо не увязано с рельефом земной поверхности (рис. 3.6).

Меловой и палеогеновый магматизм

В Центральном Тянь-Шане и на северо-востоке Ферганы распространены магматические проявления мелового и палеогенового возраста (рис. 3.7). Определения возраста, режима магматических очагов и источника магмы оказывают существенное влияние на выводы о геодинамике орогенеза.

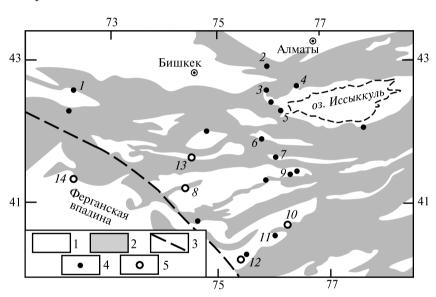


Рис. 3.7. Магматические проявления мелового и палеогенового возраста в Центральном и Западном Тянь-Шане

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, см. табл. 3.1. Пояснения цифр 1–14 см. в тексте

Участок Тоюн (12, рис. 3.7). В южной части Центрального Тянь-Шаня магматические проявления находятся на территории Аксай-Тоюнской депрессии на участках Тоюн, Текелик и Терек. В юго-западной части этой депрессии в мульде Тоюн на палеозойских и юрских породах залегает мощная толща красноцветных песчаников и конгломератов. Среди этих пород находятся силлы и дайки щелочных габроидов и силл раскристаллизованных базальтов мощностью 30 м. Эту толщу относят к свите кызылсу мелового возраста. На сви-

те кызылсу со стратиграфическим несогласием лежат базальты, трахибазальты и красные песчаники (100 м), выше — песчаники, конгломераты и известняки (55–65 м), и вновь — базальты, трахибазальты и красные песчаники с примесью туфового материала — 150–200 м. Этот верхний горизонт состоит из 14 или более потоков лав.

Аг-Аг и К-Аг возрасты базальтов из нижнего горизонта соответствуют апту-альбу (100–114 млн лет, табл. 3.1). Возрасты базальтов из верхнего горизонта свидетельствуют о палеоценовом возрасте (около 60 млн лет). На участке Тоюн получены также Аг-Аг определения палеогенового возраста магматических пород из силлов, которые внедрились в породы свиты кызылсу.

Участки Текелик (10, рис. 3.7) и Терек (11,

рис. 3.7). В восточной части Аксай-Тоюнской депрессии свита кызылсу отсутствует. В долине р. Текели на неровной поверхности палеозойских пород лежат несколько потоков базальта. Мощность потоков 6-15 м, в раздувах — 20-40 м, обшая мошность потоков достигает 80 м. Потоки базальта разделены красной глинистой корой выветривания, в которой сохранились реликты миндалекаменной структуры базальтоидов. Мощность слоев коры выветривания до 1 м, их нижняя граница — постепенная. На р. Терек между покровами базальта лежит пласт известняка. Определения Ar-Ar возраста базальтов из первого, второго и четвертого снизу потоков на участке Текелик указывают на кампан-маастрихский возраст

пород (табл. 3.1). Один из трех определений K-Ar возраста магматических пород с участков Текелик и Терек находится внутри этого возрастного интервала, два других — показали возраст около 60 млн лет.

Участок Минкуш (13, рис. 3.7). На этом участке, который находится в Минкуш-Кокомеренской впадине, на юрской угленосной толще лежит пачка паттумов, песчаников, мергелей, известняков (40 м), в нижней части которой находится пласт оливинового базальта, имеющего К-Ar возраст 68,4±2,3 млн лет (табл. 3.1).

Таблица 3.1. Радиометрический возраст магматических пород

Участок					Литературный		
название	номер на рис. 3.7	Порода	Метод	Возраст, млн лет	источник		
Кенкол	1	Базальт из потоков	K-Ar	31–48	Sobel, Arnaud, 2000**		
Каракастек	2	Базальт из некка	K-Ar	(25±5)*; 46,5	Грачев, 1999		
Сулутерек	3	Базальт	K-Ar	(84±7)*	Sobel, Arnaud, 2000**		
		Базальт из потоков	Ar-Ar	60,5 ±0,7; 60,7±0,8	Миколайчук и др., 2006		
Торуайгыр	4	Базальт из силла	K-Ar	56±3	Габуния и др., 1975		
			Ar-Ar	53±1	Sobel, Arnaud, 2000		
Учкудук	5	Лимбургит из даек	K-Ar	(21±5)*; 39±8; 46±2; 51±12	Sobel, Arnaud, 2000**		
			K-Ar	(36±5)*; 57±9; 63±6	Грачев, 1999		
Тюлек	6	Базальт из потоков	K-Ar	50±6; 59±2	Sobel, Arnaud, 2000**		
Байдулы	7	Базальт из потоков	K-Ar	46±10; 53±2	Sobel, Arnaud, 2000**		
			Ar-Ar	60,6±0,4	Миколайчук и др., 2006		
Нарын-запад- ный	8	Авгитит, лимбургит из даек	K-Ar	99±5; 100±11	Sobel, Arnaud, 2000**		
Нарын-восточ- ный	9	Базальт	Ar-Ar	52,6±1,2; 54,1±1,2	Sobel, Arnaud, 2000		
Текелик	10	Базальт из потоков	K-Ar	59±2; 74±3	Sobel, Arnaud, 2000**		
			Ar-Ar	71±3; 74±1; 76±2	Миколайчук и др., 2006		
Терек	11	Лимбургит из дайки	K-Ar	61±2	Sobel, Arnaud, 2000**		
Тоюн	12	Лампрофир, диабаз и габбро из силлов	Ar-Ar	46,5±3,8; 59,0±1,4; 67,3±0,1	Sobel, Arnaud, 2000		
		Базальт из верхнего	K–Ar	61,7±3,1	Huang et al., 2005***		
		горизонта	Ar–Ar	58,5±1,3; 60,4±1,3;	Huang et al., 2005***		
		Базальт из нижнего	K-Ar	101,7±1,1; 113±1,1; 114,2±2,6	Han et al., 1999		
		горизонта	Ar-Ar	104,9±1,1	Han et al., 1999		
			Ar-Ar	113,3±1,6; 120±8	Sobel, Arnaud, 2000		
			Ar-Ar	112,7±2,3	Huang et al., 2005***		
Минкуш	13	Базальт из потока	K-Ar	68,4±2,3	Бачманов и др., 2008		

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

Участок Байдулы (7, рис. 3.7). В предгорьях хребта Байдулы на палеозойском фундаменте лежат оливиновые базальты, местами их подстилает слой доломитов (3 м). Базальты слагают два потока, общая мощность которых достигает 60 м. Потоки разделены тонким слоем мергелей и доломитов Они перекрыты мергелями, красноцветными песчаниками и глинами [Фортуна и др., 1994]. Ar-Ar возраст базальтов соответствует палеоцену (табл. 3.1).

Участок Тюлек (6, рис. 3.7). В долине р. Тюлек на палеозойских породах лежат известковистые

глины (1–2 м), на них — миндалекаменные базальты, имеющие мощность 20–30 м. [Додонова, 1972]. K-Ar возраст базальтов находится в интервале поздний палеоцен — ранний эоцен (табл. 3.1).

Участок Сулутерек (3, рис. 3.7). В Боомском ущелье в долине р. Сулутерек на красноцветных гипсоносных глинах и песчаниках, содержащих линзы известняков, лежат два пласта миндалекаменных оливиновых базальтов (20 и 10 м), которые разделены красными глинами (4–10 м). На верхнем пласте базальта лежат вулканические туфы (30 м), выше — красные гипсонос-

^{**} Данные из работы [Добрецов, Загрузина, 1977] после коррекции в работе [Sobel, Arnaud, 2000] в соответствии с более новыми константами.

^{***} Приведенные в этой статье данные были опубликованы коллективом авторов (Li Y., Li Q., Zhang H., Sun D., Cao Y., Wu S.) на китайском языке в журнале Hinjiang Geology. 1995. Vol. 13. P. 293–376.

ные глины [Додонова, 1972]. В работе [Леонов, 1964] на этом участке была отмечена ассоциация базальтов с пепловыми туфами и описаны экзоконтактовые изменения у кровли и подошвы пластов базальта (долерита). Вероятно, на рассматриваемом участке есть породы эффузивного и экструзивного происхождения, — возможно, в разных частях одного магматического тела. Пробы, взятые из потоков базальта, имеют палеоценовый Ar-Ar возраст (табл. 3.1).

Участок Кенкол (1, рис. 3.7). В западной части Киргизского хребта, на его южном склоне, в долине р. Кенкол на палеозойском основании лежат базальные конгломераты, красные глины и мергели (60–70 м) и, на них — покров оливиновых базальтов, мощностью 50–60 м [Медведев и др., 1964]. К-Аг возраст базальтов находится в пределах эоцена и раннего олигоцена (табл. 3.1).

Участок Торуайгыр (4, рис. 3.7). В Иссыккульской впадине в долине р. Торуайгыр среди красноцветных глин, мергелей, паттумов и известковистых песчаников коктурпакской свиты были описаны три пласта оливиновых миндалекаменных базальтов, мощностью 8–15 м [Додонова, 1972]. По наблюдениям А.В. Леонова [1964] и А.Ф. Грачева [1999], базальты Торуайгыра слагают силл, вызвавший экзоконтактовые изменения в красных глинах у кровли и подошвы экструзии. Силл имеет мощность от 1,5 до 6 м и расчленен на части эрозией. Аг-Аг возраст базальтов соответствует позднему палеоцену. Изотопные возрасты базальтов были определены и на некоторых других участках (табл. 3.1).

Ar-Ar и K-Ar возрасты базальтов с участков Тоюн, Текелик, Нарын-западный и Минкуш (табл. 3.1) свидетельствуют о том, что вулканическая активность началась в Тянь-Шане в раннемеловое время и происходила в позднем мелу. Магматические породы мелового возраста известны также на северо-востоке Ферганской впадины (14, рис. 3.7). Магматические явления в меловое время были редкими и разновременными на разных участках. Эпизодам вулканизма предшествовали, с ними перемежались и за ними следовали длительные эпохи формирования коры выветривания. Рельеф был равнинным. Большинство вулканических излияний происходили из трещин в субаэральных условиях, в северо-восточной Фергане шаровые базальты изливались на дне мелкого моря [Верзилин, 1976]. В палеоцене и раннем эоцене ареал магматических проявлений расширился. Излияния происходили из трещин в континентальной остановке в условиях слаборасчлененного рельефа.

Базальты Тянь-Шаня относятся к субщелочной и щелочной сериям. На участках Каракастек, Учкудук, Тоюн в палеогеновых силах и дайках содержатся ксенолиты ультрабазитов. Sm-Nd и Ar-Ar возрасты ксенолитов шпинелевого лерцолита из палеогеновых некков базальтов на участках Каракастек и Учкудук находятся в интервале 2,6-2,9 млрд лет [Грачев, 1999]. Данные о редких и редкоземельных элементах, полученные на участках Каракастек, Учкудук, Текелик и Туюн, соответствуют характеристикам пород верхней мантии и подобны данным по базальтам океанических островов. Вероятный способ доставки магмы из верхней мантии на поверхность — извержения и экструзии при сдвиговых смещениях по разломам [Миколайчук и др., 2006; Симонов и др., 2005, 2008; Sobel, Arnaud, 2000].

Геодинамические модели орогенеза

Кайнозойская геодинамика Тянь-Шаня привлекает внимание многих исследователей. В зависимости от взглядов на главные причины орогенеза геодиномические модели 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 [Винник и др., 2006; Грачев, 1999; Миколайчук и др., 2006; Симонов и др., 2005, 2008; Sobel, Arnaud, 2000; Yakovlev, Yunga, 2001; и др.]. Внедрение предполагаемого плюма произошло под Центральным Тянь-Шанем, и его площадь близка к площади этого региона или всего Тянь-Шаня.

Можно привести доводы, ставящие под сомнения роль мантийного плюма в кайнозойском орогенезе Тянь-Шаня. В Тянь-Шане магматические проявления активности предполагаемого плюма окончились за десятки миллионов лет до начала орогенеза. Этот плюм, в отличие от классических образцов, был «ленивым». Его магма-

тическая 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. На остальных участках магматических проявлений мощность базальтов составляет метры и первые десятки метров, площадь потоков и силлов — первые километры и менее.

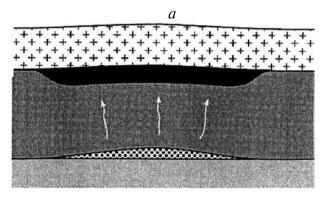
Следует обратить внимание на несоответствие масштабов явлений. Количество извергнутого и внедренного в мелу-палеоцене магматического материала ничтожно, а избыточный объем земной коры Тянь-Шаня, приписываемый плюму, составляет миллионы кубических километров. Для сравнения: трапповый магматизм в Восточной 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 км². Траппы Декана, рожденные мантийным плюмом, имеют мощность около 2 км. В течение 5 млн лет они распространились на территорию до 1 млн км².

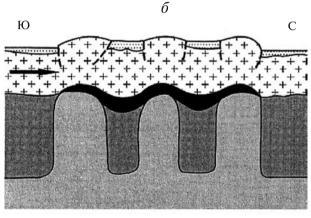
Все это позволяет сделать вывод о том, что участие обширного мантийного плюма в формировании мел-палеогеновых базальтов Тянь-Шаня маловероятно. Против рассматриваемых моделей свидетельствуют также данные о толщине земной коры. В Западном Тянь-Шане в Туркестано-Алайских, Зеравшано-Гиссарских, Чаткальских 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 мантийного плюма.

Источниками мел-палеогенового магматизма Центрального Тянь-Шаня, вероятно, были расплавы в очагах декомпрессии, возникавшие в процессе мантийной конвекции. Такие очаги могли возникать в разных частях мантийного потока в разное время и быть кратковременными, что лучше соответствует картине разновременного и рассредоточенного мел-кайнозойского магматизма в Тянь-Шане. Свидетельством активности подобных очагов в современную эпоху может служить гелий мантийного происхождения в подземных водах, обнаруженный на территории Атбашийского, Ферганского и Заилийского хребтов [Поляк и др., 1990].

Было высказано предположение о связи формирования горного рельефа Тянь-Шаня с инъекциями астеносферного вещества в литосферу и нижнюю кору под горными хребтами, как это

изображено на рис. 3.8. Процесс горообразования продолжается в настоящее время, поэтому инъекции глубинного материала под горные хребты должны быть отражены в характеристиках теплового потока. Однако это не наблюдается: вариации величины теплового потока (рис. 3.5), температура на границе Мохо (рис. 3.6) и положение изотермы 100 °C, рассчитанное по измерениям в скважинах (рис. 3.9), не увязаны с топографией Тянь-Шаня. Существенное участие в орогенезе рассматриваемого процесса маловероятно.





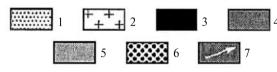


Рис. 3.8. Схема формирования рельефа Центрального Тянь-Шаня в эоцене (a) и в современную эпоху (δ) из работы [Трифонов и др., 2008]

1 — моласса, 2 — земная кора, 3 — высокобарические метабазиты, 4 — литосферная мантия, 5 — астеносфера, 6 — материал глубокой мантии с активными флюидами, 7 — инфильтрация флюидов в литосферу

Формирование горных хребтов также объясняют оттоком менее вязкого вещества средней коры (волновода, астенослоя) из-под межгорных впадин и нагнетание его под горные хребты [Макаров и др., 1996; Современная геодинамика..., 2005].

Такое перемещение масс во время орогенеза возможно, но эта соблазнительно простая схема не подтверждается результатами сейсмических исследований: утолщение средней коры под горными хребтами не имеют системного характера.

порядок выше, чем в Тянь-Шане. Такое различие в прочности реалистично. Оно — первично (древний кратон и палеозойская складчатая область). Различие в прочности также может быть следствием разницы температуры в литосфере

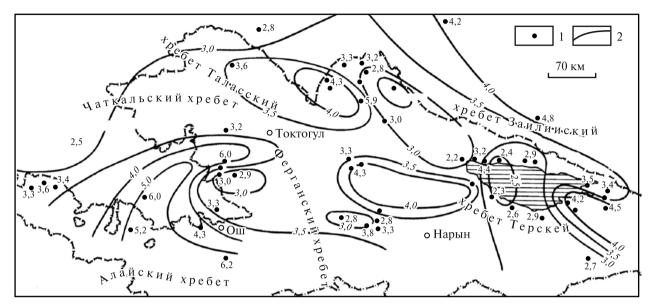


Рис. 3.9. Глубина нахождения изотермы 100 °C в Западном и Центральном Тянь-Шане [Литосфера Тянь-Шаня, 1986]

1 — буровые скважины и определенная глубина изотермы $100~^{\circ}$ С (в км от уровня моря), 2 — изоглубины изотермы $100~^{\circ}$ С (в км от уровня моря). Заштрихована территория озера Иссыккуль

Аллотигенный орогенез. В моделях этой группы орогенез Тянь-Шаня рассматривается как следствие взаимодействия малых (вторичных) литосферных плит (Таримской, Памирской, Казахстанской, Тяньшаньской), формирование и взаимодействие которых обусловлены коллизией между Индостанской и Евразийской плитами [Зоненшайн, Савостин, 1979; Копп, 1997; Леглер, Пржиялговская, 1979; Леонов, 2008; Макаров и др., 2010; Садыбакасов, 1990; Avouac et al., 1993; Fu et al., 2003; DeGrave et al., 2007; Molnar, Deng, 1984; Molnar, Tapponnier, 1975; Peltzer, Tapponnier, 1988; Wang et al., 2009; и др.]. Пограничная зона между областями, литосфера которых обладает разной прочностью, предпочтительна для возникновения границ вторичных плит. Таковы границы между древней Таримской платформой и палеозойскими складчатыми системами Куньлуня и Тянь-Шаня.

В моделях аллотигенного орогенеза Тянь-Шаня Тарим рассматривается как индентор, который сминает Тянь-Шань в складки основания. Моделирование взаимодействия Тарима и Тянь-Шаня в кайнозое показало, что для формирования кайнозойских деформаций Тянь-Шаня прочность литосферы Тарима должна быть на

Тарима и Тянь-Шаня на 25–30° у границы Мохо [Neil, Houseman, 1997].

Передача импульса от зоны коллизии Индостан-Евразия к Тянь-Шаню возможна через Тибет и Тарим, но объяснение кайнозойской деформашии Тянь-Шаня только действием инденторов (Тарима и Памира) встречает затруднения. Так, в Центральном и Восточном Тянь-Шане не наблюдается ослабление деформации по мере удаления от границы с Таримским индентором, которое неизбежно должно было бы происходить, если бы индентор был главной причиной их деформации. Выше были приведены доводы о сомнительности значительного влияния Памирского индентора на структуру Западного Тянь-Шаня. Кажется вероятным, что главным механизмом передачи импульса из зоны коллизии Индостана с Евразией служит система конвективных ячеек в мантии. Данные об конвективных ячейках в верхней мантии Тянь-Шаня приведены выше (рис. 3.4).

Геодинамические модели аллотигенного орогенеза находятся в согласии с результатами геологических и геофизических исследований, которые были представлены в этой и предыдущих в главах.

Глава 4 Область сближения Памира и Тянь-Шаня

Внимание исследователей давно привлекают тектонические процессы, происходящие на границе между Тянь-Шанем и Памир-Пенджабским синтаксисом Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Концепция динамического взаимодействия Памира и Тянь-Шаня возникла в работе Д.И. Мушкетова, который писал в 1919 г., что «Тянь-Шань, Памир, дарвазскобадахшанские цепи и западный Куэнь-лунь соединяются в одну великую систему, претерпевшую между меридианами 42–47° (от Пулкова) какое-то грандиозное смятие, причина которого нам непонятна...» [Мушкетов, 1919, с. 33], и спустя пять лет: «Мы знаем теперь из наблюдений собственных и Клебельсберга следы несомненного передвижения в горизонтальном направлении с юга на север масс как в хребте Петра Великого, так и Заалайском хребте и восточной части Алайского хребта» [Мушкетов, 1924, с. 203]. Э.Арган рассматривал границу между Тянь-Шанем и Памиром как зону, в которой взаимодействуют пластические потоки земной коры Индо-Африки и Евразии [Argand, 1924].

На основании наблюдений в восточной части Алайской долины Д.В. Наливкин пришел к выводу о том, что «на палеозой Алайского хребта, обладающего герцинским направлением складчатости, надвинуты с юга мезозой и кенозой, обладающие другим направлением складчатости... Нередко этот своеобразный контакт палеозоя, тянущийся более чем на 300 км, объясняется как гигантский сброс. Более вероятно, что это не простой сброс, а явление более сложное — типа гигантского шарьяжа» [Наливкин, 1926, с. 181]. По предположению О.С. Вялова [1943], надвинутый Памир перекрыл западное продолжение Таримской платформы, которая в

автохтоне переходит в Каракумскую платформу. Представления о надвиге Памира имели противников [Клунников, 1943; Марковский, 1936; Синицын, 1954; и др.]. Под давлением фактов и обстоятельств количество противников постепенно уменьшалось и сомнения рассеивались. В настоящее время представления о динамическом взаимодействии Тянь-Шаня и Памира вследствие коллизии Индостана с Евразией имеют разностороннюю аргументацию.

Круг проблем, связанных с взаимодействием Тянь-Шаня и Памира, со временем изменился. Актуальным стало изучение кинематики процесса и определение его количественных параметров — величин перемещения, сокращения земной поверхности, вращения тектонических элементов. Такие данные были получены в результате изучения покровно-складчатой структуры, палеомагнетизма пород, палеогеографии осадконакопления, результатов сейсмических и сейсмологических исследований, изучения современных движений земной коры методами наземной и космической геодезии.

4.1. Пограничные тектонические структуры между Тянь-Шанем и Памиром

Зоны активных разломов (88) — Сейсмофокальная зона (92)

Пограничные тектонические структуры Памира и Тянь-Шаня находятся в Таджикской депрессии и на территории Памир-Алайского района. Таджикской депрессией [Херасков, 1932]

называют расположенную в Таджикистане северную часть Афгано-Таджикской впадины (рис. 4.1). Афгано-Таджикская впадина — область развития мезозойских и кайнозойских отложений. Ее обрамляют горные страны, сложенные фанерозойскими и более древними породами: Западный Гиндукуш — на юге, Памир и Бадахшан — на востоке, Южный Тянь-Шань — на севере и северо-западе. В юго-западном направлении Афгано-Таджикская впадина открыта в сторону Туранской низменности. Таджикская депрессия представляет собой складчатую горную страну с размахом рельефа в тысячу метров и являются депрессией лишь относительно окружающих ее гигантских горных сооружений.

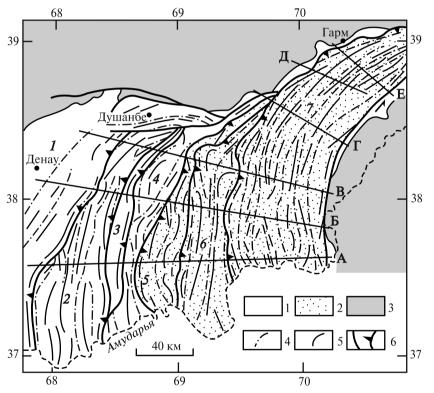


Рис. 4.1. Тектонические единицы Таджикской депрессии и Внешней зоны Памира [Беккер, 1996, с изменениями]

 $1,\,2$ — кайнозой и мезозой (2 — Внешняя зона Памира), 3 — палеозой, $4,\,5$ — осевые линии синклинальных (4) и антиклинальных (5) складок, 6 — главные разломы.

Тектонические единицы: I — Бабатагская, 2 — Ренган-Кызымчекская, 3 — Даганакиик-Аруктауская, 4 — Вахшская, 5 — Каратауская, 6 — Сарсарьяк-Санглакская, 7 — Куляб-Заалайская. А–Е — линии геологических разрезов (см. рис. 4.16 и 4.17)

В Таджикской депрессии на палеозойском фундаменте местами залегают триасовые обломочные породы. Вверх по разрезу они сменяются угленосной толщей, охватывающей возрастной интервал от лейаса до келловейского яруса, и кар-

бонатными отложениями келловея–киммериджа. На разных горизонтах юрских пород несогласно лежит толща титонского яруса юры, которая сложена каменной солью, гипсами и ангидритами и имеет переменную мощность от 0 до 800 м. В депрессии эвапориты залегают на глубине 8–10 км и, местами, достигают земной поверхности в виде соляных куполов. Присутствие этой высокопластичной толщи сыграло важную роль при формировании кайнозойской складчатой структуры Таджикской депрессии. Они ограничивают снизу складчатую систему Таджикской депрессии и Внешнюю зону Памира.

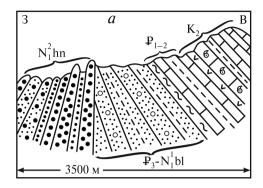
Неоком-апт представлены красноцветными континентальными и лагунными осадками; альб,

поздний мел и палеоген — преимущественно морскими мелководными осадками. В олигоцене и неогене накапливалась орогенная моласса, мощность которой в преддарвазском прогибе достигает 8 км. В разрезе молассы Южно-Дарвазскомго района находятся первые свидетельства интенсивной деформации — угловые несогласия в подошве и кровле хингоуской свиты среднемиоценового возраста [Бабадаглы, 1964; Беккер, Бельский, Воскресенский, 1974; Бельский, 1978; Щерба, 1993]. Угловое несогласие в основании хингоуской свиты местами достигает 50° (рис. 4.2). В отложениях среднего миоцена залегают олистостромы, образование которых связано с перемещением тектонических чешуй на окраине Памира [Щерба, 1975]. Угловые несогласия быстро затухают по направлению внутрь впадины, где формирование складок происходило позднее — в плиоцене и в четвертичное время.

В Таджикской депрессии подошва земной коры по сейсмологическим данным находится на глубине от 32 до 50 км

[Беккер, Кошлаков, Кузнецов, 1974; Беккер и др., 1983; Таль-Вирский, 1982]. Наименьшую мощность имеет земная кора на юге центральной части депрессии, откуда она возрастает в восточном и северо-восточном направлении.

Кровля волновода, служащая подошвой верхней коры, залегает на глубине от 12 до 24 км [Тектоническая расслоенность..., 1982].



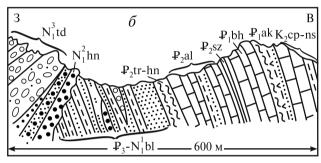


Рис. 4.2. Угловое несогласие в основании хингоуской (hn) и тавильдаринской (td) свит миоценового возраста в хребтах Морзомин (a) и Васмихук (δ), Южно-Дарвазский район [Бельский, 1978]

Горные хребты Тянь-Шаня, расположенные к югу от Ферганской долины, обобщенно называют Алаем, территория сближения Памира и Тянь-Шаня получила наименования Памир-Алайского района, или зоны [Леонов, 1961; Синицын, 1954]. Западная часть Памир-Алайского района, включающая хребет Петра Первого, долину р. Сурхоб, низовья рек Муксу и Кызылсузападной, расположена в Таджикистане. Средняя часть района — северный склон Заалайского хребта и высокогорная Алайская долина — находятся на территории Кыргызстана. Восточная часть района — долина р. Кызылсу-восточная и окружающие ее горы — расположена в китайской провинции Синьцзян.

Памир и Тянь-Шань в районе их наибольшего сближения разделяет высокогорная Алайская долина — реликт депрессии перед фронтом надвигающегося Памира. Южная граница долины тектоническая. На северном склоне Заалайского хребта (в междуречье Минжар-Ачикташ), севернее пограничного Вахш-Заалайского надвига сохранились останцы тектонического покрова, сложенные породами мелового возраста, которые лежат на неогеновых отложениях. Видимая величина перемещения аллохтона от линии Вахш-Заалайского надвига — более 5 км (рис. 4.3). В нескольких километрах севернее Вахш-Заалайского разлома находится линия молодого Предзаалайского надвига, по которому породы

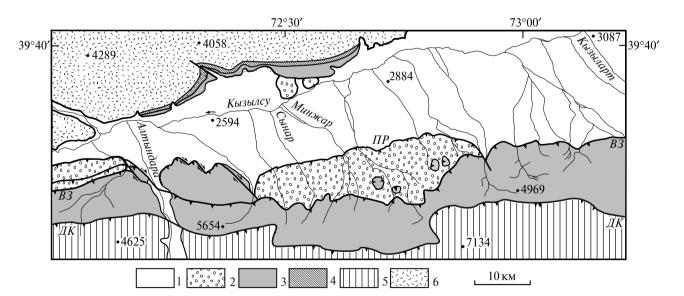


Рис. 4.3. Кайнозойские надвиги в Заалайском хребте, по данным [Никонов и др., 1983; Разваляев и др., 1965; Arrowsmith, Strecker, 1999]

1 — позднечетвертичные отложения, 2 — неоген-плейстоцен, 3 — мел и палеоген, 4 — юра, 5 — триас и палеозой Северного Памира, 6 — палеозой Тянь-Шаня.

Разломы: *ВЗ* — Вахш-Заалайский, *ДК* — Дарваз-Каракульский, *ПР* — Предзаалайский позднечетвертичный

неогена-плейстоцена надвинуты на позднеплейстоценовые отложения Алайской долины [Никонов и др., 1983; Разваляев и др., 1965; Arrowsmith, Strecker, 1999].

профиля), в восточной части долины — 16,5 км (33%). Начало деформаций отмечено появлением конгломератов в массагетской свите, осадки которой накапливались в позднем олигоцене —

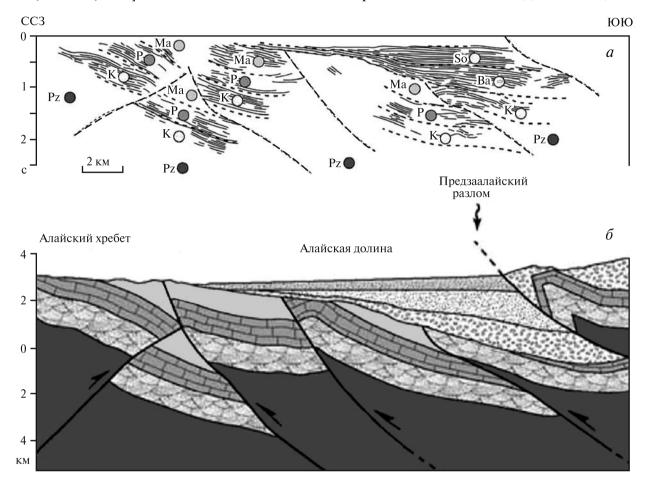


Рис. 4.4. Сейсмический профиль MOB3, пересекающий западную часть Алайской долины между $72^{\circ}30'$ и $72^{\circ}35'$ в.д. (*a*), и его геологическая интерпретация (*б*) [Coutand et al., 2002]

Идентификация возраста отложений: So — плейстоцен (сохская свита), Ba — средний миоцен — плиоцен (бактрийская свита), Ma — поздний олигоцен — ранний миоцен (массагетская свита), P — палеоцен — ранний миоцен, K — мел, Pz — палеозой

На дне Алайской долины под чехлом современных осадков скрыты кайнозойские и мезозойские отложения. Алайская долина была пересечена профилями MOB3 [Coutand et al., 2002], которые свидетельствуют о слабом развитии складчатых деформаций перед фронтом Памира и о существовании системы надвигов под чехлом современных осадков. Надвиги имеют северную вергентность (рис. 4.4). По реконструкциям, составленным методом сбалансированных разрезов, была рассчитана величина меридионального сокращения площади при перемещениях по надвигам и при складчатых деформациях. В западной части долины это сокращение определено в 19,5 км (37% от первоначальной длины

раннем миоцене. Средняя скорость поперечного сокращения Алайской долины за счет внутренних деформаций ее земной коры составляет по этим данным около 1 мм/год.

Зоны активных разломов

Дарваз-Заалайская зона (рис. 4.5). Это — зона разломов, активных в позднем плейстоцене — голоцене. На юго-западе она проходит в меридиональном направлении вдоль плиоценового Дарваз-Каракульского разлома. В долине р. Пяндж и в нижней части долины р. Обиминьоу (1, рис. 4.5) находится плейстоценовый пулл-апарт гра-

бен шириной в несколько километров и длиной около 20 км. Грабен имеет меридиональное простирание. Вдоль его западной границы произошло левосдвиговое смещение позднеплейстоценовых форм рельефа на 300 м, раннеголоценовых террас и конусов выноса — на 120–150 м и позднеголоценовых форм рельефа — на 20 м [Трифонов, 1983]. Западнее грабена активные разломы образуют эшелонированную левосдвиговую систему [Кучай, Трифонов, 1977]. В южном направлении зона активных разломов продолжается в предгорья Гиндукуша, где были описаны (около пос. Ишкамыш) голоценовые рвы и тектонические уступы, высотой до 50 м [Никонов, 1975].

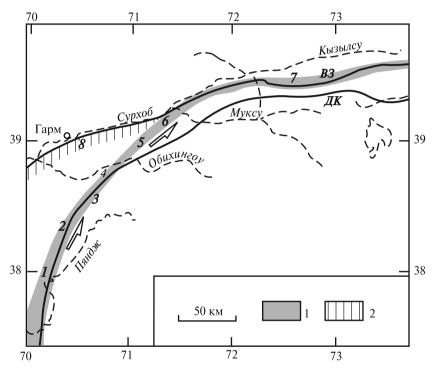


Рис. 4.5. Дарваз-Заалайская (1) и Сурхобская (2) зоны активных разломов

Толстыми линиями показаны кайнозойские разломы: B3 — Вахш-Заалайский, $\mathcal{I}K$ — Дарваз-Каракульский. Пояснение цифр $\mathit{1-8}$ см. в тексте

В верховьях р. Обиминьоу (2, рис. 4.5) в зоне Дарваз-Каракульского разлома известны левосдвиговые смещения молодых форм рельефа по разломам, имеющие магнитуду несколько десятков метров. Севернее, на 20-километровом участке рассматриваемой зоны (3, рис. 4.5), обнаружено большое количество сдвиговых смещений. Здесь многочисленны левосдвиговые смещения позднеголоценовых сухих русел на расстояние от нескольких метров до 100 м. Обнаружен также сдвиг на 21 м оборонительной стены, которая

предположительно окружала средневековый золотой прииск. Магнитуда сдвиговых смещений форм рельефа на этом участке достигла 160 м за голоцен и 800–1200 м — за поздний плейстоцен и голоцен. В долине р. Сарыоб (4, рис. 4.5) — левого притока р. Обихингоу — описаны горизонтальные смещения позднеплейстоценовых форм рельефа на 1500–1800 м, раннеплейстоценовых отложений — до 3000 м. Средняя скорость сдвигового смещения в голоцене — 5–16 мм/год. За поздний плейстоцен и голоцен она составила 4–12 мм/год [Захаров, 1967; Кучай, Трифонов, 1977; Никонов, 1975; Трифонов, 1983; Трифонов и др., 2002].

В бассейне р. Обихингоу рассмативаемая зо-

на активных разломов отклоняется от Дарваз-Каракульский разлома, пересекает хребет Петра Первого (5, рис. 4.5), выходит к Вахш-Заалайскому надвигу и далее следует на северо-восток вдоль этого надвига. В долине р. Карашура (6, рис. 4.4) видно левосдвиговое смещение троговой долины и позднеплейстоценовой морены на 170 м, в долине р. Муксу гряды морены смещены по левому сдвигу на 50 м [Трифонов, 1983].

Далее на северо-восток, простирание Дарваз-Заалайской зоны активных разломов постепенно меняется на восток-северо-восточное и признаки сдвиговых смещений исчезают. На северном склоне Заалайского хребта (7, рис. 4.5) молодые тектонические нарушения представлены надвигами, сейсмогенными рвами и уступами в рельефе. В междуречье Сынар-Минжар (рис. 4.3) для Предзалайского надвига, имеющего

магнитуду 15 м, определен радиоуглеродный возраст 5150±150 лет, что соответствует скорости надвигания 3 мм/год [Никонов и др., 1983]. С молодыми надвигами на северном склоне Заалайского сопряжены секущие сдвиги, имеющие северо-западное простирание [Arrowsmith, Strecker, 1999].

На северном склоне хребта Петра Первого в 50-х годах XX столетия были созданы сети геодезических пунктов для проведения высокоточных тригонометрических и светодальномерных

измерений [Гусева, 1986; Конопальцев, 1971; Растворова, Энман, 1997]. Сеть «Руноу» в долине р. Руноу — левого притока р. Сурхоб (рис. 4.6 и 4.7) охватывала оба крыла Вахш-Заалайского навига, углубляясь в висячее крыло разлома на 7 км. Репер, относительно которого определены перемещения пунктов, был закреплен в кристаллических породах Тянь-Шаня на правом борту долины р. Сурхоб. Геодезические пункты расположены на висячем крыле Вахш-Заалайского надвига в четвертичных аллювиальных отложениях (1–7 и I, рис. 4.7) и в коренных породах мелового возраста (4–H, K, IV, VII, рис. 4.7).

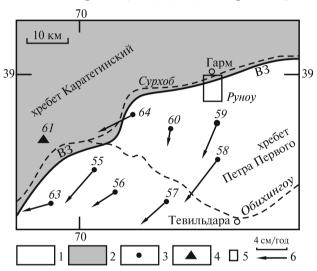


Рис. 4.6. Направление и среднегодовая скорость горизонтального перемещения геодезических пунктов по данным повторных триангуляционных измерений, проведенных в 1967–1974 гг. в бассейне р. Сурхоб [Гусева, 1986, с изменениями]

1 — Внешняя зона Памира; 2 — Южный Тянь-Шань; 3 — геодезические пункты; 4 — репер, относительно которого определены перемещения других геодезических пунктов; 5 — участок детальных геодезических измерений «Руноу»; 6 — направление и величина среднегодовой скорости горизонтального перемещения геодезических пунктов за 1967–1974 гг. ВЗ — Вахш-Заалайский надвиг

Тригонометрические измерения в сети Руноу были проведены в 1949–1950 гг. и повторены в 1968 г. За это время все геодезические пункты, расположенные на висячем крыле Вахш-Заалайского надвига, были перемещены в северо-западном направлении со среднегодовой скоростью от 10 до 23 мм/год, в среднем — 15,8 мм/год (табл. 4.1). Пункты, удаленные от линии надвига, перемещались быстрее, чем пункты, расположенные ближе к надвигу. Это отражает чешуйчатое строение висячего крыла надвига. Вертикальные перемещения геодезиче-

ских пунктов рассматриваемой сети за тот же период были вчетверо более медленными по сравнению с горизонтальным смещением.

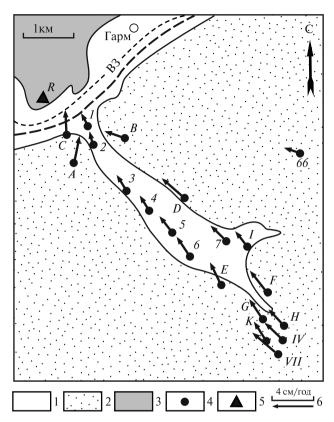


Рис. 4.7. Направление и среднегодовая скорость горизонтального перемещения геодезических пунктов, расположенных во Внешней зоне Памира на участке «Руноу» по данным повторных триангуляционных измерений, проведенных в 1949–1968 гг. [Гусева, 1986, с изменениями]. Положение участка «Руноу» см. на рис. 4.6

1 — четвертичные аллювиальные и пролювиальные отложения, 2 — Внешняя зона Памира, 3 — Южный Тянь-Шань, 4, 5 — геодезические пункты (5 — репер, относительно которого определены перемещения других геодезических пунктов), 6 — направление и величина среднегодовой скорости горизонтального перемещения геодезических пунктов за 1949–1968 гг. ВЗ — Вахш-Заалайский надвиг

Бассейн р. Обихингоу охватывает более редкая сеть геодезические пунктов, которые находятся на вершинах гор в хребтах Петра Первого и Вахшском (рис. 4.6). В этой сети были проведены триангуляционные наблюдения в 1967 и 1974 г. Горизонтальные смещения (табл. 4.2) определены относительно репера (61, рис. 4.6), который расположен в Тянь-Шане на правом борту долины Сурхоб. Среднее направление перемещения в 1967–1974 гг. — ЮЗ 226°, среднегодовая скорость смещения — 40±18 мм/год.

Таблица 4.1. Среднегодовая скорость (V) смещения геодезических пунктов триангуляционной сети Руноу за 1949–1968 гг., по данным [Гусева, 1986]

Номер		тальные	Вертикальные
пункта на	смещения		смещения,
рис. 4.7	азимут, °	V, мм/год	V, мм/год
R	0	0	0
1	336	10,5±0,2	+7,0±0,1
2	347	9,5±0,3	+7,1±0,1
3	323	13,3±0,3	+3,1±0,1
4	317	12,9±0,4	+5,6±0,1
5	306	13,7±0,4	$+2,9\pm0,1$
6	309	15,2±0,4	+1,0±0,2
7	302	15,6±0,8	+3,4±0,2
A	9	18,4±0,3	-0.9 ± 0.6
В	290	14,8±0,4	$-3,0\pm0,5$
С	357	17,1±0,2	+4,7±0,6
D	302	14,9±0,4	ı
E	316	15,4±0,9	+0,9±0,9
F	305	17,2±1,0	+1,7±1,1
G	310	17,4±1,0	+4,4±1,2
Н	306	19,4±1,0	+6,3±1,2
I	308	15,1±0,8	_
K	312	15,6±1,7	+4,9±1,3
IV	305	21,0±1,7	+5,7±1,3
VII	302	22,8±1,9	+4,1±1,3
Среднее	317	15,8	+3,5

Таблица 4.2. Среднегодовая скорость (V) смещения геодезических пунктов триангуляционной сети Центральная (Обихингоу) за 1967–1974 гг., по данным [Гусева, 1986]

Пунуут үүр түүр 4.6	Горизонтальные смещения				
Пункт на рис. 4.6	азимут, °	V, мм/год			
R	0	0			
55	221	48			
56	240	28			
57	228	36			
58	220	62			
59	204	48			
60	189	24			
63	258	33			
64	245	42			
Среднее	226	40			

На рис. 4.8 суммированы данные о перемещении Руноу-Обихингоуского района Внешней

зоны Памира относительно прилежащей территории Тянь-Шаня, полученные в результате повторных триангуляций в 1949–1974 гг. Вероятным объяснением этой картины является вывод о том, в 1967–1968 гг. произошло изменение направление тектонического течения пород Внешней зоны Памира: надвигание сменилось сдвиганием.

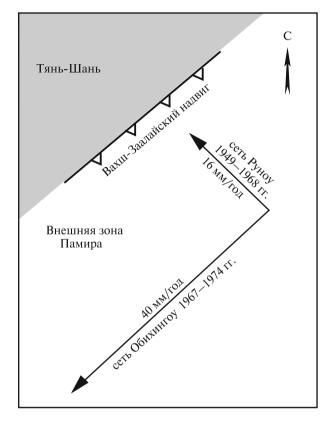


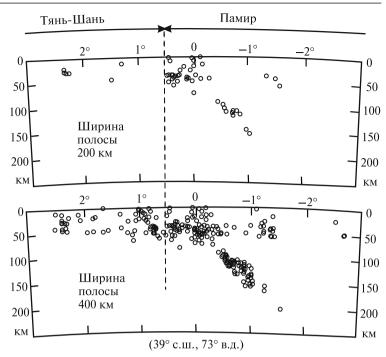
Рис. 4.8. Направление и скорость перемещения Руноу-Обихингоуского района Внешней зоны Памира относительно Южного Тянь-Шаня по наземным геодезическим данным

Сурхобская зона (рис. 4.5). Вдоль северного склона и подножия хребта Петра Первого по левому борту р. Сурхоб проходит Сурхобская зона активных разломов, которая сопровождает эту часть Вахш-Заалайского кайнозойского надвига. Голоценовые сдвиги и взбросы отмечены уступами. Около пос. Гарм на участке Кульнос (8, рис. 4.5) произошло правосдвиговое смещение сухой долины по разлому восток-северовосточного простирания на расстояние 10–15 м [Трифонов, 1983]. В рассматриваемой зоне в нескольких пунктах обнаружены плейстоценовые надвиги. В долине р. Сурхоб в ее нижнем течении породы мелового возраста надвинуты на позднеплейстоценовую террасу с видимой

магнитудой 500 м [Никонов, Энман, 1999]. Западнее р. Муксу Сурхобская зона подходит к Дарваз-Заалайской зоне активных разломов.

Сейсмофокальная зона

В работах [Burtman, Molnar, 1993; Натвигрег et al., 1992] приведены сейсмологические данные, свидетельствующие о существовании сейсмофокальной зоны, которая погружается под Памир. Двойной пояс эпицентров землетрясений — среднеглубинных на юге и малоглубинных на севере (рис. 4.9) отмечает положение этой сейсмофокальной зоны. На севере Памира фронт сейсмофокальной зоны проектируется в Алайскую долину, разделяющую Памир и Тянь-Шань. Внешний



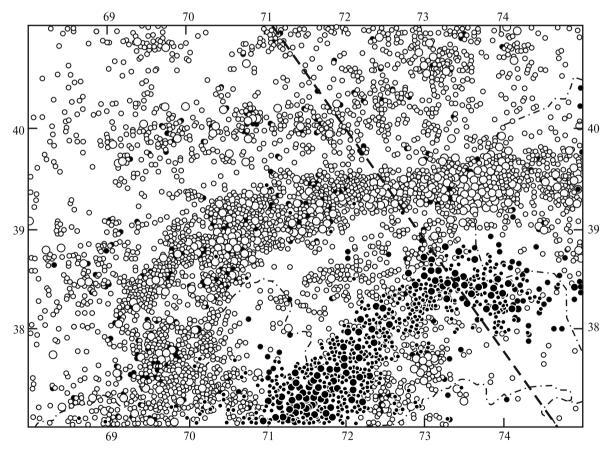


Рис. 4.9. Эпицентры землетрясений, произошедших на Памире в 1964–1980 гг. на глубине до 70 км (незалитые точки) и более 70 км (залитые точки) [Hamburger et al., 1992]. Большие точки обозначают землетрясения с магнитудой более 4, малые точки — с магнитудой 4 и менее. Пунктир — линия профиля на рис. 4.10; показаны государственные границы между Таджикистаном, Афганистаном и Китаем

 \leftarrow

Рис. 4.10. Сейсмофокальная зона, погружающаяся под Памир [Вигtman, Molnar, 1993]. Гипоцентры землетрясений, произошедших в 1964—1985 гг. в полосах, которые имеют ширину 200 км (верхний профиль) и 400 км (нижний профиль) показаны на срединном разрезе этих полос. Полосы имеют простирание ЮВ 145°, центр разреза (0°) находится в пункте с координатами 39° с.ш., 73° в.д. Положение линии срединного разреза см. на рис. 4.9

пояс эпицентров малоглубинных землетрясений имеет дугообразную форму и конформен с фронтом Внешней зоны Памира.

На севере Памира сейсмофокальная зона имеет наклон к югу под углом около 45° и прослежена до глубины 150-200 км (рис. 4.10).

На северо-западе Памира пояс эпицентров землетрясений расширяется, что соответствует выполаживанию сейсмофокальной зоны до 30–35°. В Таджикской депрессии этот фронт проектируется на Каратаускую тектоническую единицу (5, рис. 4.1).

4.2. Происхождение Внешней структурной дуги Памира

Палеомагнитные данные (93) — Деформация Внешней зоны Памира и Таджикской депрессии (97) — Перемещение Северного Памира после раннего миоцена (99)

Смятые в складки меловые и кайнозойские отложения северной части Афгано-Таджикской впадины, Памир-Алайского района и предгорий Северо-Западного Куньлуня образуют покровноскладчатую систему, которая в виде структурной дуги облекает с севера Памирскую плиту. Такой структурный рисунок издавна объясняют сближением Памира и Тянь-Шаня [Мушкетов. 1923; Наливкин, 1926; и др.]. Величину этого сближения оценивали по-разному, исходя из представлений о первичном или вторичном происхождении структурной дуги, предполагаемых амплитудах фронтальных надвигов и фланговых сдвигов [Буртман, 1982; Губин, 1960; Захаров, 1964; Леглер, Пржиялговская, 1979; Леонов, Никонов, 1988; Пейве и др., 1964; Ржевский, 1977; Скобелев, 1988; Трифонов, 1983; и др.]. Формирование интенсивных складчатых и надвиговых деформаций Внешней зоны Памира связано с расслоения ее коры по верхнеюрской соленосной толще [Губин, 1960; Захаров, 1964; Ренгартен, 1934; и др.].

В Таджикской депрессии породы мела, палеогена и неогена слагают тектонические чешуи, которые надвинуты с запада и востока в сторону Вахшского рампа. Я.А. Беккер [1996] объединил эти тектонические чешуи в шесть структурных единиц — тектонических покровов. После корректировки, связанной с выделением Вахшского рампа (4, рис. 4.1) в качестве структурной единицы, номенклатура тектонических единиц Таджикской депрессии получается следующей [Буртман, 1999]. Восточную вергентность имеют Бабатагская (1, рис. 4.1), Ренган-Кызымчекская (2) и Даганакиик-Аруктауская (3) тектонические единицы. Западную вергентность имеют Каратауская (5), Сарсарьяк-Санглакская (б) и Куляб-Заалайская (7) тектонические единицы, образующие Внешнюю зону Памира в Таджикской депрессии. Вахшский рамп находится между Даганакиик-Аруктауской и Каратауской единицами.

Складки Куляб-Заалайской единицы продолжаются в Памир-Алайский район максимального сближения Памира и Тянь-Шаня, где породы мела-неогена слагают хребет Петра Первого и северный склон Заалайского хребта. В Таджикской депрессии, при движении в южном направлении складки выполаживаются и магнитуда разломов уменьшается. Эти структуры не продолжаются за Альбруз-Мормульским сдвигом, который служит южным ограничением складчатой системы Таджикской депрессии.

Происхождение структурной дуги, образованной складками и разломами Внешней зоны Памира и Таджикской депрессии, было изучено с помощью палеомагнитного метода.

Палеомагнитные данные

Палеомагнитные работы были начаты в Таджикской депрессии и во внешней дуге Памира в 60-е годы. При изучении палеомагнетизма меловых пород с применением низкотемпературной чистки было обнаружено отклонение измереннх палеомагнитных склонений от направления на референтный палеомагнитный полюс. По полученным данным были сделаны выводы о том, что территория Таджикской депрессии повернута против часовой стрелки на угол 10–20° или более [Абдуллаев, Ржевский, 1971], а тектонические структуры Заалайского хребта

повернуты по часовой стрелке на угол более 90° относительно структур Дарвазскрго хребта [Буртман, Гурарий, 1973]. Позднее были получены более надежные палеомагнитные данные для меловых и кайнозойских пород, распространенных в Таджикской депрессии, Внешней зоне Памира, Северо-Западном Куньлуне и на прилегающих территориях Тянь-Шаня и Таримской впадины. Результаты изучения палеомагнетизма пород нижнего мела Алайского и Гиссарского хребтов Тянь-Шаня приведены в табл. 2.5, палеомагнитные данные по породам нижнего мела и эоцена-миоцена Юго-Западного Гиссара, Таджикской депрессии и Внешней зоны Памира рассмотрены в этом разделе (табл. 4.3 и 4.4).

Доизучение незначительно изменило первоначальный результат (табл. 2.5, 4.3 и 4.4). Оно показало, что интерпретируемая палеомагнитная компонента стабильна в меловых породах в интервале температур 250–680°, а в породах эоцена–миоцена — в интервале 200–680°. Это делает возможным использовать данные по коллекциям, которые изучены с применением палеомагнитной термочистки до 400–500° и не были подвергнуты доизучению. Таковы палеомагнитные направления на участках Мионаду и Гулома в породах мелового возраста (табл. 4.3) и на участках Чильдара, Хипшун и Кызыларт в породах эоцен-миоценового возраста (табл. 4.4).

Таблица 4.3. Палеомагнитные склонения в породах нижнего мела на участках, расположенных в Юго-Западном Гиссаре, Таджикской депрессии и Внешней зоне Памира

Участок	Пункт на рис. 4.11	D°	α ₉₅ °	αD°	R°	Литературный источник	
Дербент (репер)	K	6	3	5	(+) 5±5	Bazhenov et al., 1994	
		-	_	_	0(*)		
Аксу	N	356	3	5	(+) 15±5	Bazhenov et al., 1994	
		_	_	_	(+) 10±6(*)	_	
Нурек-2	P	355	12	21	(+) 17±15	Pozzi, Feinberg, 1991	
		-	_	_	(+) 11±17(*)]	
Нурек-1	Q	324	5	9	(+) 48±7	Pozzi, Feinberg, 1991	
		_	_	_	(+) 42±7(*)		
Южный Дарваз	R	321	5	7	(+) 51±5	Bazhenov et al., 1994	
		-	_	_	(+) 45±7(*)		
		314	3	5	(+) 52±5(*)	Баженов, Буртман, 1990	
Рогун	T	359	4	6	(+) 13±8	Pozzi, Feinberg, 1991	
		1	_	_	(+) 7±7(*)		
Мионаду	V	8	3	4	(+) 4±3	Баженов, Буртман, 1990	
		_	_	_	(-) 2±5(*)		
Гулома	Y	40	12	14	(-) 28±1	Баженов, Буртман, 1990	
		-	_	_	(-) 34±12(*)		

Примечание. D — палеомагнитное склонение, α_{95} — радиус круга доверия для палеомагнитного вектора, α D — полуинтервал доверия для палеомагнитного склонения, R — угол поворота против часовой стрелки (+) или по часовой стрелке (−) относительно направления на евразийский палеомагнитный полюс [Besse, Courtillot, 1991] и (*) — относительно палеомагнитного склонения в породах нижнего мела на участке Дербент.

Коллекции меловых и эоцен-миоценовых пород участков Южный Дарваз, Кызылэшме, Сугут и Талдыбулак (рис. 4.11) первоначально были изучены с применением палеомагнитной термочистки до 400–500 °C [Баженов, Буртман, 1990; Bazhenov, Burtman, 1981]. Позднее они были доизучены с применением высокотемпературной термочистки и компонентного анализа [Bazhenov et al., 1994; Thomas et al., 1994].

Юго-Западный Гиссар и западная часть Таджикской депрессии. Горы Южного Тянь-Шаня, расположенные в междуречье Сурхандарьи и Кашкадарьи, объединяют под названием Юго-Западный Гиссар.

В этих горах (на участках Декханабад и Дербент) и в западной части Таджикской депрессии изучен палеомагнетизм пород нижнего миоцена и нижнего мела.

Таблица 4.4. Палеомагнитные склонения в породах эоцена-миоцена на участках, расположенных в Юго-Западном Гиссаре, Таджикской депрессии и Внешней зоне Памира

Участок	Пункт на рис. 4.11 и 4.12	Возраст	D°	α ₉₅	αD°	R°	Литературный источник
Дехканабад (репер)	J	Mio_1	3	9	10	0(*)	Chauvin et al., 1996
Пулхаким	L	Mio ₁	349	13	16	(+) 21±13	Thomas et al., 1994
			_	_	_	(+) 14±15(*)	
Пайрягатау	M	Mio ₁	336	12	14	(+) 35±12	Thomas et al., 1994
			_	_	_	(+) 27±14(*)	
Аксу	N	Mio ₁	347	15	18	(+) 24±15	Thomas et al., 1994
			_	_	_	(+) 17±16(*)	
Калининабад	0	Oli ₂ -Mio ₁	310	9	11	(+) 53±11(*)	Thomas et al., 1994
Южный Дарваз	R	Eoc ₂ -Mio ₁	312	11	13	(+) 59±10	Thomas et al., 1994
			_	_	_	(+) 52±13(*)	
			305	7	8	(+) 58±7(*)	Баженов, Буртман, 1990
Turani	C	Ol: Mia	317	11	13	(+) 54±12	Thomas et al., 1994
Тукайнарон	S	Oli ₂ -Mio ₁	_	_	_	(+) 46±14(*)	
Чильдара	U	Oli-Mio ₁	352	7	8	(+) 11±8(*)	Баженов, Буртман, 1990
Хипшун	W	Eoc ₄ -Mio ₁	329	7	9	(+) 34±9(*)	Баженов, Буртман, 1990
Кызыларт	Z	Eoc ₃ -Mio ₁	37	5	7	(-) 34±7(*)	Баженов, Буртман, 1990

Примечание. D — палеомагнитное склонение, α_{95} — радиус круга доверия для палеомагнитного вектора, αD — полуинтервал доверия для палеомагнитного склонения, R — угол поворота против часовой стрелки (+) или по часовой стрелке (–) относительно палеомагнитного направления на евразийский палеомагнитный полюс [Besse, Courtillot, 1991] или (*) — относительно палеомагнитного склонения в породах нижнего миоцена на участке Дехканабад. Oli — олигоцен, Eoc — эоцен, Mio — миоцен.

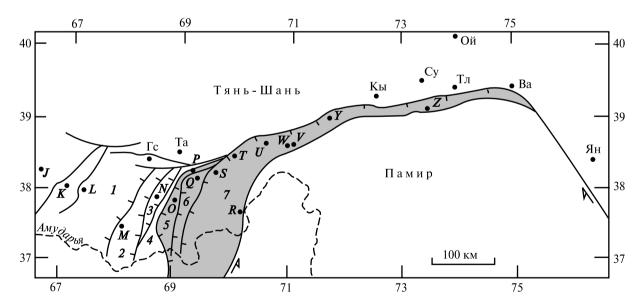


Рис. 4.11. Участки палеомагнитных исследований. Линиями обозначены главные разломы. Внешняя зона Памира тонирована

I-7— тектонические единицы: I — Бабатагская, 2 — Ренган-Кызымчекская, 3 — Даганакиик-Уруктауская, 4 — Вахшская, 5 — Каратауская, 6 — Сарсарьяк-Санглакская, 7 — Куляб-Заалайская.

Южная окраина Алая и западная окраина Тарима, участки: Ва — Вакюа, Гс — Гиссар, Кы — Кызылэшме, Ой — Ойтал, Су — Сугут, Та — Такоб, Тл — Талдыбулак, Ян — Янгцзиша, см. табл. 2.5

На участке Декханабад (J, рис. 4.11 и табл. 4.4) в бассейне р. Кичик-Урядарья на крыльях синклинальной складки изучен палеомагнетизм раннемиоценовых пород больджуанской свиты. Континентальные красноцветные песчаники и алевролиты этой свиты содержат пыльцу раннего миоцена [Расчленение..., 1976]. Они согласно, а иногда — с размывом, залегают на породах шурысайского горизонта, возраст которого определяют моллюски олигоцена и фораминиферы и остракоды раннего миоцена [Давидзон и др., 1982; Минакова и др., 1975]. В отложениях, перекрывающих больджуанскую свиту, найдены остракоды раннего—среднего миоцена и череп мастодонта среднего—позднего миоцена [Расчленение..., 1976].

На участке *Дербент* (*K*, рис. 4.11) изучен палеомагнетизм пород нижнего мела. Западнее пос. Дербент на крыльях антиклинали гор Сузыстау и Куштан изучены песчаники из верхней части разреза карабильского горизонта (берриасваланжин).

Вблизи западной границы Таджикской депрессии в Бабатагской тектонической единице на участке Π улхаким (L, рис. 4.11 и табл. 4.4) на крыльях антиклинальной складки гор Агатачагыл и Джетымкаляс изучены нижнемиоценовые породы больджуанской свиты.

На территории Ренган-Кызымчекской тектонической единицы в бассейне р. Кафирниган на участке Пайрягата (М, рис. 4.11 и табл. 4.4) на западных крыльях Пайрягатауской и Кафирниганской синклинальных складок, на крыльях синклинали гор Кашкарача и на северной периклинали антиклинальной складки гор Ичкоран изучены нижнемиоценовые породы больджуанской свиты. В Даганакиик-Аруктауской тектонической единице на участке Аксу (N, рис. 4.11 и табл. 4.4) в горах Эсамол на крыльях и в ядре Даганакиикской антиклинали изучены породы валанжина-альба. На том же участке — на западном крыле Даганакиикской антиклинали по долине Аксу и в северной части гор Аруктау (у пос. Ганджина) изучены породы нижнего миоцена.

Внешняя зона Памира. В Каратаусской тектонической единице Внешней зоны Памира расположены два участка палеомагнитных исследаваний.

Участок *Калининабад* (*O*, рис. 4.11 и табл. 4.4) находится в 25 км северо-восточнее г. Кургантюбе на правом берегу р. Вахш. На крыльях синклинальной складки гор Халмурат-тюбе изучены породы шурысайского горизонта олигоцена (хаттский ярус) и больджуанской свиты (нижний миоцен).

Участок *Нурек-2* (*P*, рис. 4.11 и табл. 4.4) находится на территории северной части Каратауской тектонической единицы. Палеомагнитный вектор получен по породам берриаса—апта, распространенным в районе перевала Зардолу.

В Сарсарьяк-Санглакской тектонической единице расположен участок $Hype\kappa$ -1 (Q, рис. 4.11 и табл. 4.3). Палеомагнитное склонение определено в породах берриаса—апта, которые обнажены вблизи Hypekckoй плотины на p. Baxim.

В Куляб-Заалайской тектонической единице (7, рис. 4.11) палеомагнитные данные получены на восьми участках.

Участок *Южный Дарваз* (рис. 4.12; *R*, рис. 4.11 и табл. 4.3 и 4.4) занимает территорию юго-западной части Дарвазского хребта и хребта Хазретишох. На этом участке в девяти пунктах изучены породы мела, эоцена-олигоцена (от бартонского до хаттского ярусов) и раннего миоцена. Породы мела слагают здесь деформированную моноклиналь. В южной части участка исследован разрез меловых пород вдоль р. Хирманджой. В нижней части разреза слои полого падают на запад, выше залегание становятся вертикальным, затем — опрокинутым с падение слоев на восток под углом от 40 до 70°. Нижнемеловые породы изучены также из слоев в опрокинутом залегании в долинах рек р. Дехивайрон, Щучпоён и севернее пос. Нимдара. Породы эоцена, олигоцена и раннего миоцена изучены на этом участке в крутой моноклинали в хребте Хозретиши по притокам рек Пяндж и Обиминьоу (реки Хирманджой, Дехивайрон, Хутхам, Щучпаён).

Участок *Тукайнарон* (*S*, рис. 4.11 и 4.12, табл. 4.4) находится в 4 км северо-западнее пос. Больджуан в долине р. Талхак-Тукайнарон. На крыльях Руюртской антиклинали изучены породы шурысайского горизонта (хаттский ярус олигоцена) и больджуанской свиты (нижний миопен).

На участке *Рогун* (*T*, рис. 4.11 и 4.12, табл. 4.3) определено палеомагнитное склонение в породах нижнего мела.

Участок Чильдара (U, рис. 4.11 и 4.12, табл. 4.4) находится на западном окончании хребта Петра Первого. На этом участке в долине р. Обихингоу и на ее правых притоках на крыльях Чильдаринской антиклинали и сопряженной с нею синклинали изучены красные песчаники олигоцена и нижней части разреза бальджуанской свиты, имеющей раннемиоценовый возраст.

Участок Xип μ (W, μ рис. 4.11 и 4.12, табл. 4.4) также расположен в хребте Петра Первого. На

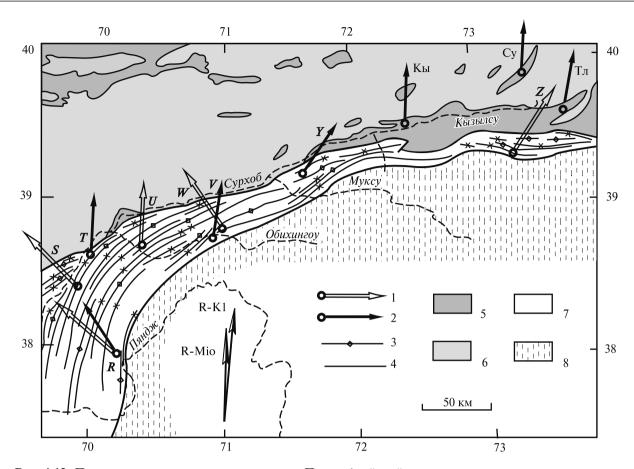


Рис. 4.12. Палеомагнитные склонения в породах Памир-Алайской зоны

1, 2 — палеомагнитные склонения в породах эоцена-миоцена (1) и раннего мела (2); 3, 4 — простирание цепей антиклинальных (3) и синклинальных (4) складок во Внешней зоне Памира; 5, 6 — Тянь-Шань (5 — кайнозой и мезозой, 6 — палеозой); 7 — Внешняя зона Памира; 8 — внутренние зоны Памира

R-K1, R-Mio — референтные направления палеомагнитного склонения для раннего мела и раннего миоцена. *R-Z* — участки палеомагнитных исследований во Внешней зоне Памира, см. табл. 4.3 и 4.4; Кы, Су, Тл — участки палеомагнитных исследований в Тянь-Шане, см. табл. 2.5

юго-восточном крыле синклинали гор Сурхку на правом борту долины р. Обихингоу около кишлака Хипшун изучены красноцветные песчаники эоцена, олигоцена и нижнего миоцена.

Участок *Мионаду* (*V*, рис. 4.11 и 4.12, табл. 4.3) находится вблизи одноименного поселка на северо-западном склоне Дарвазского хребта. Породы нижнего мела слагают здесь крутую моноклиналь, опрокинутую на северо-запад. Они изучены в долинах левых притоков р. Обихингоу—Исханакдарья и Обикашкашук.

На участке *Гулома* (*Y*, рис. 4.11 и 4.12, табл. 4.3) в Заалайском хребте в верховьях левого притока р. Гулома изучены породы нижнего мела в опрокинутом залегании.

Участок *Кызыларт* (*Z*, рис. 4.11 и 4.12, табл. 4.4) находится в восточной части Заалайского хребта. На этом участке в долине р. Кызыларт выше устья р. Атджайляу на крыльях синклина-

ли и в верховьях р. Хатынканыш восточнее перевала Кызыларт изучены красноцветные аргиллиты и алевролиты риштанских слоев эоцена и песчаники и алевролиты позднего олигоцена — раннего миоцена.

Деформация Внешней зоны Памира и Таджикской депрессии

Палеомагнитные склонения в породах мела, палеогена и миоцена в Таджикской депрессии и Внешней зоне Памира испытали вращение, величина которого изменяется в зависимости от положения изученного участка.

Для миоцена местным репером может служить палеомагнитное склонение (CB 3°, при $\Delta D = 10^{\circ}$), которое определено в Юго-Западном Гиссаре на участке Дехканабад (J, рис. 4.11 и

табл. 4.4). Этот участок находится за пределами территории, на которой происходили интенсивные вращения.

Среднее раннемеловое палеомагнитное склонение на окраинах Алая и Тарима — около 6° — вычислено по данным, полученным на участках Гиссар, Такоб, Ойтал, Вакюа (Гс, Та, Ой, Ва, рис. 2.36, 4.11 и табл. 2.5). Такое же склонение (СВ 6° , при $\Delta D = 5^{\circ}$) определено в Юго-Западном Гиссаре на участке Дербент (K, рис. 4.11 и табл. 4.3). Оно может быть местным репером для раннего мела. Ниже, при рассмотрении кинематики деформаций региона, будут использоваться углы вращения, вычисленные относительно палеомагнитных склонений в этих гиссарских реперах (табл. 4.3 и 4.4).

Рассмотрим кинематику деформаций в Таджикской депрессии и Внешней зоне Памира в направлении с запада на восток. В Бабатагской структурной единице на участке Пулхаким палеомагнитное склонение в породах миоцена отклонено от склонения в репере на угол, который меньше возможной ошибки измерения.

В Ренган-Кызымчекской структурной единице участок Пайрягатау повернут на 27±14° против часовой стрелки. В Даганакиик-Аруктауской единице меловые и миоценовые палеомагнитные склонения на участке Аксу также повернуты против часовой стрелки. При этом величина угла поворота палеомагнитного склонения в породах мелового возраста этого участка относительно гиссарского репера близка величине угла поворота склонения в миоценовых породах этого участка и находится в пределах доверительного интервала угла поворота участка Пайрягатау. В

такой ситуации более точный результат — вращение против часовой стрелки на $10\pm6^{\circ}$ — ближе к истинному углу поворота Ренган-Кызымчекской и Даганакиик-Аруктауской тектонических единиц.

Каратауская тектоническая единица и ее складки имеют дугообразную форму в плане. Участок Калининабад, который повернут на 53±11° против часовой стрелки, расположен в части дуги, имеющей север–северо-восточное простирание, а участок Нурек-2, который повернут на 11±17°, находится в части дуги с восток–северо-восточным про-

стиранием. Угол между простираниями складок близок к 50°, разница между палеомагнитными склонениями составляет 42±16°. Следовательно, современная дугообразная форма Каратауской тектонической единицы вторична и является следствием поворота юго-восточного крыла дуги относительно ее северного крыла.

Участок Нурек-1, принадлежащий Сарсарьяк-Санглакской тектонической единице, находится в сложном тектоническом узле, где складки имеют разное направление. В публикации палеомагнитных данных [Роzzi, Feinberg, 1991] структурное положение и простирание исследованных пород не указаны. Величина поворота палеомагнитного склонения (42±7° против часовой стрелки) соизмерима с углами вращения, определенным в соседних структурных единицах в структурах север-северо-восточного простирания. Вероятно, она характеризует поворот всей Сарсарьяк-Санглакской единицы.

Куляб-Заалайская структурная единица. На юге Куляб-Заалайской структурной единицы на участке Южный Дарваз палеомагнитные склонения в породах нижнего мела и эоцена-миоцена отклонены от направлений в гиссарских реперах на углы 52±13° и 45±7°, соответственно. Эти данные свидетельствуют о повороте участка на 49±12° против часовой стрелки. Участок Тукайнарон повернут на 46±14° против часовой стрелки.

Севернее, на широте р. Обихингоу, углы вращения в Куляб-Заалайской единицы уменьшаются до среднего значения 7±9° для участков Чильдара, Рагун и Мианаду. Здесь же находится участок Хипшун с аномальным палеомагнитным

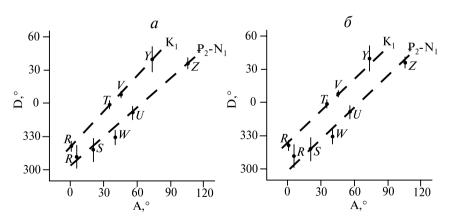


Рис. 4.13. Графики соотношений между палеомагнитными склонениями (D°) в породах нижнего мела и эоцена–миоцена (см. табл. 4.3 и 4.4) и направлениями (A°) осей складок в Куляб-Заалайской тектонической единице. R–Z — пункты на рис. 4.11, вертикальными линиями показаны интервалы доверия палеомагнитных данных. Пояснения a и b см. в тексте

склонением, повернутым на 34±9° против часовой стрелки. На этом участке имеет место также аномалия в соотношении между палеомагнитным склонением и простиранием складок, которое выдержано на других участках структурной единицы (рис. 4.13). Обе аномалии, вероятно, вызваны локальным вращением при левосдвиговом смещении по Хингоускому разлому, который находится на участке Хипшун.

Северо-восточнее, на участке Гулома палеомагнитное склонение повернуто на $34\pm12^{\circ}$ в другую сторону — по часовой стрелке. Этот результат подтверждают данные, полученные на участке Кызыларт, который испытал вращение на $34\pm7^{\circ}$ по часовой стрелке.

Куляб-Заалайская структурная единица имеет форму дуги. На графике соотношений между простиранием осей складок в Куляб-Заалайской единице и палеомагнитными склонениями (рис. 4.13) видно, что эти соотношения имеют линейный характер. Угол наклона палеоген-раннемиоценового графика по отношению к горизонтальной оси около 40°. Это свидетельствует о том, что Куляб-Заалайская единица в раннем миоцене была почти прямолинейной и изогнута в дугу после раннего миоцена.

Более крутой наклон раннемелового графика (а, рис. 4.13) свидетельствует о небольшой деформации, которую структурная единица могла испытать в интервале поздний мел — эоцен [Баженов, Буртман, 1990]. Между тем, структурно-геологические данные о деформации Внешней зоны Памира в позднем мелу — эоцене не известны. В связи с этим следует заметить, что угол между графиками для раннего мела и эоцена-миоцена невелик. Используя доверительные интервалы палеомагнитных определений можно перестроить эти графики в виде параллельных линий (δ , рис. 4.13). Это соответствует геологическим данным об отсутствии деформации в позднем мелу — эоцене и относит деформацию внешней зоны Памира к времени после раннего миоцена, что ближе к истине.

Обсуждение и выводы. Выше подразумевалось, что палеомагнитное склонение вращалось вместе с тектонической единицей или значительной ее частью. Вместе с тем, принципиально возможны модели, основанные на локальных вращениях изученных участков, когда каждый участок вращался вокруг своей оси. Такие вращения не сопровождаются большими перемещениями. Построенная таким способом реконструкция была предложена для территории Таджикской депрессии и западной части Внеш-

ней зоны Памира [Ржевский, 1977]. Имеются веские доводы против применения модели локальных вращений ко всему рассматриваемому объекту. Складки и слои в рассматриваемом районе не фрагментированы, они выдержаны на больших расстояниях. В Куляб-Заалайской единице складки образуют цепи (вследствие ундуляции шарниров), которые можно проследить на сотни километров. Результаты фациального анализа отложений свидетельствуют о больших перемещениях и тектоническом сближении фациальных зон. Все это нельзя увязать с упомянутой моделью локальных вращений всех участков в Таджикской депрессии и Внешней зоне Памира. Сказанное выше не отрицает возможность локального вращения в том или ином районе. Выше были приведены доводы о вероятности такого вращения на участке Хипшун.

Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что тектонические единицы Таджикской депрессии и Внешней зоны Памира после раннего миоцена были деформированы и повернуты относительно окружающих с запада, севера и востока территорий Юго-Западного Гиссара, Южного Тянь-Шаня и Таримской платформы. В Куляб-Заалайской дуге Кулябский сегмент, имеющий субмеридиональное простирание, испытал вращение против часовой стрелки на 49±12°. Петровский сегмент, который имеет в настояшее время восток-северо-восточное простирание, сохранил первоначальное направление. Заалайский сегмент, имеющий ныне широтное простирание, повернут по часовой стрелке на 34±7°.

Реконструкция формы Внешней зоны Памира по палеомагнитным данным свидетельствует о том, что в раннем миоцене эта зона была почти прямолинейной и имела в древней системе координат восток—северо-восточное направление. В современной системе координат ее простирание было в интервале СВ 50–60°.

Перемещение Северного Памира после раннего миоцена

Величину перемещения Северного Памира после раннего миоцена можно оценить с помощью данных о палеомагнитных склонениях. Для этой цели по палеомагнитным данным была реконструирована форма Копетдаг-Северопамирской тектонической зоны (рис. 4.14) и одноименного триасового вулканического пояса. На Памире границами Копетдаг-Северопамирской тек-

тонической зоны служат сутуры палеозойских океанических бассейнов, отмеченные офиолитами каменноугольного возраста: Калайхумб-Ойтаг — на севере и Ванч-Дзинша — на юге (см. главу 6). Между сутурами находится древний сиалический блок Курговат-Яркенд и зона развития островодужных вулканитов каменноугольного возраста. Эта зона палеозойских вулканитов и офиолитов прослежена из Северного Памира в хребты Западный Гиндукуш и Парапамиз, Туркмено-Хорасанские горы и на северный склон хребта Биналуд [Баженов, Буртман, 1982, 1990]. Офиолиты и вулканогенные породы каменноугольного и триасового возраста, распространенные в Копетдаг-Северопамирской тектонической зоне, выражены положительными аномалиями в магнитном поле. Это позволило проследить рассматриваемую зону на территориях, закрытых четвертичными отложениями.

Копетдаг-Северопамирский триасовый вулканический пояс. На Северном Памире на палеозойских породах лежит толща конгломератов и туфопесчаников, содержащая горизонты базальтов, андезито-базальтов, андезитов, туфов и углистых сланцев с флорой среднего—позднего триаса. Верхняя часть триасового разреза образована базальтами, андезито-базальтами, андезитами, туфоми, туфопесчаниками, туфоконгломератами с прослоями песчаников, алевролитов и пластов углей с отпечатками флоры позднего триаса [Лучников, Полянский, 1974; Расчленение..., 1976].

На северном склоне Западного Гиндукуша на палеозойских породах лежит терригенная толща с аммоноидеями и пелециподами среднего триаса и карнийского яруса. Верхняя часть разреза триаса представлена чередованием туфопесчаников, туфов и лав андезито-базальтового и риолитового состава, алевролитов и аргиллитов с отпечатками флоры. В северных предгорьях Западного Гиндукуша мощность триасовых вулканогенно-осадочных отложений достигает 7 км [Колчанов и др., 1970].

Из Гиндукуша рассматриваемая толща протягивается в хребты Парапамиз и Банди-Туркестан. В хребте Банди-Туркестан распространены песчаники и аргиллиты с горизонтами дацитов и прослоями известняков с ископаемой фауной карнийского века [Егупов, 1966].

В Парапамизе триасовые отложения с угловым несогласием лежат на пермских породах. Восточнее г. Герата (в горах Кохи-Довиндар) вулканогенные породы содержатся в виде прослоев среди терригенно-карбонатных осадков раннего триаса и широко представлены в разрезе верхнего триаса. Нижняя часть этого разреза, имеющего мощность более 2000 м, сложена пестроцветной толщей туфогенных вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов с горизонтами лав и лавобрекчий андезитобазальтового и андезитового состава. Верхняя часть разреза сложена мощной толщей лав, лавобрекчий и туфолав андезитового и трахитово-

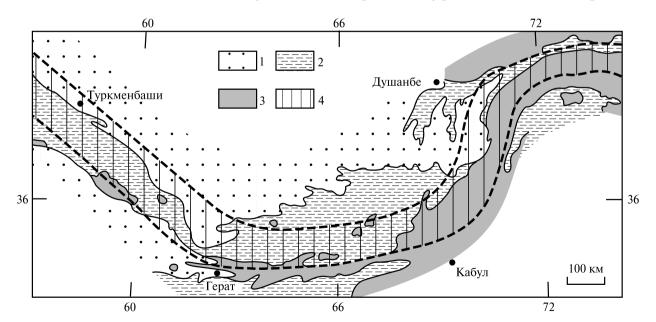


Рис. 4.14. Копетдаг-Северопамирская тектоническая зона

1 — неоген и четвертичная система; $\overline{2}$ — палеоген и мел; 3 — триас, палеозой и допалеозой; 4 — Копетдаг-Северопамирская тектоническая зона

го состава [Кулаков и др., 1969]. Из района г. Герата полоса распространения вулканогенных отложений позднего триаса протягиваются на северо-запад на южный склон Копетдага. Далее на северо-запад пояс триасовых вулканитов продолжается через Туаркыр на Северный Кавказ и Предкавказье [Хаин, 1979].

Севернее вулканического пояса триас представлен терригенными обломочными отложениями [Егупов, 1966; Колчанов и др., 1970; Славин, 1976], южнее вулканического пояса — на территории Центрального Памира, Афганистана и Восточного Ирана распространены карбонатные и терригенно-карбонатные триасовые отложения [Расчленение..., 1976; Геология... Афганистана, 1980; Clapp, 1940].

Копетдаг-Северопамирский вулканический пояс и одноименная тектоническая зона прослежены по обнажениям и магнитным аномалиям от Северного Памира через Западный Гиндукуш и Парапамиз до Копетдага. Были высказаны предположения о формировании пород рассматриваемого вулканического пояса в рифтогенных впадинах [Баженов, Буртман, 1990; Славин, Хаин, 1980] или в связи с субдукцией коры морского бассейна, расположенного южнее вулканического пояса [Хаин, 1979]. На Северном Памире формирование триасовых вулканических пород могло быть обусловлено субдукцией коры океанического бассейна Ванч-Дзинша, которая происходила в триасовое время [Буртман, 2006].

Реконструкция формы Копетдаг-Северопамирской тектонической зоны в миоцене. На Северном Памире на породах триаса несогласно залегает угленосная толща с флорой лейаса, аалена и байоса. Батский ярус и верхняя юра представлены пестроцветными песчаниками, алевролитами, глинами и гипсами [Лучников, Полянский, 1974; Расчленение..., 1976]. На юре лежат породы мела, палеогена и миоцена, по которым были получены описанные выше палеомагнитные данные. Эти данные свидетельствуют о формировании дуги Памира после раннего миоцена. До этого тектонические зоны Северного Памира имели восток—северо-восточное направление.

В хребте Копетдаг на породах палеозоя и триаса несогласно лежит континентальная угленосная толща лейаса. Выше по разрезу ее сменяют карбонатно-терригенные отложения с ископаемой фауной средней и поздней юры и мела [Вальбе, 1967]. В Копетдаге было проведено изучение палеомагнетизма пород альба, верхнего мела и палеоцена Копетдага [Баженов, Буртман 1990; Ваzhenov, 1987]. Полученные данные свидетельствуют о том, что современный структурный план Копетдага первичен. Доскладчатые палеомагнитные склонения в породах альба–сеномана (19±4°) и турона–палеоцена (12±2°) близки к направлениям на соответствующие по возрасту евразийские палеомагнитные полюсы, что говорит об отсутствии вращения Копетдага относительно Евразии.

Копетдаг-Северопамирская тектоническая зона очерчивает две структурные дуги (рис. 4.15). Копетдаг-Дарвазская дуга обращена вершиной на юг. С ней сопряжена дуга Северного Памира. Южный Дарваз — общее (соединительное) крыло сопряженных дуг. Судя по палеомагнитным и геологическим данным, Копетдагское крыло Копетдаг-Дарвазской дуги в меловое время и позднее было жестко связано с Евразией. Это крыло служит якорем, который позволяет реконструировать позицию Дарвазского крыла дуги, опираясь на данные о палеомагнитных склонениях в породах Северного Памира.

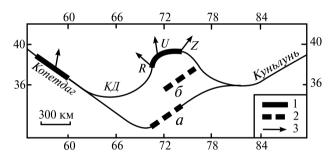


Рис. 4.15. Реконструкция положения Северного Памира в раннем миоцене по палеомагнитным (a) и геологическим (δ) данным

1 — участки Копетдаг-Северопамирской дуги, на которых был изучен палеомагнитизм горных пород, 2 — реконструкция формы и положения в раннем миоцене изученного участка Северного Памира, 3 — палеомагнитные склонения в породах палеогена — раннего миоцена. $K\!\mathcal{I}$ — Копетдаг-Дарвазская дуга, R, U, Z — пункты на рис. 4.11

В раннем миоцене, как было показано выше, тектонические зоны Северного Памира, включая Дарваз, имели простирание 50–60° (в современной системе координат). Следовательно, в раннем миоцене Памирской дуги еще не было, а Копетдаг-Дарвазская дуга уже была. Дарвазское крыло Капетдаг-Дарвазской дуги в раннем миоцене включало весь Северный Памир

Одним из условий реконструкции было сохранение протяженности Копетдаг-Дарвазской дуги. Другое условие реконструкции связано с тем, что тектонические зоны Северного Памира продолжаются в Западный Куньлунь, где приобретают северо-западное простирание. На реконструкции (*a*, рис. 4.15) территория Северного Памира в

раннем миоцене была удалена на 600 км от Алая. Это оптимальное, с точки зрения логики реконструкции, расстояние между Памиром и Тянь-Шанем является наибольшим, которое возможно в указанных условиях. Более близкое к Алаю положение Северного Памира (δ , рис. 4.15) возможно при более сложной связи между Памиром и Западным Куньлунем в миоцене — добавлению на реконструкцию горизонтальной флексуры или разрыва структуры сдвигом.

4.3. Реконструкция территории Таджикской депрессии в плиоцене

Сокращение области сближения Памира и Тянь-Шаня (104) — Палинспастическая реконструкция Таджикской депрессии (104)

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

Попытки получить эту информацию относятся в первую очередь к Таджикской депрессии, для которой были предложены доскладчатые палинспастическое реконструкции геологических разрезов и реконструкции территории депрессии, основанные на этих разрезах. Качество таких построений зависит от качества использованных геологических разрезов.

В работе [Thomas, Cobbold et al., 1996] была предложена реконструкция территории Таджикской депрессии на основе геологических разрезов, которые были составлены до того, как бурением было доказано существование в депрессии пологих надвигов с большими амплитудами перемещения. Эта реконструкция не соответствует геологическом данным о строении района и палеомагнитным данным о величине вращения блоков Таджикской депрессии. Более реалистичные геологические разрезы были использованы для палинспастических реконструкций и определения сокрашения плошали депрессии при тектонических деформациях в работах [Буртман, 1999; Кравченко и др., 1990; Юнга, Яковлев, 2000; Bourgeois et al., 1997; Burtman, 2000; Hamburger et al., 1992; Yakovlev, Yunga, 2001].

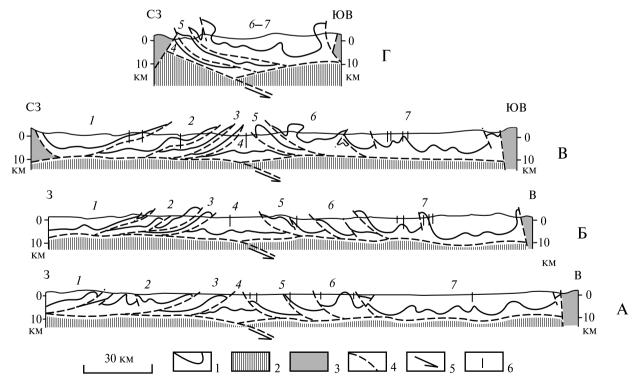


Рис. 4.16. Скелетные геологические разрезы (А, Б, В, Г) через Таджикскую депрессию и Внешнюю зону Памира, по данным [Беккер, 1996]. Положение разрезов см. на рис. 4.1

1 — подошва отложений палеогена, 2 — подсолевой фундамент — основание складчатой системы, 3 — палеозой Тянь-Шаня и Памира, 4 — разломы, 5 — направление субдукции континентальной коры, 6 — буровые скважины.

1-7 — тектонические единицы, см. рис. 4.1

Таблица 4.5. Поперечное сокращение тектонических единиц в позднем кайнозое в северной части Афгано-Таджикской депрессии вдоль геологических разрезов А-Г на рис. 4.1 и 4.18

Разрез	Тектоническая	LQ, km		I D	5 04		
	единица		складки	разломы	суммарное	LR, KM	Σ, %
A	1	19	4	_	4	23	17
	2	40	11	10	21	61	34
	3	14	2	15	17	31	55
	1-3	73	17	25	42	115	37
	4	6	3	16	19	25	76
	5	31	6	6	12	43	28
	6	18	5	2	7	25	28
	7	85	11	2	13	98	13
	5–7	134	22	10	32	166	19
	1 –7	213	42	61	103	316	33
Б	1	39	3	3	6	45	13
	2	19	4	20	24	43	56
	3	7	3	25	28	35	80
	1–3	65	10	48	58	123	47
	4	25	3	21	24	49	49
	5	21	4	5	9	30	30
	6	19	3	11	14	33	42
	7	68	26	1	27	95	28
	5–7	108	33	17	50	158	32
	1 –7	198	46	85	131	329	40
В	1	48	9	-	9	57	16
	2	23	3	30	33	56	59
	3	11	9	42	51	62	82
	1–3	82	21	72	93	175	53
	4	6	2	39	41	47	87
	5	9	7	16	23	32	72
	6	29	15	_	15	44	34
	7	66	10	12	22	88	25
	5–7	104	32	28	60	164	37
	1-7	192	55	139	194	382	51
Γ	4 _7	69	43	58	101	170	59

Примечание. LQ — современная ширина тектонических единиц на срезе 0 м над уровнем моря, LR — реконструированная ширина тектонических единиц в раннем миоцене, Σ — поперечное сокращение тектонических единиц в % к их первоначальной ширине.

Строение Таджикской депрессии хорошо изучено с помощью картировочных работ, геофизических исследований и бурения. Это обеспечило высокую надежность описанию геологических разрезов через Таджикскую депрессию, которые построил Я.А. Беккер [1996]. Они послужили основой для определения величины сокращения территории и палинспастических

построений в работах [Буртман, 1999; Burtman, 2000]. На рис. 4.16 помещены скелетные геологические разрезы. На них показана подошва палеогеновых отложений, служащая маркирующим горизонтом при расчетах сокращения территории Таджикской депрессии в результате образования складок и движений по разломам (табл. 4.5).

Сокращение области сближения Памира и Тянь-Шаня

Сравнение результатов, полученных для профилей А-Г (табл. 4.5), позволяет сделать следующие выводы. Степень сокращения территории убывает с севера на юг от 59% вдоль профиля Г до 33% на профиле А. При этом сокращение территории тектонических единиц западной части Таджикской депрессии (единицы 1–3 на рис. 4.11) по отношению к их первоначальной ширине в среднем в два раза больше, чем в восточной части депрессии (в единицах 5-7). Наибольшее сокращение испытал Вахшский рамп (единица 4) за счет перекрытия его соседними единицами. При этом сокращение Вахшского рампа за счет внутренних деформаций относительно невелико. Сокращение Внешней зоны Памира за счет внутренних деформаций достигает 100 км.

Таблица 4.6. Сокращение ширины Таджикской депрессии (в % от первоначальной) в результате позднекайнозойских тектонических процессов, определенное вдоль геологических разрезов А-Г на рис. 4.1

Путана опитану и на при	Геологические разрезы					
Литературный источник	A	Б	В	Γ		
Буртман, 1999	33	40	51	59		
Юнга, Яковлев, 2000	37	42	50	59		

Расчеты сокращения территории вдоль разреза В (табл. 4.5) находятся в согласии с палинспастическим профилем из упомянутой публикации. Результаты независимого анализа геологических разрезов Я.А. Беккера [1996] опубликованы в работах [Юнга, Яковлев, 2000; Yakovlev, Yunga, 20011. Оценки поперечного сокрашения площади Афгано-Таджикской депрессии и западной части Памир-Алайского района по профилям А-Г (табл. 4.6) получились близкими с результатами, изложенными в работах [Буртман, 1999; Burtman, 2000]. В статьях [Юнга, Яковлев, 2000; Hamburger et al., 1992; Yakovlev, Yunga, 2001] приведены расчеты сокрашения территории Куляб-Заалайской тектонической единицы вдоль геологических разрезов Д и Е, которые расположены в Памир-Алайском районе в 35 и 50 км к северо-востоку от разреза Γ (рис. 4.17; см. рис. 4.1). Величина сокращения вдоль разрезов Д и E (58% и > 55%) близка к рассчитанной мною величине сокращения разреза Г, равной 59% [Буртман, 1999].

Палинспастическая реконструкция Таджикской депрессии

На рис. 4.18 представлена палинспастическая реконструкция территории Таджикской депрессии, созданная на основе данных о сокращении поверхности вдоль профилей A, Б,

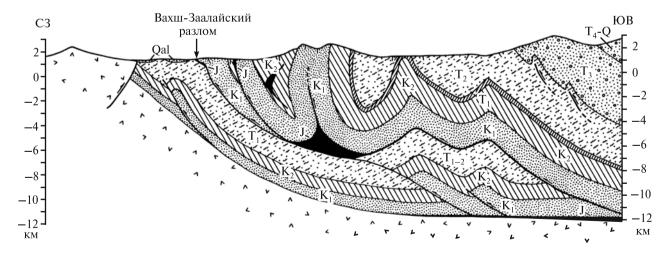
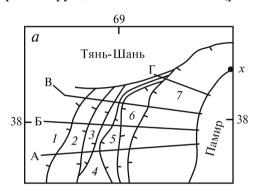


Рис. 4.17. Сбалансированный геологический разрез по линии Д на рис. 4.1 [Hamburger et al., 1992] Обозначения кайнозойских отложений: T_1 — палеоген, T_2 — миоцен, T_3 — миоцен, T_4 — плиоцен, T_4 — плиоцен–плейстоцен, Qal — четвертичный аллювий. Черной заливкой обозначены юрские эвапориты

В работе [Кравченко и др., 1990] был опубликован палинспастический профиль, который пересекает тектонические единицы *1–3* вблизи линии геологического разреза В на рис. 4.1.

В и Г вследствие тектонических деформаций (табл. 4.5). Трудности в определении времени формирования складок и движений по надвигам не позволяют точно датировать эту рекон-

струкцию. Вероятно, она отвечает плиоцену. На реконструкции, основанной на указанных выше данных, Куляб-Заалайская тектоническая единица (7) оказалась повернутой относительно современного положения на угол в 55° , что соответствует палеомагнитным данным о вращении этой единицы в рассматриваемом районе на $40-60^{\circ}$. Углы вращения других тектонических единиц также оказались в согласии с палеомагнитными данными. Величина сближения Памира и Тянь-Шаня (расстояние между пунктами x и x' на нижнем рисунке) в соответствии с реконструкцией — около 300 км (рис. 4.18).



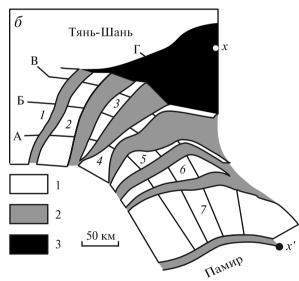


Рис. 4.18. Палинспастическая реконструкция территории Таджикской депрессии: современное положение тектонических единиц (I–7) в Таджикской депрессии (a) и реконструкция положения этих тектонических единиц до позднекайнозойской складчатости, основанная на данных о сокращении земной поверхности вдоль геологических разрезов А– Γ (см. рис. 4.1 и табл. 4.5) (δ)

1 — территория современных тектонических единиц; 2 — поверхность, сокращенная вследствие образования складок и перемещений по разломам; 3 — тектоническая «полынья» — площадь, сокращение которой не компенсировано наблюдаемыми структурными формами

На реконструкции возникла область зияния — обширная «полынья» между северо-восточной частью Вахшской тектонической единицы и Тянь-Шанем. На траверсе профиля Γ ширина этой тектонической «полыньи» более 100 км. «Полынья» появляется между профилями В и Γ — в районе, где с земной поверхности исчезают западные структурные единицы Таджикской депрессии. Возникновение «полыньи» свидетельствует об исчезновении части коры под Памиром вследствие континентальной субдукции [Вигtman, Molnar, 1993].

4.4. Реконструкция области сближения Памира и Тянь-Шаня

Фации мела и палеогена (105) — Палинспастические реконструкции (114)

Фации мела и палеогена

Изучение меловых и палеогеновых отложений Таджикской депрессии и Памир-Алайского района показало, что Вахш-Заалайский разлом разделяет разные фании меловых и палеогеновых отложений [Губин, 1940, 1960]. Это было интерпретировано как результат надвига Внешней зоны Памира, магнитуда которого оценена в 10–18 км. В работе [Суворов, Самыгин, 1965] было показано, что в северной части Таджикской депрессии фациальные границы меловых и палеогеновых отложений упираются в Вахшский надвиг и восточные продолжения фациальных зон перекрыты надвигом, магнитуда которого оценена в 100 км. В работе [Burtman, Molnar, 1993] был привлечен новый фактический материал и расширена территория, на которую распространяется фациальный анализ. Составленные фациальные карты свидетельствовали о том, что величина сближения Памира и Тянь-Шаня значительно превышает указанные выше оценки. Стало также ясно, что для получения полной картины фациальных зон как основы для оценки тектонических перемещений необходимо вовлечь в анализ геологические данные по территории Памира и его восточного обрамления. Результаты такой работы были опубликованы в статьях [Буртман, 1999; Burtman, 2000] и в более полном виде представлены здесь.

Рассматриваемая территория охватывает Восточно-Алайский, Алайский, Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты, горы Юго-

Западного Гиссара, Афгано-Таджикскую впадину, Памир-Алайский район, Памир, Северо-Западный Куньлунь, западную часть Таримской впадины и предгорья хребта Кокшаалтау.

На большей части региона, принадлежащей Таджикистану, Кыргызстану и Узбекистану, использованы хорошо документированные послойно описанные стратиграфические разрезы.

В Афганистане и в китайской провинции Синьцзянь стратиграфическое расчленение отложений менее детально и палеонтологические данные белнее.

Ранний мел. В раннем неокоме на территория Афгано-Таджикской впадины в континентальных условиях накапливались красноцветные обломочные и глинистые отложения. Море пришло с за-

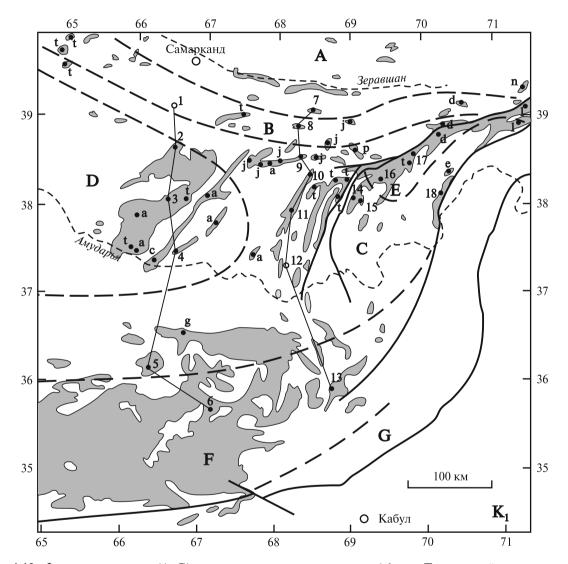


Рис. 4.19. Фациальные зоны (A–G) в отложениях раннего мела в Афгано-Таджикской впадине и ее горном обрамлении. Севернее р. Амударья тонированы площади распространения отложений мелового возраста, южнее р. Амударья породы мела объединены с нерасчлененными отложениями позднего мела — палеоцена. Границы раннемеловых фациальных зон обозначены пунктирными линиями, главные разломы — толстыми линиями. Залитые кружки обозначают разрезы, описанные по обнажениям, незалитые — по буровым скважинам. Стратиграфические колонки для участков 1–18 см. на рис. 4.20.

На рис. 4.19, 4.23 и 4.25 латинскими буквами обозначены источники информации о строении стратиграфических разрезов: а — [Акрамходжаев и др., 1971], b — [Андреев и др., 1972], с — [Браташ и др., 1970], d — [Бурмакин, Старшинин, 1967], е — [Власов и др., 1964], f — [Вялов и др., 1966], g — [Геология... Афганистана, 1980], h — [Давидзон и др., 1982], i — [Джалилов, 1963, 1971], j — [Джалилов и др., 1971], 1 — [Кафарский, Пыжьянов, 1970], п — [Марушкин, Ляшкевич, 1969], р — [Муфтиев, Шадчинев, 1967], q — [Надыршин, 1978], г — [Пояркова, 1959, 1969], s — [Рыскина, 1981], t — [Симаков, 19526, 1959], v — [Солун, Чепов, 1964], z — [Юртенев, Камалов, 1972]

пада [Ташлиев, Товбина, 1992]. Морская трансгрессия началась в готериве и была пульсирующей. В раннем барреме континентальные условия осадконакопления вновь охватывали всю депрессию. Новые наступления моря произошли в позднем барреме и в позднем альбе. Большую часть территории впадины и ее горного обрамления заняло Таджикское море и его лагуны.

Главным критерием для выделения раннемеловых фациальных зон в Таджикском седиментационном бассейне было соотношение между континентальным и морским осадконакоплением. В Афгано-Таджикской впадине такая фациальная зональность в целом симметрична по отношению к центральной зоне бассейна (рис. 4.19).

Большая часть северной внешней зоны (А, рис. 4.19) в раннем мелу была областью денудации. По окраинам этой области формировались континентальные осадки, которые трансгрессивно налегают на отложения разного возраста. Возраст подошвы этой толщи различен в разных частях зоны. Палеонтологическое обоснование имеют пресноводные отложения альба в разрезах 7 и 21 (рис. 4.20–4.22; см. рис. 4.19).

В северной периферийной зоне (В, рис. 4.19) распространены маломощные отложения раннего мела, которые трансгрессивно залегают на юрских породах, а чаще несогласно перекрывают палеозойские отложения. Нижняя часть разреза сложена красноцветными обломочными

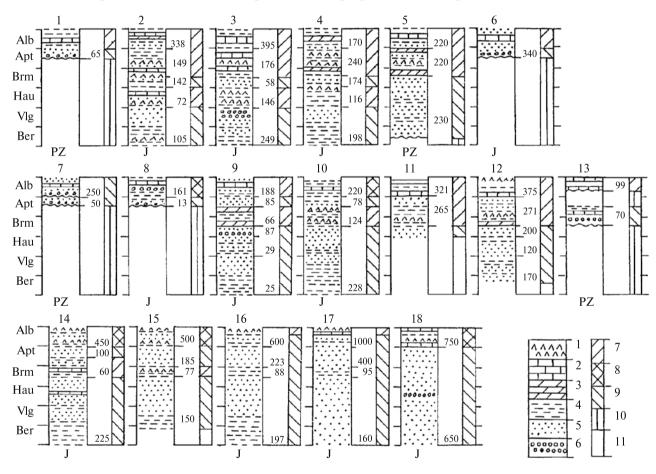


Рис. 4.20. Нижний мел Афгано-Таджикской впадины. Положение разрезов см. на рис. 4.19

1–6 — породы: 1 — гипсы, 2 — мелководные карбонаты, 3 — мергели, 4 — глины, 5 — песчаники и алевролиты, 6 — конгломераты; 7–11 — условия осадконакопления: 7 — морские (неритовые и лагунные), 8 — чередование морской и континентальной седиментации, 9 — континентальная седиментация, 10 — континентальная эрозия, 11 — информация отсутствует. Мощность отложений указана в м.

Разрезы: 1 — скважина Тепетай [Рыскина, 1981], 2 — Лянгар [Рыскина, 1981], 3 — Кансай [Акрамходжаев и др., 1971], 4 — Актаг [Симаков, 19526], 5 — Ширам [Браташ и др., 1970], 6 — Деханитор [Браташ и др., 1970], 7 — Рават [Джалилов и др., 1971], 8 — Канчоч [Джалилов и др., 1971], 9 — Сурхчашма [Джалилов и др., 1971], 10 — Северный Бабатаг [Симаков, 19526], 11 — Чоррох [Акрамходжаев и др., 1971], 12 — скв. Арыктау [Андреев и др., 1972], 13 — Пулихумри [Геология... Афганистана, 1980], 14 — Каратау [Филонов, Король, 1966], 15 — Сарсаряк [Симаков, 19526; Филонов, Король, 1966], 16 — Нурек [Симаков, 19526], 17 — Вахшский хребет [Муфтиев, Шадчинев, 1967], 18 — Иджудара [Власов и др., 1964]

породами, для которых вероятен аптский возраст. Выше лежат породы с морской фауной раннего и позднего альба, среди которых нередки горизонты континентальных красноцветных отложений. В промежуточной зоне (С, рис. 4.19) континентальные отложения формировались от берриаса до раннего баррема. Морские и лагунные отложения имеют возраст от позднего баррема до позднего альба. На многих участках морские, лагунные, пресноводные озерные и аллювиальные отложения чередуются в стратиграфическом разрезе апта и альба. В северовосточном направлении морские отложения баррема-альба сменяются лагунными (в разрезе 15, рис. 4.20), а затем — континентальными отложениями.

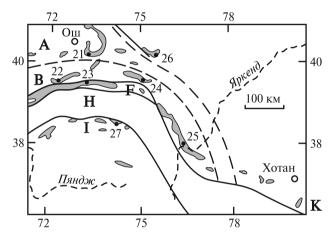


Рис. 4.21. Фациальные зоны (A, B, F, H, I) в отложениях мела на Памире, в Памир-Алайском районе и в западной части Таримской впадины. Стратиграфические колонки для участков 21–25 см. на рис. 4.22, условные обозначения — на рис. 4.19

В центральной зоне (D, рис. 4.19) берриас и валанжин представлены континентальными осадками. Накопление морских и лагунных отложений происходило от готерива до конца раннего мела, с перерывом в раннем барреме, когда условия седиментации были пресноводными озерными. О последнем свидетельствуют пресноводные моллюски, найденные в этом районе [Акрамходжаев и др., 1971; Мартинсон, 1969]. В Хозретишойски зоне (E, рис. 4.19) весь разрез нижнего мела образован породами континентального происхождения, исключая верхи альба, представленные отложениями лагуны.

Южная периферийная зона (F, рис. 4.19) подобна северной периферийной зоне. Накопление континентальных осадков началось здесь в барреме или апте, морские отложения содержат фауну среднего альба (разрез 13, рис. 4.20). Зона G (рис. 4.19) — вероятный аналог зоны A, но раннемеловые отложения в зоне G не известны.

В готериве край морского бассейна находился на границе между зонами С и D. После раннебарремской регрессии началась трансгрессия моря и в позднем барреме край морского бассейна был на границе зоны С с зонами В, Е и F. В апте и альбе морская граница мигрировала во время трансгрессий и регрессий в пределах зон В, С, Е и F. При максимальной трансгрессии (в позднем альбе) море распространялось на север до границы между зонами А и В. Во внешней зоне Памира позднеальбская трансгрессия достигла меридиана 72° в.д., к востоку от которого нижний мел представлен лишь континентальными отложениями.

У северной границы Центрального Памира распространены отложения раннего мела, разрез которых подобен разрезу отложений Таджикского моря. На северном склоне хребта Зорташкол (27, рис. 4.21) на красноцветных песчаниках и пресноводных озерных осадках залегают алевролиты, глины, известняки с прослоями гипса и каменной соли и с морской фауной среднегопозднего альба [Расчленение..., 1976; Швольман, 1977]. В более южных районах Центрального Памира нижний мел представлен континентальными обломочными отложениями.

Южная граница позднеальбского Таджикского моря находится на севере Центрального Памира. На востоке морская трансгрессия достигала 75° в.д. Трудно решить вопрос о границах этого моря на территории внутренней зоны Северного Памира (Н, рис. 4.21), где ныне меловых пород нет. В гальке нижнемеловых конгломератов зорташкольского разреза (27, рис. 4.21) узнают палеозойские породы Северного Памира [Швольман, 1977], но направление потоков не было определено. Поэтому рассматриваемый залив Таджикского моря мог быть как узким, так и широким, охватывающим большую часть Северного Памира.

На территории Афганистана положение южной границы альбского Таджикского моря не известно. Морские отложения среднего-позднего альба распространяются в южном направлении до Западного Гиндукуша. Далее к югу нет обнажений пород нижнего мела вплоть до прогиба Фарахруд в Южном Афганистане, где развиты альпийские фации морского раннего мела. Вероятно, южная граница Таджикского моря протягивается из Центрального Памира в Западный Гиндукуш.

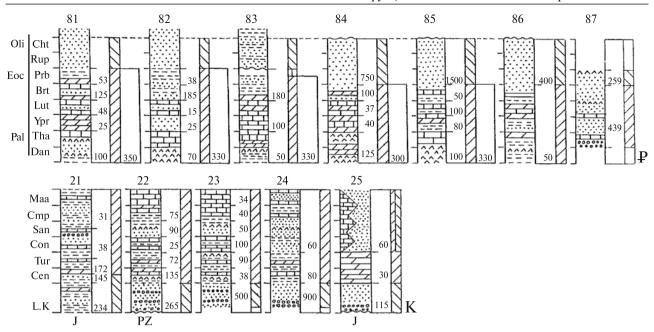


Рис. 4.22. Мел и палеоген на Памире, в Памир-Алайском районе и в западной части Таримской впадины Положение разрезов см. на рис. 4.21 и 4.27. Условные обозначения см. на рис. 4.20

Разрезы: 21 — Наукат [Сочава, 1965], 22 — Дараут [Пояркова, 1969, с изменениями], 23 — Бордоба [Пояркова, 1969, с изменениями], 24 — Кызылой [Синицын, 1957], 25 — Яркенд-дарья [Казьмин, Фараджев, 1961]; 81 — Кызыларт [Козлов, Артемов, 1966], 82 — Гульча [Козлов, Артемов, 1966], 83 — Чат [Синицын, 1957], 84 — Казыкарт [Синицын, 1957], 85 — Яркенд-1 [Синицын, 1957], 86 — Яркенд-2 [Синицын, 1957], 87 — Куча (Куче) [Уіп, Nie, 1996]

Поздний мел. В позднем мелу Таджикский морской бассейн занимал всю территорию Афгано-Таджикской впадины и прилегающих горных хребтов. В нем накапливались мелководные отложения. В сеномане, туроне и раннем сеноне в большей части морского бассейна формировались карбонатно-глинистые отложения. Условия нормальной солености местами сменялись лагунными. Наиболее широко лагунные гипсоносные осадки были распространены в сантоне. В кампанском веке площадь карбонатного осадконакопления уменьшилась, а некоторые площади подверглись денудации. В позднем сеноне произошла обширная трансгрессия моря, в котором преобладало накопление мелководных карбонатных пород (рис. 4.23 и 4.24; см. рис. 4.21 и 4.22).

В Афгано-Таджикской впадине фациальные зоны позднего мела также расположены симметрично относительно осевой части бассейна, испытавшей наибольшее прогибание (рис. 4.23).

В северную внешнюю зону (А, рис. 4.23) море проникло в позднем мелу. На территории восточной части Алайского хребта осадки накапливались в раннем сеномане в пресноводном озере, в позднем сеномане — в лагуне, с турона — в море нормальной солености [Сочава, 1965]. На территории Туркестанского хребта транс-

грессия моря произошла в позднем сеноне. Рассматриваемая зона простирается на север до Чаткальского хребта и на восток — до Ферганского хребта и Таримской впадины.

В зонах В, С, D и Е весь разрез позднего мела сложен морскими отложениями, которые имеют отличия в строении и мощности осадков. В северной периферийной зоне (В, рис. 4.21 и 4.23) мощность верхнего мела менее 600 м. В их основании присутствуют грубообломочные породы, которые с размывом залегают на подстилающих отложениях. В промежуточной зоне (С, рис. 4.23) мощность верхнего мела от 600 до 900 м. На некоторых участках зоны установлен перерыв в осадконакоплении в кампанском веке. Центральную зону (D, рис. 4.23) характеризует полный разрез морских отложений, который имеет мощность более 900 м и местами превышает 1300 м. Верхний мел согласно надстраивает разрез морских отложений раннего мела. Такие же позлнемеловые отложения, с мощностью более 900 м, распространены около Вахшского надвига в Нурекской зоне (Е, рис. 4.23). Стратиграфические разрезы верхнего мела южной периферийной и южной внешней зон (F и G, рис. 4.23) подобны одноименным северным зонам (рис. 4.24).

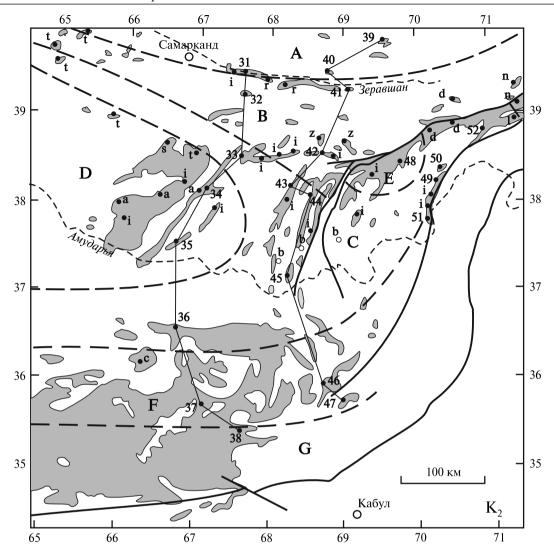


Рис. 4.23. Фациальные зоны (A–G) в отложениях позднего мела в Афгано-Таджикской впадине и ее горном обрамлении. Севернее р. Амударья тонированы площади распространения отложений мелового возраста, южнее р. Амударья породы мела объединены с нерасчлененными отложениями позднего мела — палеоцена. Границы позднемеловых фациальных зон обозначены пунктирными линиями, главные разломы — толстыми линиями. Залитые кружки обозначают разрезы, описанные по обнажениям, незалитые — по буровым скважинам. Стратиграфические колонки для участков 31–52 см. на рис. 4.24, другие обозначения см. на рис. 4.19

На восток рассматриваемые отложения продолжаются в Памир-Алайский район и в западную часть Таримской впадины. Промежуточная зона С оканчивается в районе 71° в.д., восточнее которого северная и южная периферийные зоны В и F разделены Вахш-Заалайским надвигом (рис. 4.21).

В западной части Таримской впадины мощность верхнего мела уменьшается и в Яркендском районе (25, рис. 4.21 и 4.22) происходит замещение морских карбонатных отложений сенона континентальными песчаниками [Казьмин, Фараджев, 1961]. На северном краю Таримской

впадины разрез верхнего мела сложен красноцветными континентальными обломочными отложениями с флорой и пресноводной фауной [Беляевский, 1949; Yin, Nie, 1996]. В Тоюнской мульде (26, рис. 4.21) мощность конгломератов и песчаников, относимых к позднему мелу, достигает 1500 м [Синицын, 1957].

Северная граница позднемелового морского бассейна не была постоянной. Она мигрировала между современными Зеравшанским, Алайским и Чаткальским хребтами. Здесь был расположен Ферганский залив Таджикского моря, размеры и контуры которого менялись от века к веку.

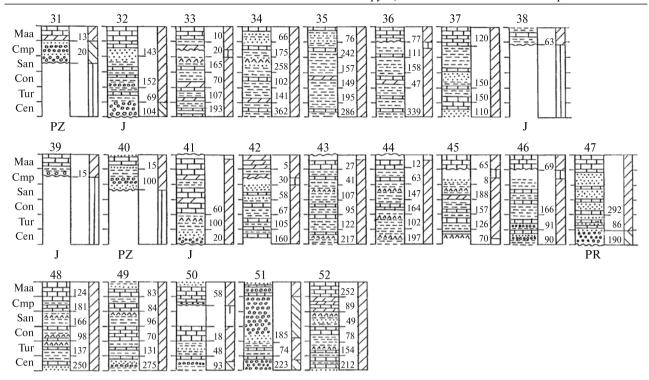


Рис. 4.24. Верхний мел Афгано-Таджикской впадины. Положение разрезов см. на рис. 4.23, условные обозначения — на рис. 4.20

Разрезы: 31 — Майкота [Пояркова, 1959], 32 — Машан [Пояркова, 1959], 33 — Нилю [Джалилов, 1971], 34 — Аулят [Джалилов, 1971], 35 — Газдагана [Джалилов, 1971], 36 — [Геология... Афганистана, 1980], 37 — Даханитор [Браташ и др., 1970], 38 — Доаб [Браташ и др., 1970], 39 — Куросон [Пояркова, 1969, с изменениями], 40 — Арглы [Джалилов и др., 1971], 41 — Сурхат [Старшинин, 1972], 42 — Лучоб [Джалилов, 1971], 43 — Каракуз [Джалилов, 1971], 44 — Аксу [Джалилов, 1971], 45 — Ходжаказиан [Джалилов, 1971], 46 — Пулихумри [Геология... Афганистана, 1980], 47 — Андараб [Геология... Афганистана, 1980], 48 — Булгары [Джалилов, 1971], 49 — Иджудара [Джалилов, 1963, 1971], 50 — Иокуньж [Джалилов, 1971], 51 — Сиунг [Джалилов, 1963], 52 — Ляйрун [Джалилов, 1963]

Морской залив возник в позднем сеномане в результате трансгрессии моря через территорию Алайского хребта. Западнее, на территории Туркестанского хребта, находилось относительное поднятие, которое до позднего сенона служило ограничением Таджикского моря. Снос обломочного материала с Туркестанского поднятия в северном и южном направлении установлен в сеномане [Рухин, Рухина, 1961]. Вероятно, он происходил и позднее [Эгамбердыев, 1981]. Мощности всех горизонтов верхнего мела уменьшается в сторону этого поднятия как с юга, так и с севера [Пояркова, 1966]. Вероятно, Туркестанское поднятие вначале было областью денудации, затем, в позднем сеноне, было вовлечено в опускание и залито морскими водами, но опускалось оно медленнее окружающих территорий.

У южной границы южной периферийной зоны — в Западном Гиндукуше и в Дарвазских горах мощность отложений позднего мела сокращается, увеличиваются перерывы в осадконакоп-

лении и появляются грубообломочные толщи. Чувствуется приближение к краю бассейна. На Северном Памире (Н, рис. 4.21) меловых отложений нет. Вероятно, в позднем мелу на его территории находилось поднятие, которое отделяло Таджикское море от области накопления карбонатно-терригенных и вулканогенных отложений Центрального и Южного Памира и Каракорума. Можно предполагать, что это поднятие продолжалось на запад в Афганистан, где играло такую же роль. Однако нельзя быть уверенным, что этот барьер существовал в течение всего позднего мела. Связь рассматриваемого морского бассейна с Тетисом предполагал Э.Зюсс [Suess, 1908] и более поздние исследователи [Синицын, 1962; и др.].

Палеоген. В палеоцене и эоцене на территории современной Афгано-Таджикской впадины и ее горного обрамления располагалось мелкое море. Оно занимало котловину, осевая часть которой прогибалась быстрее окраин. В палеоцене в Таджикском бассейне формирова-

лись мелководные морские и лагунные осадки — карбонатные породы и гипсы. В некоторых разрезах в основании палеоцена залегают глины, алевролиты и песчаники. В ипрский век произошло углубление бассейна и в нем накапливались главным образом глинистые отложения. В разрезе лютетского яруса карбонатные породы чередуются с глинами и песчаниками. В бартонском ярусе преобладают песчано-глинистые отложения, в некоторых разрезах появляются лагунные фации с гипсами. В приабонском веке накапливались глинистые отложения, вслед за тем произошло осушение бассейна.

В большинстве стратиграфических разрезов установлен предолигоценовый перерыв в осадконакоплении. В начале олигоцена море ненадолго вернулось в рассматриваемый регион. Об этом свидетельствуют слои с морской фауной рупельского яруса [Салибаев, 1975] в нижней части красноцветной обломочной толщи олигоценового возраста, верхняя часть которой имеет континентальное происхождение. Граница между палеогенм и неогеном проходит среди континентальных отложений.

В пределах Афгано-Таджикской впадины и ее горного обрамления можно выделить несколько зон, отличающихся мощностью морских отложений и полнотой стратиграфического разреза.

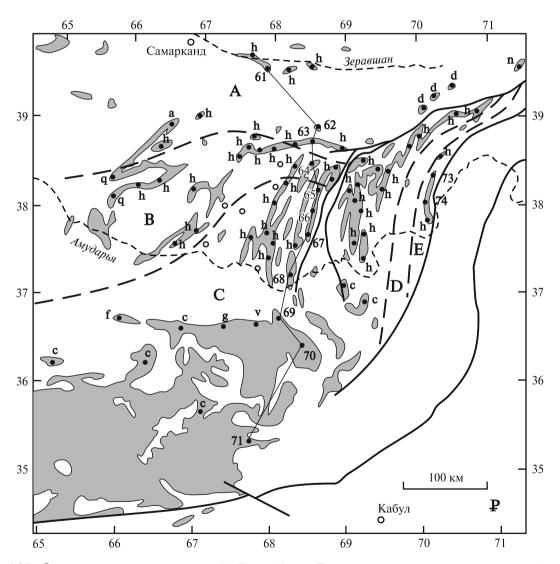
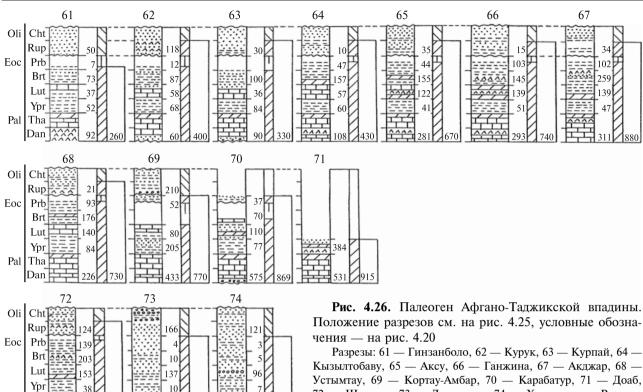


Рис. 4.25. Фациальные зоны палеогена (А–Е) в Афгано-Таджикской впадине и ее горном обрамлении. Севернее р. Амударья тонированы площади распространения отложений палеогена, южнее р. Амударья породы палеогена объединены с нерасчлененными отложениями позднего мела — палеоцена. Стратиграфические колонки для участков 61–74 — см. на рис. 4.26. Информация по скважинам (обозначены незалитыми кружками) — из работы [Минакова и др., 1975]. Другие обозначения см. на рис. 4.19



мощность морского палеогена не превышает 350 м. Здесь установлен предолигоценовый стратиграфический перерыв, который охватывает весь приабонский век или его большую часть (63, рис. 4.26). Раннеолигоценовая морская трансгрессия охватила эту зону лишь частично. Значительная часть зоны расположена в высокогорном Южном Тянь-Шане, где обнажений палеогеновых пород немного. Севернее находился Ферганский морской бассейн. На палеогеографических картах Южного Тянь-Шаня обычно показана обширная область денудации между Ферганским и Таджикским палеогеновыми морями и узкий пролив, соединявший эти бассейны в Восточном Алае [Атлас, 1967; Резвой, 1959; Синицын, 1962; Геккер и др., 1960, Леонов, 1961, Суворов, Самыгин, 1965; и др.]. Между тем, во всех сохранившихся в Южном Тянь-Шане отложениях палеоцена и эоцена они представлены морскими фациями. Песчаники в палеоценовых и эоценовых разрезах северной части Таждикской депрессии имеют мономиктовый кварцевый состав зерен

[Валиев, Пачаджанов, 1992], что свидетельству-

ет об удаленной области сноса. Поэтому более

вероятно, что устойчивые участки денудации

В северной периферийной зоне (А, рис. 4.25)

Tha Pal

Dan

Положение разрезов см. на рис. 4.25, условные обозна-

Разрезы: 61 — Гинзанболо, 62 — Курук, 63 — Курпай, 64 — Кызылтобаву, 65 — Аксу, 66 — Ганжина, 67 — Акджар, 68 — Устымтау, 69 — Кортау-Амбар, 70 — Карабатур, 71 — Доаб, 72 — Шатутак, 73 — Джауздара, 74 — Хирманджоу. Разрезы 61-68, 72, 73 — по данным [Давидзон и др., 1982], разрезы 69-71 — по данным [Браташ и др., 1970]

существовали в рассматриваемой зоне лишь с приабонского века. Северную промежуточную зону (В, рис. 4.25) характеризуют морские палегеновые отложения, имеющие мощность в интервале 350-500 м.

Во внутренней зоне (С, рис. 4.25), которая занимает большую часть Афгано-Таджикской депрессии, мощность морского палеогена составляет 500-1100 м. Морские условия осадконакопления сменились континентальными, вероятно, в хаттском веке.

Южная промежуточная и южная периферийная зоны (D и E, рис. 4.25) подобны одноименным северным зонам. В зоне D нет хорошо документированных разрезов, но ее положение отмечено разрезами в соседних зонах. В зоне Е мощность морского палеогена менее 350 м. Наиболее молодые слои с морской фауной имеют приабонский возраст [Давидзон и др., 19821.

Таджикское палеоцен-эоценовое море было открыто в западном и северном направлениях. В Афгано-Таджикской депрессии фации центральной части палеогенового морского бассейна распространены на юг до Западного Гиндукуша и горных хребтов Среднего Афганистана. В Южном Афганистане формировались наземные

вулканогенные и обломочные отложения свит Шинданд, Тангай, Каджао и Тайвара [Геология... Афганистана, 1980]. Следовательно, южная граница распространения морских отложений палеогена находится на территории высокогорного пояса Среднего Афганистана — Западного Гиндукуша — Северного Памира — Западного Куньлуня или перекрыта позднекайнозойскими надвигами, развитыми у северного края этого пояса.

В восточном направлении морские палеогеновые отложения продолжаются в Памиро-Алайский район и далее — в западную часть Таримской впадины. В восточной части Алайского хребта (82, 83, рис. 4.27 и 4.22), в Памир-Алайском районе (81, 84) и в предгорьях Западного Куньлуня (85, 86) формировались морские и лагунные осадки палеоценового и эоценового возраста, подобные распространенным в периферийных зонах Таджикского бассейна. Восточнее 71.5° в.д. нет отложений центральной части этого морского бассейна, северная и южная периферийные зоны (А и Е) здесь сходятся и граничат друг с другом по Вахш-Заалайскому надвигу (рис. 4.27). Южная периферийная зона Е Таджикского морского бассейна прослежена во внешней зоне Памира. На территории Северного Памира (Н, рис. 4.27) нет палеогеновых отложений, а в Центральном Памире (І, рис. 4.27) распространены континентальные грубообломочные терригенные и вулканокластические отложения с неопределимыми остатками флоры [Швольман, 1977].

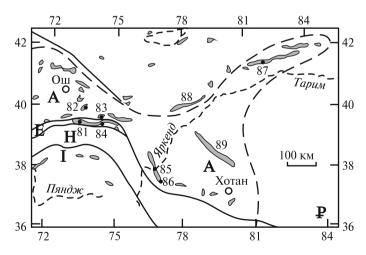


Рис. 4.27. Фациальные зоны (A, E, H, I) в отложениях палеогена на Памире, в Памир-Алайском районе и в западной части Таримской впадины. Стратиграфические колонки для участков 81–87 см. на рис. 4.22, условные обозначения — на рис. 4.19

В Таримской впадине, в юго-восточной части Яркендского района мощность, морских отложений около 50 м, их верхняя граница находится в бартонском ярусе (86, рис. 4.22 и 4.27). Далее на юго-восток, в районе города Хотана мощность морского (?) палеогена превышает 700 м ГУіп. Nie. 19961. а затем происходит замешение морских осадков континентальными [Синицын, 1957]. Во внутренней части Таримской впадины эоценовые отложения с морской фауной известны в горах Мазартаг (89, рис. 4.27) [Norin, 1935]. В центральной и восточной частях впадины по буровым и сейсмическим данным отложения палеоцена и эоцена отсутствуют [Wang et al., 1992]. На севере Тарима отложения с морской фауной палеогена распространены в Кучарском прогибе (87, рис. 4.22 и 4.27). Палеогеновое море, вероятно, не проникало на восток далее 85° в.д.

В предгорьях Центрального Тян-Шаня (88, рис. 4.27) палеоген представлен континентальными косослоистыми красноцветными песчаниками [Синицын, 1957]. Континентальный палеоген широко распространен и далее на север — в горах и долинах Центрального Тянь-Шаня.

Палинспастические реконструкции

Границы между всеми фациальными зонами раннего мела (кроме центральной зоны D) упираются в Вахшский или Дарвазский разломы, сами зоны оборваны этими разломами и их продолжения скрыты или уничтожены.

Фациальные зоны позднего мела и палеогена находятся в таких же соотношениях с указанными разломами. Позднемеловая зона Е, прислоненная к Вахшскому надвигу, вероятно, представляет собой фрагмент более обширной фациальной зоны, которая до деформации располагалась в осевой области Таджикского бассейна. Картина фациальных зон позднего мела свидетельствует о перекрытии Памиром значительной части Таджикского бассейна, восточное окончание которого сохранилось в Таримской впадине.

Ось Таджикского седиментационного бассейна имела восток-юго-восточное простирание. Такое же простирание было у фациальных зон северного борта бассейна. Отклонения меловых зон В, С и F к северу, имеющие место восточнее 68° в.д., вторичны и являются следствием формирования Памир-Педжаб-Памирского синтаксиса.

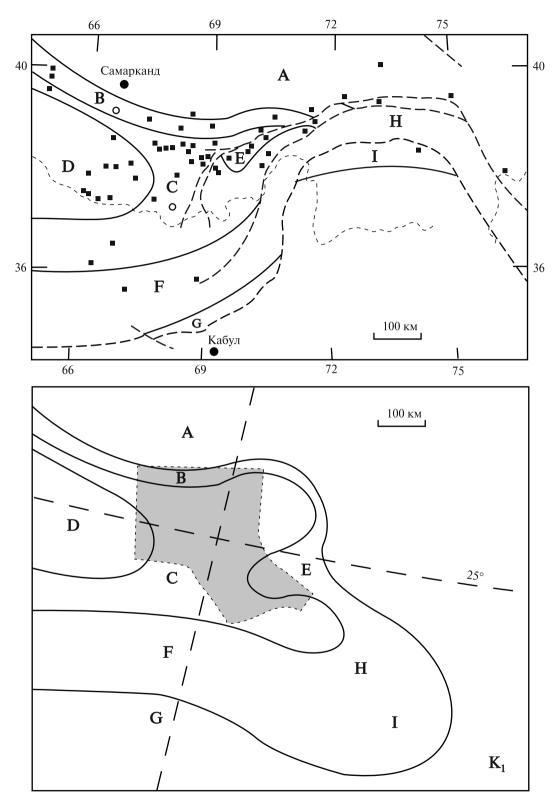


Рис. 4.28. Современная картина фациальных зон в отложениях нижнего мела (вверху) и палинспастическая реконструкция положения этих зон в раннем мелу (внизу) на территории Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской и Таримской впадин, Памир-Алайского района и Памира. Точками обозначены опорные стратиграфические разрезы, пунктиром — палеопараллели и палеомеридианы. Тонирован контур рисунка 4.18, δ

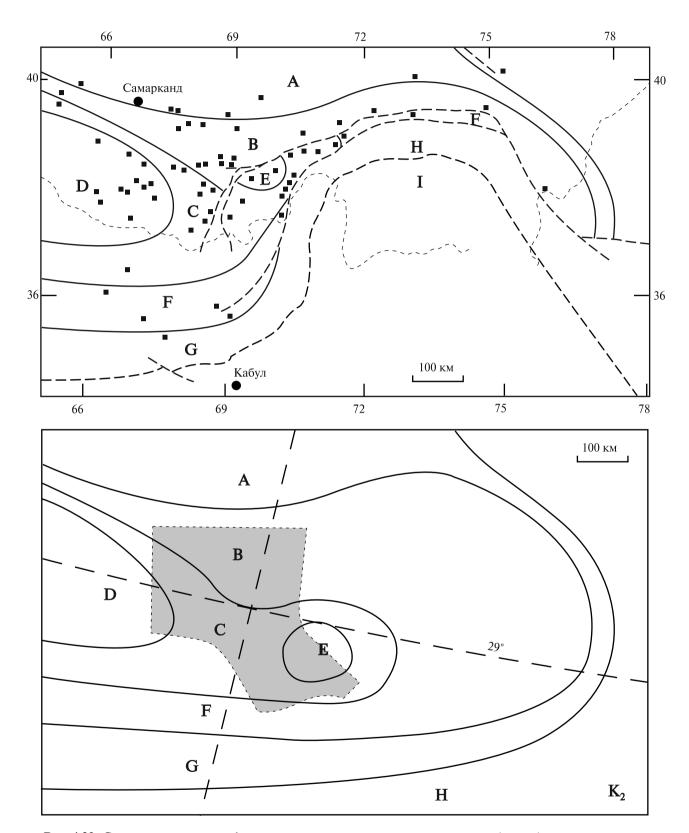


Рис. 4.29. Современная картина фациальных зон в отложениях верхнего мела (вверху) и палинспастическая реконструкция положения этих зон в позднем мелу (внизу) на территории Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской и Таримской впадин, Памир-Алайского района и Памира. Условные обозначения см. на рис. 4.28

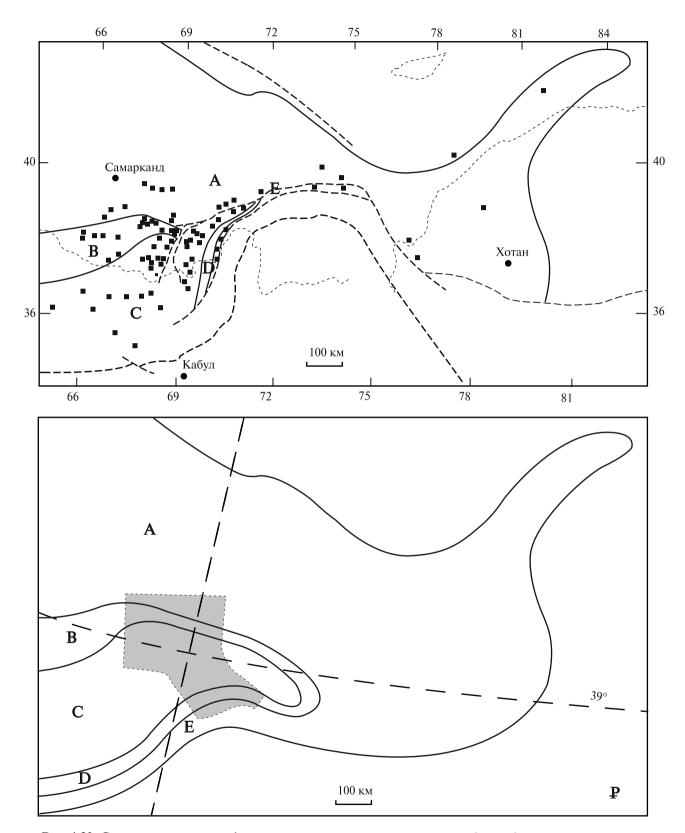
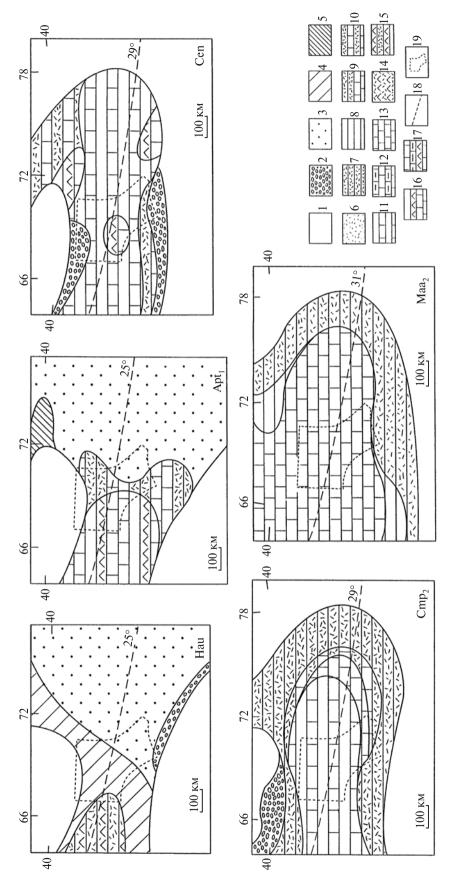


Рис. 4.30. Современная картина фациальных зон в отложениях палеогена (вверху) и палинспастическая реконструкция положения этих зон в палеогене (внизу) на территории Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской и Таримской впадин, Памир-Алайского района и Памира. Условные обозначения см. на рис. 4.28



1-5 — континентальные условия: 1 — области денудации, 2 — конгломераты предгорий, 3, 4 — аллювиальные равнины, на которых накапливались песчаники и глины, песчаники и алевролиты (7), глины (8), известняки, глины, песчаники и алевролиты (9), известняки и алевролиты (10), известняки и глины (11), алевролиты (3), глины, песчаники и алевролиты (4), 5 — озерные глины; 6-17 — морские неритовые условия, в которых накапливались: песчаники и алевролиты (6), известняки и мергели (12), известняки (13), гипсы, песчаники и алевролиты (14), гипсы, глины, песчаники и алевролиты (15), гипсы, глины и известняки (16), гипсы, Рис. 4.31. Палеогеографические палинспастические реконструкции для мела мергели и известняки (17); 18 — палеошироты; 19 — контур рис. 4.18, δ

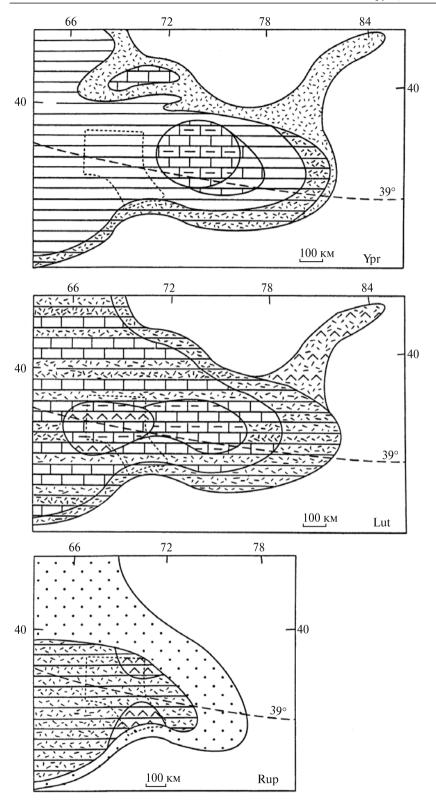


Рис. 4.32. Палеогеографические палинспастические реконструкции для палеогена. Условные обозначения см. на рис. 4.31

Палеогеновые фациальные зоны южного борта Таджикского бассейна находятся ныне во

внешней зоне Памира, будучи деформированными (сжатыми и изогнутыми) и продвинутыми далеко на север в область фаций северной периферии Таджикского бассейна. Величина перемещения — 300–400 км.

Приведенные результаты анализа фаций мела и палеогена, палеомагнитных и структурногеологических данных позволили составить палинспастические реконструкции палеогеографических обстановок в мелу и палеогене, охватывающие территорию Афгано-Таджикской впадины, западной части Таримской впадины и прилегающих районов Памира и Тянь-Шаня. Палинспастические реконструкции показывают истинные соотношения и размеры объектов, позволяют определить ширину морского бассейна, скорость трансгрессий и регрессий. В этом их главное отличие от палеогеографических карт, которые были опубликованы многими исследователями [Алиев и др., 1979; Атлас..., 1967; Кариев, 1977; Эгамбердыев, 1981; и др.].

Первым этапом работы было составление палинспастических реконструкций фациальных зон мела и палеогена (рис. 4.28–4.30). На их основе составлены палеогеографические палинспастические карты для восьми стратиграфических уровней (рис. 4.31 и 4.32). Они позволяют сделать следующие выводы.

В готтериве Таджикское море представляло собой относительно небольшой залив в восточной части обширного Туранского бассейна. После раннебарремской регрессии в позднем барреме началась трансгрессия моря. Ширина морского бассейна в раннем апте достигла 500 км. В альбе море за-

няло территории Юго-Западного Гиссара, Гиссарского и Зеравшанского хребтов и Афгано-

Таджикской впадины, часть территории, исчезнувшей позднее под Памиром, и ненадолго проникло в Центральный и, возможно, в Северный Памир. В позднем мелу морские условия распространились далее на восток. Восточный берег Таджикского моря располагался в это время в 500–600 км восточнее аптской береговой линии.

Морские условия получили наибольшее распространение в эоцене. В это время Таджикский морской бассейн вдавался в сушу на 1000 км и имел ширину более 600 км. В приабонском веке море покинуло рассматриваемый регион, но в олигоцене ненадолго вернулось на его западную территорию.

На реконструкциях показаны палеошироты, определенные по палеомагнитным данным. Палеоширота для позднего мела вычислена по палеомагнитным наклонениям, полученным при изучении верхнемеловых пород Таджикской депрессии. Палеомагнитные наклонения в породах нижнего мела и палеогена имеют на изученной территории аномальные значения [Баженов, 1981; Баженов, Буртман, 1990; Bazhenov et al., 1994; Chauvin et al., 1996; Thomas et al., 1994]. Это заставило предпочесть определение раннемеловых и палеогеновых палеоширот путем их вычисления относительно референтных палеомагнитных полюсов этого возраста из работы [Besse, Courtillot, 1991].

Глава 5 Кинематика и динамика Памир-Пенджабского синтаксиса

5.1. Структурный план синтаксиса

Памир-Пенджабский (Западно-Гималайский) синтаксис Альпийского складчатого пояса имеет в плане форму дуги (ороклина), которая огибает Пенджабский выступ Индостанской плиты. На фронте синтаксиса — на северной границе и западном фланге Памира находятся надвиги и наволоки (они имеют много названий), которые образуют тектоническую линию, известную

как Вахш-Заалайский (Вахш-Казыкартский) надвиг (2, рис. 5.1). Он изучен в Заалайском хребте [Борнеман, Овчинников, 1936; Козлов, Артемьев, 1966; Никонов и др., 1983; Разваляев и др., 1965; Ренгартен, 1934; и др.], в хребтах Петра Первого, Вахшском и Сурхку [Губин, 1940, 1960; Скобелев, 1988; Кафарский, Пыжьянов, 1970; и др.]. Далее он прослежен в Таджикской депрессии на юг до р. Амударья [Беккер, 1996] и, вероятно, продолжается до Альбурз-Мормульского сдвига (рис. 5.1).

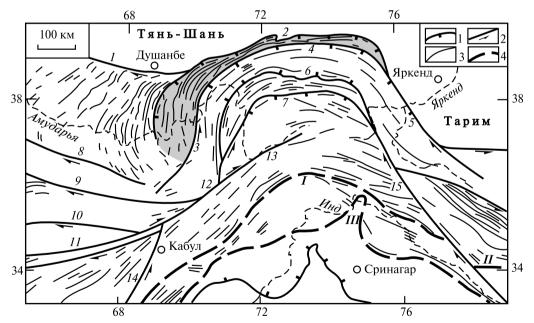


Рис. 5.1. Кайнозойские структуры Памира и Афгано-Таджикской впадины, по данным [Браташ и др., 1970; Буртман, 1982; Геологическая карта..., 1984; Геология Афганистана..., 1980; Desio, 1965; Regional geology..., 1993а; Searle, 1991; и др.]. Внешняя зона Памира тонирована

1 — надвиги, 2 — сдвиги, 3 — осевые линии складок, 4 — неотетические океанические сутуры Шиок (I), Бангон (II) и Инд-Цангпо (III).

Разломы: 1 — Южно-Гиссарский, 2 — Вахш-Заалайский, 3 — Дарвазский, 4 — Каракульский, 5 — Момукский, 6 —Танымасский, 7 — Рушан-Пшартский, 8 — Альбурс-Мормульский, 9 — Андарабский, 10 — Бандитуркестанский, 11 — Герирудский (Гератский), 12 — Зебак-Мунджанский, 13 — Пандшерский, 14 — Чаманский, 15 — Памир-Каракорумский

Восточное продолжение Вахш-Заалайского разлома было обследовано на территории Китая Л.Б. Вонгазом и В.М. Синицыным [Синицын, 1957]. Это — Казыкартский (Казыартский) надвиг, имеющий широтное простирание и видимую магнитуду надвигания около 10 км. В предгорьях Северо-Западного Куньлуня линия надвига меняет широтное простирание на юг-юго-восточное и вероятно скрывается под Каракуль-Момукским надвигом (4 и 5, рис. 5.1). В Северо-Западном Куньлуне тектонической границей Памира служит Момукский надвиг, по которому палеозойские породы внутренней зоны Северного Памира надвинуты на мезозойские и кайнозойские породы Предкуньлуньской тектонической зоны (предгорного прогиба). Момукский надвиг, вероятно, имеет значительную сдвиговую составляющую [Буртман, 1993]. Мезозойско-кайнозойские породы в Предкуньлуньской зоне залегают на дислошированных позднепалеозойских отложениях и более древних породах Таримской платформы [Беляевский, 1949; Regional geology..., 1993a].

Оба борта синтаксиса осложняют сдвиги, имеющие большие магнитуды: Чаманский и Дарвазский левые сдвиги на западном борту синтаксиса, Памир-Каракорумский и Момукский правые сдвиги — на его восточном борту. Внутри синтаксиса хорошо различимы две дуговые системы — Гиндукуш-Каракорумская (внутренняя) и Памирская (внешняя), которые дисгармоничны одна по отношению к другой. Памирская дуга очерчена структурами Памира, Куньлуня и Балахшана.

Восточное крыло Памирской дуги сопряжено со структурами Западного Куньлуня и Северного Тибета с помощью правой горизонтальной флексуры, сопровождаемой Памир-Каракорумским и Момукским сдвигами.

Западное крыло Памирской дуги сопряжено с системой правых сдвигов, включающей Герирудский, Зебак-Мунджанский, Бандитуркестанский, Андарабский, Альбурс-Мормульский разломы (рис. 5.1).

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

5.2. Основные черты строения Памира

Северный Памир (122) — Центральный Памир (123) — Южный Памир и Каракорум (125) — Поднятие Памира (126)

Северный Памир

На Памире выделяют Северную, Центральную и Южную геологические провинции [Наливкин, 1939]. Северо-Памирская провинция состоит из Внутренней и Внешней тектонических зон.

Внешняя зона Северного Памира (Внешняя зона Памира) сложена смятыми в складки мезозойскими и кайнозойскими породами. Деформация этой зоны рассмотрена в главе 4. Внешняя и внутренняя зоны разделены Каракульским (Северо-Памирским) надвигом, по которому внутренняя зона надвинута на внешнюю зону (рис. 5.2, см. рис. 5.1). Этот надвиг был обнаружен Р.Клебельсбергом и изучен И.Е. Губиным [Бархатов, Бархатова, 1962; Губин, 1960; Klebelsberg, 1922]. На западном крыле Памирской дуги Каракульский надвиг сменяется Дарвазским левым сдвигом [Захаров, 1964, 1967; и др.]. На восточном крыле Памирской дуги в Куньлуне Каракульский надвиг переходит в Момукский надвиг [Беляевский, 1949], который известен современным исследователям Куньлуня как Главный надвиг Памира [Brunel et al., 1992; Robinson et al., 2004, 2007; и др.].

Внутренняя зона Северного Памира образована палеозойскими и более древними породами. Кайнозойские породы имеют в ней небольшое распространение. В рассматриваемой зоне находятся позднекайнозойские впадины, имеющие меридиональное и близкое к меридиональному простирание. Это — грабен у озера Каракуль и система впадин Ташкоргон-Тагарма-Мюджи (рис. 5.3). Вероятно, формирование впадин происходило в транстензионном поле напряжений [Strecker et al., 1995].

В Северо-Западном Куньлуне во Внутренней зоне Северного Памира находится Конгуртагский гнейсовый купол (рис. 5.3). По данным, полученным при геохронологических и термобариметрических исследованиях, эксгумация гнейсов произошла в позднем миоцене [Robinson et al., 2004, 2007]. Результаты трекового анализа циркона (из коренных пород и детрита) из района гор Конгуртаг (7719 м) и

Мустагата (7516 м) подтвердили эпизод эксгумации фундамента в позднем миоцене в интервале 9–7 млн лет и показали, что наиболее ин-

тенсивная эксгумация происходила в голоцене. В интервале 2–1 млн лет она имела скорость 7,4 км/млн лет [Cao et al., 2009].

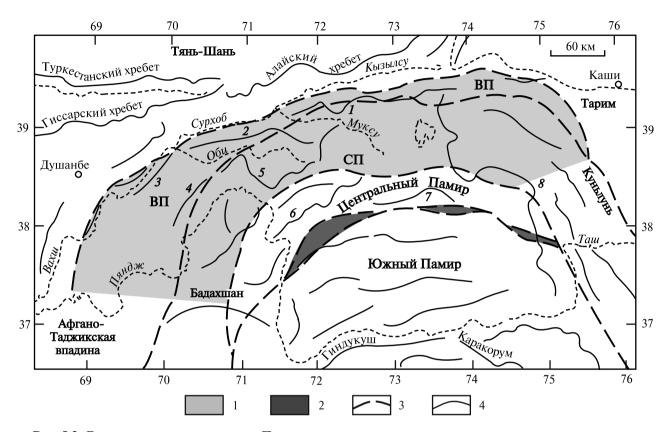
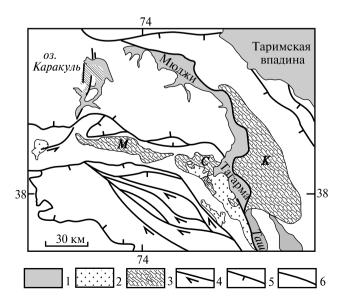


Рис. 5.2. Главные тектонические зоны Памира

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



Центральный Памир

В Центральном Памире мезозой и палеоген представлены мелководными морскими, солоноватоводными и континентальными отложениями. Локально распространено угловое несогласие между меловыми и палеогеновыми отложениями [Буданов, Пашков, 2000].

Рис. 5.3. Тектонические структуры в восточной части Памира, активные в позднем кайнозое [Robinson et al., 2007, с изменениями]

1 — четвертичные отложения, 2 — кайнозойские граниты, 3 — миоценовые гнейсовые куполы (K — Конгуртагский, M — Музкольский, C — Сарезский), 4 — сдвиги, 5 — надвиги, 6 — сбросы. Tauu — долина р. Ташкоргон

Границей между Центральным и Северным Памиром служит Танымасский разлом (*TH*, рис. 5.4), сместитель которого падает на север [Дюфур, 1961; Дюфур и др., 1965; Карапетов, 1964]. На востоке этот разлом сопряжен с северной ветвью Памир-Каракорумского сдвига. Поддвиг Центрального Памира под Северный Памир по Танымасскому разлому компенсирует магнитуду северной части Памир-Каракорумского сдвига.

Автохтон, обнаженный в антиклинориях, образован породами венда и раннего палеозоя. Параавтохтонные тектонические пластины (Кукурджилгинская, Сауксайская и др.) сложены породами, имеющими возраст от силура до олигоцена. Аллохтон имеет многоярусное строение. Тектонические пластины сложены палеозойскими (Акбайтальский и другие шарьяжи), мезозойскими и кайнозойскими породами (Язгулемский, Музкольский и дру-

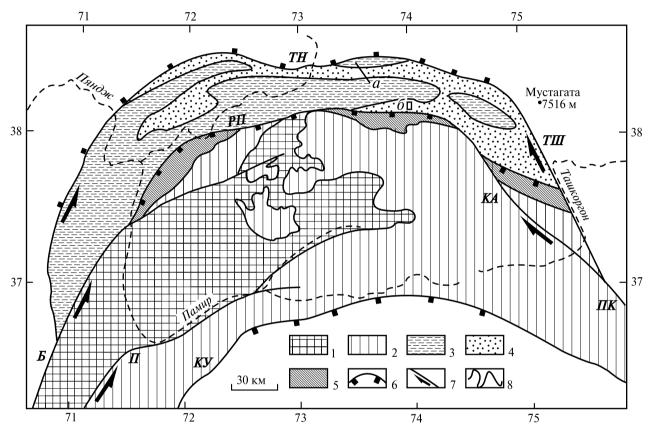


Рис. 5.4. Шарьяжи Южного и Центрального Памира, по данным [Буданов, Пашков, 2000; Геологическая карта..., 1984; Пашков, Буданов, 2003, Пашков и др., 1981; Руженцев, 19906; Regional geology..., 1993а]

1, 2 — Южный Памир (1 — автохтон и параавтохтон, 2 — аллохтон), 3, 4 —Центральный Памир (3 — автохтон и параавтохтон, 4 — аллохтон), 5 — Рушан-Пшартская тектоническая зона, 6 — поддвиги, 7 — сдвиги, 8 — наволоки; пояснения a, 6 — см. на рис. 5.5 и 5.6

Разломы: *Б* — Багаракский, *КА* — Калакташский, *КУ* — Кунарский, *П* — Пандшерский (Южно-Памирский), *ПК* — Памир-Каракорумский, *РП* — Рушан-Пшартский, *ТН* — Танымасский, *ТШ* — Ташкоргонский

Центральный Памир имеет шарьированную структуру (рис. 5.5 и 5.6, см. рис. 5.4), в которой выделяют автохтон, параавтохтон и несколько тектонических покровов [Буданов, Пашков, 2000; Левен, 1964; Паффенгольц, Шабалкин, 1935; Руженцев, 1968, 1971; Пашков и др., 1981; Сигачев, 1990; Швольман, 1977; и др.]. Шарьяжи состоят из многих тектонических пластин, в которых повторяются фрагменты фанерозойского стратиграфического разреза.

гие шарьяжи). Формирование главных шарьяжей произошло после накопления палеогеновых отложений, которые присутствуют (в разных фациях) в разрезах параавтохтона и аллохтона. В некоторых шарьяжах и автохтоне были изучены гигантские лежачие складки. В работах [Руженцев, 1971; Сигачев, 1990] отмечена роль гравитации в продвижении шарьяжей и в формировании их внутренних деформаций.

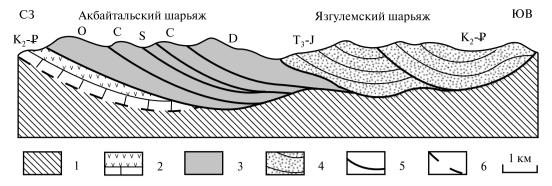


Рис. 5.5. Геологический разрез ансамбля шарьяжей Центрального Памира в долине р. Зорташкол по линии *а* на рис. 5.4 [Руженцев, 19906, с изменениями]

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

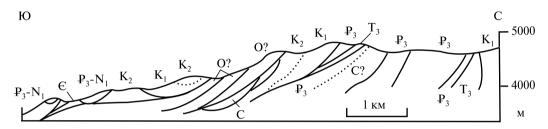


Рис. 5.6. Тектонические покровы и чешуи на южном склоне Музкольского хребта в пункте δ на рис. 5.4 [Буданов, Пашков, 2000, с изменениями]

Породы в тектонических пластинах были деформированы в процессе перемещения шарьяжей. Затем, аллохтонные пластины были смяты в складки вместе с пара-автохтоном и автохтоном. Была проведена реконструкция первичной ширины ансамбля шарьяжей Язгулемского хребта путем разворачивания складок в породах мезозоя и палеогена в четырех геологических разрезах. По полученным данным, ширина Язгулемского ансамбля шарьяжей в результате смятия в складки уменьшилась в разных разрезах на 28–45% [Сигачев, 1990].

Направление, способ движения шарьяжей Центрального Памира и положение их корневой зоны является предметом дискуссии. С.В. Руженцев [1971, 1990 а,б] считал, что корневая зона находится на севере Центрального Памира, шарьяжи перемещались с севра на юг. Он оценивает магнитуду шарьирования в 70–80 км. По мнению других исследователей [Иванова, Трифонов, 2005; Леонов, Сигачев, 1984, Сигачов, 1990], предпочтителен вариант движения аллохтона с юга на север. Б.Р. Пашков и В.И. Буданов [2003] предполагают, что корневая зона шарьяжей Центрального Памира находится в Каракоруме и магнитуда перемещения шарьяжей около 150 км.

Данные о строении Центрального Памира позволяют думать, что причиной отслоения фанерозойского чехла и формирования кайнозойских шарьяжей был поддвиг фундамента Центрального Памира под Южный Памир по разломам Рушан-Пшартсккой тектонической зоны и под Северный Памир — по Танымасскому разлому. Этот процесс сопровождался короблением фундамента. Возможно, что с этими деформациями связана эксгумация в миоцене Музкольского и Сарезского гнейсовых куполов (рис. 5.3). Поддвиги и деформации фундамена привели к сокращению площади Центрального Памира и формированию антиформных структур, которые создали условия для гравитационных геологических процессов, сопровождавших шарьирование.

Южный Памир и Каракорум

Рушан-Пшартская зона надвигов и тектонических чешуй разделяет Центральную и Южную провинции Памира (рис. 5.2). Зона имеет изменяющуюся ширину (максимальная — 25 км), надвиги — северную вергентность. Тектонические чешуи сложены породами окраин мезо-

зойского океанического бассейна [Пашков, Буданов, 2003; Пашков, Швольман, 1979; Швольман, 1977]. Океанический бассейн был закрыт в позднем триасе — лейасе при коллизии Центрально-Памирского сиалического блока с блоком, который включает Южный-Памир, Западный Гиндукуш и Каракорум. В восточной части Южного Памира с Рушан-Пшартскими надвигами сопряжена система Восточно-Памирских правых сдвигов (Калакташский и др.), которые являются ветвями Памир-Каракорумского сдвига [Пашков, Швольман, 1979; Руженцев, 1968]. С этими сдвигами ассоциированы надвиги, которые вместе с надвигами Рушан-Пшартской зоны компенсируют значительную часть сдвиговой магнитуды Памир-Каракорумского разлома.

В Южном Памире триас представлен карбонатно-кремнистыми, карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями. Карбонатный разрез верхнего триаса частично замещается и надстраивается терригенным флишем с фауной карния и рэта. На дислоцированных отложениях перми и триаса несогласно залегают красноцветные песчаники, которые вверх по разрезу сменяются мелководными преимущественно карбонатными отложениями с фауной всех эпох юрской системы. На них несогласно лежат морские и континентальные меловые и палеогеновые обломочные отложения и вулканиты кислого и среднего состава. Формирование гранитов в Южном Памире происходило в позднем триасе — ранней юре, в мелу и в третичное время [Владимиров и др., 1992].

Разрез мезозойских отложений, подобный южнопамирскому, характеризует хребет Каракорум. В Каракоруме широко распространены надсубдукционные граниты. Они слагают вытянутый на 600 км батолит, который формировался в поздней юре и раннем мелу на южном краю сиалического блока, включающего Южный Памир, Западный Гиндукуш и Каракорум. Южной границей этого блока служит сутура неотетического океанического бассейна Шиок (I, рис. 5.1).

В Южном Памире находятся обширные шарьяжи [Пашков, Буданов, 1990, 2003; Руженцев, 1968]. Автохтон и параавтохтон представлены архейскими гранито-гнейсами, метаморфическими породами неясного возраста, магматическими породами и отложениями мезозоя и кайнозоя. В аллохтоне находятся породы позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя (рис. 5.4). Наиболее молодые магматические, вулканоген-

ные и осадочные породы в составе автохтона и аллохтона имеют олигоценовый или миоценовый возраст [Дронов, 1988; Пашков, Буданов, 1990].

Шарьяжи двигались в северном направлении, положение их корневой зоны предполагают на территории Северного Каракорума [Пашков, Буданов, 2003]. Движение шарьяжей сопровождалось внутренними деформациями в аллохтоне и автохтоне. В Каракоруме и Южном Памире распространены послеколлизионные граниты, которые имеют олигоценовый и большей частью миоценовый возраст [Gaetani et al., 1990; Searle, 1991].

Поднятие Памира

Формирование Памир-Пенджабского синтаксиса сопровождалось подъемом территории Памира, который начался в позднем олигоцене [Чедия, 1972; и др.]. Следствием этого процесса было возникновение контрастного рельефа, обусловившего накопление обломочных отложений в предгорных впадинах. Ускорение подъема произошло в голоцене. Среднюю скорость подъема горных хребтов Восточного Памира в позднем плейстоцене оценивают в 2–4 мм/год, в голоцене — в 15–20 мм/год [Белоусов, 1976]. Скорость поднятия Северного Памира в голоцене по археологическим данным — около 100 мм/год [Бутамо и др., 1962].

Анализ гравитационных аномалий Глени и их сравнение с изостатическими аномалиями силы тяжести, позволили разделить величину неотектонического поднятия Памира на изостатическую и тектоническую компоненты [Артемьев, Белоусов, 1980]. Тектоническая компонента, определенная для Памира, составляет около 4 км, что вдвое больше тектонической компоненты поднятия, вычисленной для Южного Тянь-Шаня.

5.3. Сокращение площади земной коры при формировании синтаксиса

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

Альпийский складчатым поясом и Индостанской платформой [Coward, Butler, 1985; Coward et al., 1987]. Эта зона испытала в результате складчатонадвиговых деформаций поперечное сокращение в три раза — на 470 км.

На Памире различимы два домена, в которых способ и результат поперечного сокращения складчатого пояса имеют значительные различия. В домене, включающем Южный и Центральный Памир, сокращение площади фундамента происходило путем субдукции континентальной коры на границах тектонических зон. При этом фанерозойские породы были сорваны с фундамента и возникли многоэтажные ансамбли шарьяжей и тектонических чещуй, которые претерпели деформацию в процессе шарьирования и после него. Суммарная величина поперечного сокращения Южного и Центрального Памира в позднем кайнозое могла превысить 300 км.

В другом домене, включающем Северный Памир и южную периферию Тянь-Шаня, главное сокращение коры произошло в результате глубокой субдукции под Памир континентальной коры Тянь-Шаня и внутренних деформаций во Внешней зоне Памира. Зона субдукции прослежена по сейсмологическим данным на расстояние около 300 км от фронта Памира. Наклон зоны субдукции — 30–45°, глубина проникновения — 150–200 км от земной поверхности (см. рис. 4.10).

Во Внешней зоне Памира процесс континентальной субдукции сопровождался расслоением верхней коры по толще юрских эвапоритов и интенсивными складчатыми и надвиговыми деформациями. Поперечное сокращение Внешней зоны Памира в результате внутренних деформаций достигло 100 км (см. табл. 4.5).

Для определения величины сближения Памира и Тянь-Шаня были подвергнуты анализу: а) данные о строении Таджикской депрессии и Памир-Алайского района, б) палеомагнитные данные по породам мела, палеогена и миоцена этих районов; в) фации меловых и палеогеновых отложений, распространенных в приграничных районах Памира и Тянь-Шаня. Каждый из феноменов позволяет определить величину сближения Памира и Тянь-Шаня в новейшую эпоху. Наиболее вероятная величина сближения Северного Памира с Тянь-Шанем 300-400 км. Эта величина соответствует скорости субдукции континентальной коры 10 см/год, если начало процесса было в позднем плиоцене, или около 3 см/год — с позднего миоцена. Смещения

по разломам и скорости сближения Памира и Тянь-Шаня в современную эпоху, определенные методами геологии и геодезии, согласуемы с этими выводами.

Величина суммарного поперечного сокращения всех зон Памира и субдукцированной окраины Тянь-Шаня в процессе формирования синтаксиса могла превысить 700 км. Аккумуляция субдукцируемой литосферы происходит под Памиром, о чем свидетельствует большая мощность его коры и аномальное строение верхней мантии. В процессе субдукции происходило поглощение нижней коры и подсолевого фундамента. На северо-востоке Таджикской депрессии и в Памир-Алайском районе вероятно вовлечение в процесс субдукции и надсолевого осадочного чехла. Доводом в пользу такого вывода служит тектоническая «полынья», возникшая между Памиром и Тянь-Шанем при построении палинспастической реконструкции для плиоцена (см. рис. 4.18).

5.4. Памир-Каракорумский сдвиг

Большую роль в кинематике Памир-Пенджабского синтаксиса играет Памир-Каракорумский сдвиг. Он осложняет восточные крылья обеих луг синтаксиса.

Молодые смещения. На северной ветви Памир-Каракорумского разлома находится Тагарма-Ташкурганская (Tagrman-Tashgorgan) цепь позднеплейстоценовых и голоценовых пуллапарт грабенов, имеющая в длину около 150 км, при ширине грабенов менее 10 км (рис. 5.3). Разломы, ограничивающие грабены, несут следы многочисленных вертикальных и горизонтальных смещений морен, террас и других форм рельефа. Сохранился эскарп (видимый на интервале 30 км) высотой до 3,5 м, возникший при Ташкурганском землетрясении 1895 г. Правосдвиговые смещения морен последнего оледенения, закончившегося 10000-12000 лет назад, составляют 150-250 м [Liu, Tapponnier et al., 1992]. Они происходили со средней скоростью около 20 мм/год.

В южной части Памир-Каракорумского разлома на 20 участках между 31 и 34° с.ш. выявлены правосдвиговые и вертикальные смещения морен, дренажных русел, речных террас и конусов выноса, которые произошли после последнего оледенения. На южных участках величина горизонтальных смещений достигает 200 м, се-

вернее — 400 м [Liu, Avouac et al., 1992]. Средняя скорость этих смещений — около 20 мм/год и 40 мм/год, соответственно.

Определения возраста некоторых объектов, смещенных по Памир-Каракорумскому сдвигу, основаны на изотопном возрасте (по космогенному бериллию) обломков пород из морен и конусов выноса. На 32° с.ш. по разлому смещены две морены, возраст которых 21 000±1000 и 140 000±5500 лет. Магнитуды сдвига морен по разлому 220±10 и 1520±50 м. Этому соответствуют средние скорости перемещения 10–11 мм/год [Chevalier et al., 2005]. По другим данным, полученным с помощью того же метода, осадки с возрастом 11000–14000 лет были смещены на 40±5 м со средней скоростью около 4 мм/год [Brown et al., 2002].

Вдоль Калакташского разлома (*КА*, рис. 5.4) — западной ветви Памир-Каракорумского сдвига — произошло правосдвиговое смещение террас на расстояние от 35 до 70 м [Трифонов, 1983]. Молодые тектонические нарушения сопровождают также Южно-Памирский, Карасуйский, Рушан-Пшартский, Танымасский и Каракульский разломы [Никонов и др., 1983; Трифонов и др., 2002; Strecker et al., 1995].

По данным GPS определена скорость современного смещения по Памир-Каракорумскому сдвигу 7,4±0,7 мм/год [Chen et al., 2004]. В Каракоруме по данным GPS были вычислены скорости сдвига по этому разлому 11±4 мм/год [Banerjee, Burgmann, 2002] и 3,4±5 мм/год [Jade et al., 2004]. Исследования южной части разлома путем анализа интерферограмм, полученных от спутниковых радаров, свидетельствуют о сдвиговом смещении со скоростью 1–7 мм/год [Wright et al., 2004].

Смещения в кайнозое. Магнитуда Памир-Каракорумского сдвига была первоначально оценена в интервале 170-250 км [Буртман и др., 1963; Peive et al., 1964]. Изданные позднее геологические карты Синьцзяня и Тибета [Regional geology..., 1993 a,b] позволяют сделать вывод о том, что значительная часть смещения Памира относительно Тибета произошла путем реологической деформации — формирования горизонтальной флексуры в широкой сдвиговой зоне на восточном крыле синтаксиса. Эта зона охватывает Северо-Западный Куньлунь, Восточный Памир, Каракорум. Величина смещения разных тектонических зон Памира относительно структур Тибета различна вследствие формирования упомянутой горизонтальной флексуры, присдвиговых горизонтальных складок и частичной компенсации магнитуды сдвига надвигами. Северный фронт Памира смещен относительно фронта Западного Куньлуня на расстояние около 300 км, Северный Памир смещен на расстояние более 600 км по отношению к продолжению этой тектонической зоны в Тибете. Сутура Бангон-Шиок, имеющая меловой возраст, в вершине Гиндукуш-Каракорумской дуги Памира находится в 300 км севернее по отношению к ее положению в Тибете.

Опубликованы разные определения величины сдвига по Памир-Каракорумскому разлому: 1000 км [Peltzer, Tapponnier, 1988], 600 км [Lacassin et al., 2004], 400 KM [Schwab et al., 2004; Valli et al., 2008], 300 км [Matte et al., 1996], 200 км [Ratschbacher et al., 1994] и др. Эти определения основаны на сравнении положения геологических меток на крыльях разлома, выбор которых не всегда был удачен. Например, магнитуда сдвига в 400 км была рассчитана на основе сравнения положения Рушан-Пшартской океанической сутуры на западном крыле разлома с положением сутуры Бангун на его восточном крыле. Эти сутуры имеют разный возраст. Они отмечают океанические бассейны, которые существовали в разные временные интервалы, разделяли террейны разного типа и не были частями одного бассейна [Буртман, 2006, 2010; Буртман, Самыгин, 2001]. Другой, на мой взгляд, также неудачный, вариант корреляции структур Памира и Тибета был предложен в работе [Searle, Phillips, 2007]. Небольшой и недолго существовавший на территории Памира Рушан-Пшартский рифт рассматривается в этой работе как продолжение обширного океана Дзинша, который разделял в пермское время террейны, находящиеся в разных климатических зонах Земли [Буртман, 2006, 2010].

В позднем кайнозое долина Инда и интрузивный массив миоценового возраста были сдвинуты вдоль Памир-Каракорумского разлома на 90–120 км [Searle, 1996]. В северной части разлома магнитуда сдвига может достигать 150–160 км [Robinson, 2009]. Большую часть магнитуды Памир-Каракорумского сдвига компенсируют надвиги Рушан-Пшартской разломной зоны (7, рис 5.1), остальную часть — Танымасский надвиг (6, рис 5.1).

Выводы о начале смещений по Памир-Каракорумскому разлому основаны на определениях времени формирования милонитов в зоне разлома. Такие данные получены для южной части разлома разными методами — Ar-Ar, K-Ar,

U-Th-Pb, (U-Th)/Не и с помощью трекового анализа. По этим ланным, смешения могли начаться 11 млн лет [Matte et al., 1996], 13 млн лет [Murphy et al., 2000, 2002], 15 млн лет [Phillips et al., 2004; Robinson, 2009], 18 млн лет [Searle et al., 1998], 22-25 млн лет назад [Lacassin et al., 2004: Valli et al., 2007, 20081. Связь милонитов со сдвиговым смещением предположительна и вызывает возражения [Searle, Phillips, 2007; Streule et al., 2009]. Возрасты даек лейкогранитов, параллельных сдвигу, и даек, рассланцованных параллельно сдвигу, определены U-Pb методом в $15,7\pm0,5$ и $13,7\pm0,3$ млн лет, соответственно [Phillips et al., 2004: Streule et al., 2009]. Были высказаны также предположения о возможном начале сдвиговых смещений 35–37 млн лет [Lacassin et al., 2004; Hu et al., 2009] и 50 млн лет назад [Peltzer, Tapponnier, 1988].

Прямыми свидетельствами сдвига служат разорванные и сдвинутые по Памир-Каракорумскому разлому гранитные батолиты в Ладакхе, завершение кристаллизации которых определено U-Pb методом в 15 млн лет [Searle, Phillips, 2007]. По этим данным, сдвиговые смещения начались в среднем миоцене или позднее.

5.5. Кинематика современной деформации синтаксиса

Данные космической геодезии (129) — Сейсмологические данные (130)

Данные космической геодезии

Современная кинематика деформаций региона изучена методами космической геодезии. По данным GPS (рис. 5.7, табл. 5.1), скорость сокращения площади между пунктом Пешавар у границы Индостана и пунктом Гарм у северо-западной границы Памира определена в 31,8±1,5 мм/год [Mohadjer et al., 2010], меридиональная составляющая сокращения — 26,6 мм/год. Эта величина показывает скорость сокращения площади всего Памир-Пенджабского синтаксиса. Сокращения Памира по данным, полученным в пунктах Хорог (у южной границы Памира) и Гарм (на северо-западной границе Памира) происходит со скоростью 16,2±1,6 мм/год [Mohadjer et al., 2010], меридиональная составляющая сокращения — 13,4 мм/год. Следовательно, половина сокращения площади синтаксиса происходит южнее Памира.

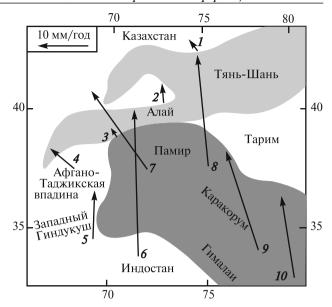


Рис. 5.7. Векторы скоростей перемещения пунктов GPS относительно стабильной части Евразии, по данным [Mohadjer et al., 2010] (см. табл. 5.1)

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

Таблица 5.1. Скорость перемещения пунктов GPS по данным [Mohadjer et al., 2010]

Пункт	Номер на рис. 5.7	vN, мм/год	vW, мм/год
Бишкек	1	2,1±0,8	1,8±1,6
Ош	2	4,0±1,3	0,6±1,3
Гарм	3	2,4±1,2	1,2±1,2
Шаартуз	4	3,9±1,1	5,5±1,1
Кабул	5	10,0±1,1	$0,1\pm1,1$
Пешавар	6	29,0±0,9	0,8±0,9
Хорог	7	15,8±1,1	10,7±1,1
Ташкоргон	8	22,5±1,7	1,9±1,8
R	9	20,3±1,2	5,7±1,2
I	10	16,6±1,6	1,7±1,6

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

Территория между пунктами Хорог на Памире и Ош в Ферганской впадине сокращается со скоростью 11,8±2 мм/год [Mohadjer et al., 2010]. Большая часть этого сокращения происходит на границе Памира и Тянь-Шаня: различие между скоростью перемещения в северном

направлении пунктов GPS, расположенных в Заалайском хребте и в Фергане, составляет около 10 мм/год (см. рис. 2.9). По другим расчетам, также основанным на данных GPS, Памир сближается с Алаем со скоростью 13±4 мм/год [Reigber et al., 2001], или 15 мм/год [Зубович и др., 2004, 2007], или 17,5±0,8 мм/год [Yang et al., 2008].

С расширением Памира в западном направлении вероятно связано сближение пункта Хорог на юге Памира с пунктом Шаартуз в Таджикской депрессии со скоростью 6,2±1 мм/год. Сравнение данных о перемещении пунктов Ташкоргон и Хорог свидетельствует о расширении Памира в широтном направлении со скоростью 8,8±2 мм/год. По данным о перемещении пунктов Пешавар и Кабул, в Белуджестане на западной границе Памир-Пенджабского синтаксиса происходит левосдвиговое смещение со скоростью 18,1±1 мм/год.

Перемещения к северу пунктов, расположенных на Памире, в Северо-Западном Куньлуне и в Тариме, происходят с близкими скоростями 15–20 мм/год [Зубович и др., 2004, 2007; Mohadjer et al., 2010]. Это свидетельствует о том, что в настоящее время Памир и Тибет перемещается в сторону Тянь-Шаня совместно. На фронте этого сближения Тарим пододвигается под Тянь-Шань, а Памир надвигается на Тянь-Шань.

Сейсмологические данные

Если данные космической геодезии показывают перемещения объектов, расположенных на земной поверхности, то результаты сейсмологических исследований позволяют заглянуть в глубь земной коры. Большинство очагов землетрясений в земной коре Памира и Тянь-Шаня находится в интервале глубин 5-15 км. Из 5472 очагов землетрясений, для которых в каталоге Института сейсмологии Академии наук Кыргызстана приведены сведения о фокальных механизмах, 3334 очага расположены в указанном интервале глубин [Сычева и др., 2008]. Карта сейсмотектонических деформаций на глубине 5-15 км, составленная по этим данным (рис. 5.8), показывает, что направление сжимающих напряжений в Северном Памире ориентировано СЗ-ЮВ. Оно отличается от направления сжимающих напряжений в Алае. Сейсмотектонические деформации в Северном Памире имеют сдвиговый (2, рис. 5.8) и транспрессивный взбросо-сдвиговый (7, рис. 5.8) характер.

Гиндукуш-Памирская область мантийных землетрясений. Эта область землетрясений занимает юго-западную часть Памира и прилегающую территорию предгорий Западного Гиндукуша. Гипоцентры землетрясений находятся в верхней мантии на глубине от 100 до 300 км. Фокальная зона интерпретирована как зона субдукции континентальной литосферы [Лукк, Винник, 1975; Billington et al., 1977; Koulakov, 2011; и др.].

Изучение фокальной зоны показало, что ее наклон в пределах рассматриваемой области меняется на противоположный (рис. 5.9). Под предгорьями Западного Гиндукуша фокальная зона имеет широтное простирание и падение на север.

Восточнее, на меридиане 71,5° в.д., простирание зоны становится меридиональным, ее залегание — вертикальным или крутопадающим на восток.

Под Северным Памиром фокальная зона вновь имеет широтное простирание, но здесь она погружается в южном направлении. На участке вертикального залегания фокальной зоны смещение по ней должно иметь характер шарнирного сдвига. Проекция мантийной сейсмофокальной зоны на поверхность земли подобна структурному плану коровых структурных форм региона (рис. 5.1), где широтно ориентированные структуры Северного Памира и Гиндукуша разделены зоной субмеридиональных сдвигов. Это показывает, что тектонические границы Памирского блока, изученные на земной поверхности, служат также литосферными границами, т.е. Памирский блок является малой литосферной плитой.

Субдукция континентальной литосферы на границе между Тянь-Шанем и Памиром. Сведения о литосфере под Памиром получены при сейсмотомографических исследованиях [Koulakov, 2011: Kumar et al., 2005; Replumaz et al., 2010b; Voo et а1., 1999]. Сейсмический профиль, проведенный вдоль меридиана 75° в.д., пересекает Тянь-Шань, северо-западный участок Таримской платформы, Северо-Западный Куньлунь, Сарыкольский хребет и Юго-Восточный Памир (рис. 5.10). На нем определены: относительно высокое положение подошвы литосферы (до 160 км) на северозападной оконечности Тарима и ее погружение в южном направлении под Памир под углом $20-30^{\circ}$ до глубины 270 км. Эта граница прослежена на юг до 37° с.ш.

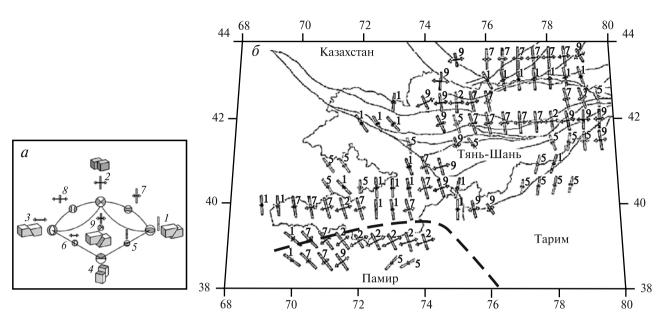


Рис. 5.8. Режимы сейсмотектонических деформаций в интервале глубин 5–15 км в земной коре Северного Памира, Западного и Центрального Тянь-Шаня по данным о фокальных механизмах очагов землетрясений [Сычева и др., 2008, с изменениями]

a — типы режимов (1–9): двойная линия показывает ориентацию горизонтального сжатия, линия с расходящимися стрелками — ориентацию горизонтального растяжения и его величину

 δ — карта режимов сейсмотектонических деформаций. Пунктиром отмечена граница Памира

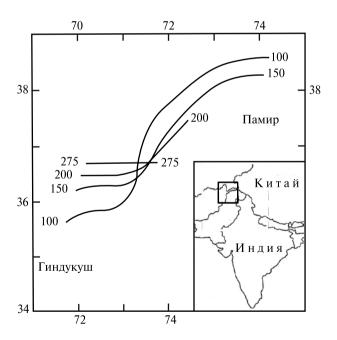


Рис. 5.9. Карта изоглубин (в км) Гиндукуш-Памирской гипоцентральной зоны мантийных землетрясений, показывающая наклон этой сейсмической зоны [Billington et al., 1977]. Квадрат на карте-врезке отмечает область, в которой расположены изученные землетрясения, тонкими линиями обозначены границы государств

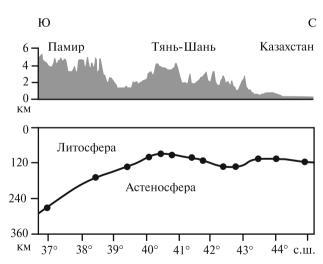


Рис. 5.10. Граница между литосферой и астеносферой под Тянь-Шанем и Памиром на профиле вдоль меридиана 75° в.д. по результатам сейсмотомографических исследований [Кumar et al., 2005]. Вверху показан рельеф земной поверхности вдоль профиля (соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:25)

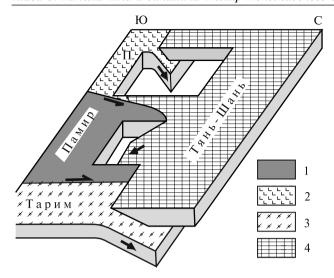


Рис 5.11. Схема современного взаимодействия малых литосферных плит в северной части Памир-Пенджабского синтаксиса в виде блок-диаграммы со смотровыми окнами

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

Приведенные в главе 4 данные о существовании сейсмофокальной зоны на границе между Памиром и Тянь-Шанем, о надвигании Памира и о исчезновении части земной коры под Памиром позволяют делать вывод о том, что эта сеймофокальная зона отмечает зону сублукции континентальной коры Тянь-Шаня под континентальную кору Памира. Данные о положении подошвы литосферы под Памиром (рис. 5.10) свидетельствуют об участии всей тяньшаньской литосферы в процессе внутриконтинентальной субдукции. Длина сейсмофокальной зоны по сейсмологическим данным около 300 км (см. рис. 4.10), что, вероятно, соответствует длине литосферного слэба. Результаты сейсмологических исследований позволяют рисовать картину зон субдукции континентальной литосферы в рассматриваемом регионе (рис. 5.11).

5.6. Земная кора и литосферная мантия

Мощность коры Памира больше, чем в Тянь-Шане и в Таджикской депрессии. Под Заалайским хребтом по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) она составляет 68 км, в Центральном Памире достигает 70 км [Кунин, 1992; Современная геодинамика..., 2005].

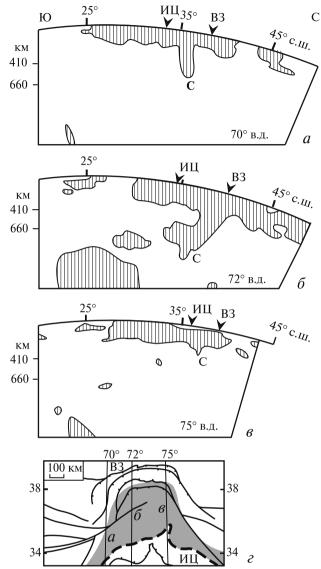


Рис. 5.12. Высокоскоростные аномалии (заштрихованы) на сейсмотомографических профилях вдоль меридианов 70° , 72° и 75° в.д., по данным: [Replumaz et al., 2010a] (a), [Voo et al., 1999] (δ), [Replumaz et al., 2010b] (a) и схематическая карта Пенджаб-Памирского синтакса (a), на которой показаны линии профилей и область распространения кайнозойских гранитов (тонирована)

 $\rm M U - c$ утура Инд-Цангпо, ВЗ — Вахш-Заалайский разлом на границе между Памиром и Тянь-Шанем, С — слэб индостанской литосферы

Методом обменных волн, возбуждаемых землетрясениями (МОВЗ), для Северного Памира определено положение раздела Мохоровичича на глубине 65–80 км, для Южного Памира — на глубине 65–75 км [Краснопевцева, Шевченко, 1998; Китаг et al., 2005]. Земная кора Памира имеет слоистое строение. Волновод, мощностью

5–10 км, обнаружен на глубине 10–20 км [Краснопевцева, Шевченко, 1998; Литосфера Памира и Тянь-Шаня, 1982]. Литосфера имеет пониженную плотность, ее мощность 150–200 км [Лутков и др., 2010]. Тепловой поток на Памире превышает 100 мВт/м² [Дучков и др., 2001].

Сейсмотомографические исследования выявили в литосфере синтаксиса высокоскоростные аномалии, которые интерпретируются как континентальная литосфера и литосферная мантия [Киmar et al., 2005; Replumaz et al., 2010 a,b; Voo et al., 1999]. Выступ «С» на сейсмических профилях (рис. 5.12) интерпретируются как слеб Индийской плиты, который погружается в мантию. По этим данным, литосфера индийской плиты пододвинута под Каракорум—Памир на расстояние от 300 до 500 км от сутуры Инд-Цангпо.

5.7. Геодинамические модели

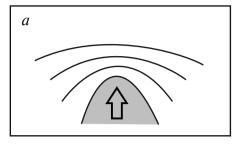
Рассмотрим геодинамические процессы, участие которых в формировании Памир-Пенджабского синтаксиса предполагают разные исследователи.

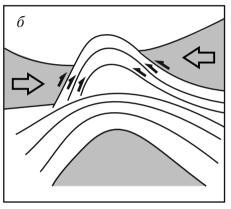
1. Сближение Таримского и Таджикского жестких блоков. По мнению ряда исследователей, это было главным или существенным фактором при формировании структурных дуг Памира [Иванова, Трифонов, 2005; Desio, 1976; Sarwar, De Jong, 1979].

Деформация тела в дугу под действием сжатия с флангов должна была сопровождаться правыми сдвигами на западном крыле Памирской дуги и левыми сдвигами на восточном крыле дуги (б, рис. 5.13). В действительности картина обратная: на дарваз-бадахшанском крыле Памирской дуги происходили и продолжаются ныне левосдвиговые смещения, на куньлуньском крыле дуги — правые сдвиги (в, рис. 5.13). Кроме того, согласно рассматриваемой модели, на границе Таджикского блока с Тянь-Шанем должны были происходить левосдвиговые перемещения, а происходят правосдвиговые смещения. Рассматриваемая схема деформации (б, рис. 5.13) не соответствует фактическим данным.

2. Роль инденторов. Пенджабский (Джеламский) выступ Индостана играет роль жесткого индентора, внедрение которого в жесткопластичную Евразийскую плиту обусловило скучивание коры и внутреннюю дугообразную форму Памира. Таковы были представления Г.Гайдена [Hauden, 1915] и Д.В. Наливкина [1916], устано-

вивших дугообразную структуру Памира, а также Д.И. Мушкетова, Д.Вадиа и других исследователей.





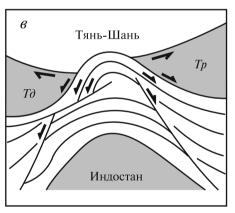


Рис. 5.13. Схемы формирования структурных дуг при внедрении жесткого тела в пластичную массу (a) и при сближении фланговых жестких массивов (δ) и схема Памир-Пенджабского синтаксиса (ϵ). Массивы: $T\partial$ — Таджикский, Tp — Таримский

При внедрении жесткого клина в пластичное тело возникает система дуговых складок, которые облекают клин. При этом степень сжатия дуг уменьшается по мере удаления от клина (а, рис. 5.13). Данные о геометрии Памир-Пенджабского синтаксиса находятся в противоречии с таким механизмом деформации, так как Памирская дуга более сжатая по сравнению с Гиндукуш-Каракорумской дугой.

Памирский индентор. Памирский блок, надвигающийся и продвигающийся на север, был индентером, который определил стиль верхнекоровых деформаций в Таджикской депрессии и Юго-Западном Гиссаре. Структурный план Туркестано-Алайской горной системы свидетельствует о том, что роль Памирского индентера в формировании этой горной системы была незначительной. Вероятно, это объясняется небольшой толщиной фронтальной части Памирского индентера и тем, что эта зона Памира оказалась способной к интенсивной внутренней деформации.

3. Гравитационное расширение Памира. Памир имеет среднюю высоту более 4 км, горные вершины на его окраинах превышают 7 км. Западнее Памира находится Таджикская депрессия, средняя высота которой менее 2 км, восточнее Памира — Таримская впадина, дно которой лежит на высоте около 1,5 км над уровнем моря. Севернее Памира находится Алайская долина, расположенная на высоте 3–3,5 км. В таких условиях естественно предположить гравитационное расширение («оплывание») Памирского нагорья.

Формирование молодых сбросов меридионального простирания, грабена у озера Каракуль и других структурных форм свидетельствует о расширении Памира в широтном направлении [Strecker et al., 1995]. Расширение Памира и его скорость установлены методами космической геодезии (см. раздел 5.3). Широтное расширение является естественной реакцией на меридиональное сжатие Памира и усилено его гравитационным «оплыванием». Эффект гравитационного «оплывания» возрастал по мере роста Памирского нагорья на поздней стадии формирования синтаксиса.

4. Стекание земной коры Памира с пододвигающегося Индостана. Отслоение земной коры Индостана, которое происходит в процессе субдукции Индийской плиты, и вдвигание отслоенной коры под земную кору Памира могло вызвать гравитационное стекание земной коры Памира, перемещение стекающих масс и их скучивание. Этот способ утолщения коры был рассмотрен С.А. Захаровым [1970]. Гипотеза гравитационного стекания коры с пододвигающегося и продвигающегося на север выступа Индостана объясняет высокую степень тектонического скучивания коры в Памир-Пенджабском синтаксисе, обилие шарьяжей на Памире и надвиговый характер его внешних границ. Данные космической геодезии показывают, что процесс пододвигания Индостанской плиты под Памир продолжается в настоящее время: скорость перемещения в северном направлении Индостана вдвое больше скорости перемещения Памира в том же направлении.

5. Течение масс вдоль Гималайской коллизионной зоны. Картина магнитных аномалий дна Индийского океана и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что Индостанский континент испытывал вращение против часовой стрелки, которое происходило до столкновения с Евразией и продолжалась после коллизии [Klootwijk et al., 1985; Voo et al., 1999]. Такая траектория движения Индостана относительно Евразии привела к транспрессивному характеру их коллизии. При этом напряжения в Гималайской зоне конвергенции плит возрастали вдоль этой зоны в юго-восточном направлении. Этот градиент напряжений, поддерживаемый в течение миллионов лет, должен был вызвать перемещение масс коры вдоль Гималайского складчатого пояса в северовосточном направлении — в сторону Памир-Пенджабского синтаксиса. Вероятным следствием притока коровых масс с юго-востока является асимметрия синтаксиса и дисгармония между Памирской и Гиндукуш-Каракумской структурными дугами.

Предположение о тектоническом течении земной коры вдоль Гималайской коллизионной зоны вследствие отжимания масс из этой зоны в Памир-Пенджабский синтаксис было высказано в работе [Буртман, 1982]. Полученные позднее данные космической геодезии свидетельствуют о том, что такое течение масс происходит в настоящее время [Styron et al., 2009]. При этом компоненты скорости перемещения пунктов GPS вдоль простирания Гималаев постепенно возрастает в северо-западном направлении (в сторону Памир-Пенджабского синтаксиса) от 0 см/год в Центральных Гималаях до 2 см/год в Западных Гималаях и Каракоруме (рис. 5.14). М.Л. Копп [1997] предпологает, что приток масс в Памир-Пенджабский синтаксис с юго-востока может быть также следствием ороклинного изгиба Гималаев.

Гравитационное стекание с пододвигающегося выступа Индостана и тектоническое течение вдоль Гималайской коллизионной зоны в сторону синтаксиса хорошо объясняют особенности строения Памир-Пенджабского синтаксиса, включая структурную дисгармонию и покровное строение Памира — главное структурное отличие Памира от Тибета.

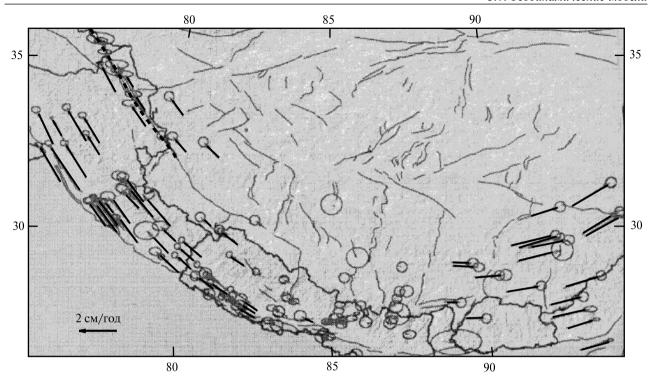


Рис. 5.14. Компоненты векторов перемещения пунктов GPS в Каракоруме и Гималаях, которые направлены вдоль простирания этих горных хребтов [Styron et al., 2009]. Эллипсы у вершин стрелок соответствуют доверительным интервалам. Пунктирной линией показан Памир-Каракорумский разлом

6. Мантийные течения и мантийная конвекция. Предположение о существовании под Памиром течения в верхней мантии, которое вызывает сжимающие напряжения в земной коре и перемещения по разломам, было высказано в работе [Ritsema, 1966]. А.Дезио [Desio, 1976], поддерживая эти взгляды, видел аналогию с льдиной (континентальная кора Памира), которую течение увлекает в «залив» между Таримским и Таджикско-Каракумским массивами. Синтаксис сужается в северном направлении. Эффект воронки мог привести к ускорению потока в более узкой памирской части синтаксиса, по отношению к тыловой части синтаксиса [Копп, 1997].

Мантийные течения и, в особенности, мантийная конвекция лежат в основе современных геодинамических моделей происхождения Высокой Азии. Они находят подтверждение в результатах сейсмической томографии коры и мантии Памир-Пенджабского синтаксиса [Кулаков, Соболев, 2005; Voo et al., 1999; Kumar et al., 2005; Replumaz et al., 2010 a,b]. Сравнение данных по профилям вдоль меридианов 70°, 72° и 75° в.д. (рис. 5.12) показывает, что длина слэба и, соответственно, скорость субдукции индостанской литосферы имеют значительные вариации в

пределах синтаксиса, что, вероятно, обусловлено рисунком мантийной конвекции. Вследствие разной скорости вертикальной мантийной конвекции должны были возникать потоки вещества мантии в латеральном и наклонном направлениях и формироваться ячейки горизонтальной конвекции. Последние могут служить причиной вращения литосферных блоков. Активность такой латеральной конвективной ячейки могла вызвать вращение Ферганского блока в Тянь-Шане.

На предлагаемых схемах строения коры и литосферной мантии синтаксиса (рис. 5.15) по-казана индостанская континентальная кора, которая в процессе субдукции Индийской плиты, вероятно, была отслоена от погружающейся литосферной мантии и вдвинута под евразийскую земную кору Каракорума-Памира. Возможно, что в инъекции участвовала лишь верхняя кора Индостана, отслоенная от нижней коры.

Весьма вероятно, что с этим процессом связано возникновение магматических очагов и кайнозойский гранитный магматизм Каракорума и Памира. Кайнозойские граниты (среди которых находятся коллизионные и послеколлизионные граниты) распространены от

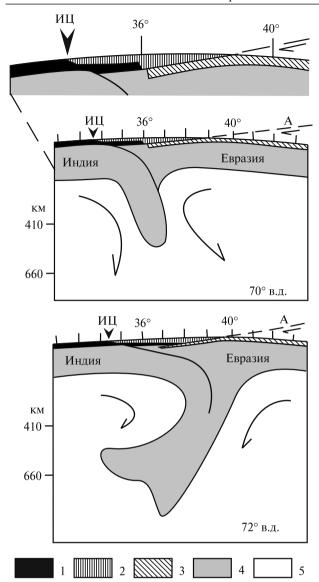


Рис. 5.15. Модельные разрезы земной коры и верхней мантии вдоль меридианов 70° и 72° в.д.

1-3 — земная кора: 1 — Индостана, 2 — Памира и Каракорума, 3 — Тянь-Шаня и Тарима; 4 — литосферная мантия; 5 — астеносфера и слой «С» мантии (стрелки показывают направление мантийной конвекции). A — поддвиг тяньшаньской и таримской земной коры под памирскую, ИЦ — сутура Инд-Цангпо

южной границы синтаксиса до Центрального Памира (г, рис. 5.12). Это можно рассматривать как свидетельство того, что инъекция индостанской коры в центральном и восточном районах синтаксиса достигла параллели 38° с.ш. На западном краю синтаксиса (на меридиане 70° в.д.) индостанская кора распространена до параллели 36° с.ш. На модельных профилях также показана земная кора Тянь-Шаня, пододвинутая под Памир.

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

Выводы. Геологические и геофизические данные о строении Памир-Пенджабского синтаксиса допускают действие факторов, рассмотренных в пунктах 3–6. Вероятно, эти факторы действовали и действуют в настоящее время, в разной степени влияя на процесс формирования Памир-Пенджабского синтаксиса.

Движущей силой процесса служит мантийная конвекция (фактор 6). На уровне литосферы на процесс влияет приток масс из Гималайской коллизнной зоны (фактор 5), который вызвал асимметрию структурного плана синтаксиса. Вдвигание (инъекция) коры Индостана под кору Памира приводит к утолщению коры Памира и ее гравитационному стеканию на север (фактор 4). Следствием этого было формирование покровно-складчатой структуры в верхней коре Памира. Высокоподнятая кора Памира испытывает гравитационное расширение (фактор 3), которое осложняет строение пограничных и внутренних зон региона надвиговыми и раздвиговыми структурными формами. Тянь-Шань служит препятствием, которое изменяет направление тектонического течения коровых масс Памира, отклоняя его на запад.

Глава 6 Геодинамика Тибета

6.1. Геодинамика Высокой Азии до коллизии Индостана с Евразией

Куньлуньский океанический бассейн (138) — Океанический бассейн Ванч-Дзинша (140) — Океанический бассейн Рушан-Шуанху (142) — Океанический бассейн Шиок-Бангон (143)

Высокая Азия представляет собой композитный сиалический блок, ограниченный разломами.

Внутри блока находятся сутуры разновозрастных рифтогенных океанических бассейнов. Эти океанические сутуры разделяют протяженные сиалические террейны (рис. 6.1).

В неопротерозое в результате дробления суперконтинента Родиния возникло несколько сиалических блоков. Один из них включал платформу Янцзы и древние части Центрального—Южного Тибета и Памира. Куньлуньский океанический бассейн отделял этот сиалический блок (его называют Южно-Китайским) от сиа-

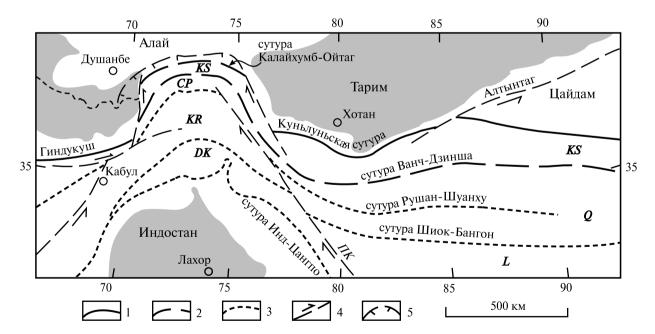


Рис. 6.1. Сутуры океанических бассейнов фанерозоя (океанов, окраинных морей, рифтов с океанической корой) в Памире и Тибете

1—3 — сутуры океанических бассейнов (время возникновения бассейнов: 1 — неопротерозой, 2 — карбон, 3 — пермь и триас), 4 — сдвиги (ΠK — Памир-Каракорумский), 5 — надвиги. Тонированы современные впадины и равнины.

Террейны с континентальной корой (континенты, микроконтиненты, сиалические островные дуги): CP — Центральный Памир (Central Pamir), DK — Драс-Кохистан (Dras-Kohistan), KR — Каракорум (Karakoram), KS — Курговат-Сунпань (Kurgovat-Songpan), Q — Цянтан (Qiangtang), L — Лхаса (Lhasa)

лического блока, в котором находились породы Тарима, Цайдама и Северного Китая.

Куньлуньский океанический бассейн

Сутура Куньлуньского бассейна отмечена офиолитами (рис. 6.2).

В Восточном Куньлуне многочисленные обнажения офиолитов находятся в тектонической зоне Аньемачен (Ап, рис. 6.2). Тела офиолитов и других пород слагают глыбы и тектонические чешуи среди флиша. В серпентинитовом меланже найдены обломки кремней с радиоляриями раннего карбона. В тектонических чешуях терригенного флиша содержатся радиолярии позднего карбона и ранней перми. Карбонатно-терригенные отложения с фораминиферами артинского-кунгурского возраста несогласно перекрывают этот меланж [Pospelov et al., 2005]. Rb-Sr, Pb-Pb и U-Pb методами определено, что габбро и базальты из глыб и тектонических чешуй имеют кембрийский, ордовикский, девонский, каменноугольный и пермский возрасты [Bian et al., 1998, 1999 a,b, 2004; Shi et al., 2000]. В этой зоне находятся также амфиболиты, которые были метаморфизованы в эдикарии (венде) [Yang et al., 1996]. Геохимия базальтов и габбро свидетельствует об их формировании в срединно-океаническом хребте [Bian et al., 2004].

В южной ветви Куньлуньской сутуры в зоне Аньемачен находятся офиолиты и вулканиты основного и среднего составов, которые, судя по геохимическим характеристикам, формировались на океанической островной дуге [Pearce, Deng, 1988]. На этих вулканитах лежат калькарениты с конодонтами ассельского-сакмарского возраста [Pospelov et al., 2005]. В северной ветви Куньлуньской сутуры находятся офиолиты Тато (Та, рис. 6.2), представленные метаморфизованными перидотитами, троктолитами, габбро, параллельными дайками, базальтами, которые, вероятно, также имеют островодужное происхождение [Chang, 1996; Pospelov et al., 2005]. В восточной части тектонической зоны Аньемачен были изучены офиолиты Дурынгой (Du, рис. 6.2), представленные кумулятивным габбро, дайками диабазов и подушечными базальтами, имеющими состав островодужных толеитов. Породы метаморфизованы до амфиболитов в позднем силуре [Shi et al., 2000]. В пределах рассматриваемой зоны находятся также граниты островодужного типа, содержащие раннедевонские цирконы [Bian et al., 1999b].

В офиолитах Ваньбаого (*Wa*, рис. 6.2) габбро и островодужные базальты имеют неопротерозойский Rb-Sr изохронный возраст [Yang et al., 1996]. Далее к западу сутура Куньлуньского океанического бассейна отмечена серпентинитовым меланжем с перидотитами и кумулятивным габбро Улуг-музтаг (*Um*, рис. 6.2) и базальтами

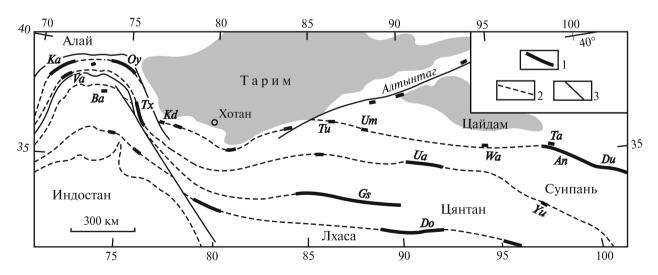


Рис. 6.2. Офиолиты на Памире и Тибете

1 — офиолиты, 2 — океанические сутуры, 3 — разломы.

Офиолиты: An — Аньемачен (Anyemaqen), Ba — Башгумбез (Bashgumbez), Do — Донкяо-Амдо (Dongkiao-Amdo), Du — Дурынгой (Dur'ngoi), Gs — Ганмацо-Шуанху (Gangmaco-Shuanghu), Ka — Калайхумб (Kalayhumb), Ka — Куди (Kudi), Oy — Кунгай-Ойтаг (Kungai-Oytag), Ta — Тато (Tatuo), Tu — Токуздабан (Tuokuzidaban), Tx — Тааши (Taaxi), Ua — Улан-ула (Ulan Ula), Um — Улуг-музтаг (Ulugh Muztag), Ua — Ванч (Vanch), Ua — Ваньбаого (Wanbaogou), Ua — Юйшу (Yushu)

Токуздабан (*Tu*, рис. 6.2). В горах Токуздабан в прослоях осадочных пород среди базальтов и андезито-базальтов содержатся брахиоподы и кораллы визейского яруса [Molnar et al., 1987; Yin et al., 2000].

В Западном Куньлуне изучены офиолиты Куди (Kd, рис. 6.2). Здесь обнажены дуниты, перидотиты, кумулятивное габбро, дайки, мощная толща базальтов с шаровой отдельностью, радиоляриты и глубоководные турбидиты. Геохимия магматических пород свидетельствует об их формировании в условиях срединно-океанического хребта и в островной дуге [Pan, 1994; Yang et аl., 1996]. В разрезе офиолитовой ассоциации встречены прослои мрамора со строматолитами эдиакария-криогения. Для дайки среди ультрабазитов определен неопротерозойский U-Pb возраст, для подушечных лав — позднедевонскийраннекаменноугольный Rb-Sr возраст [Chang, 1996; Introduction..., 1992]. Сообщают также о позднепалеозойской микрофауне, найденной в кремнях офиолитового разреза [Chang 1996; Matte et al., 1996]. Для дацитов, которые изливались на океанических островных дугах, определены кембрийский, ордовикский и девонский возрасты, граниты активной окраины имеют в этой зоне позднетриасовый возраст [Xiao et al., 2002, 2005].

Западное продолжение сутуры Куньлуньского океана скрыто под надвинутым в кайнозое Памиром [Burtman, Molnar, 1993] и может находиться в Западном Гиндукуше.

В Восточном Куньлуне севернее сутуры Куньлуньского океанического бассейна распространены известково-щелочные вулканические породы девонского, каменноугольного и триасового возраста [Chen, Jin, 1996; Excursion Guide..., 1998; Regional geology..., 1991; Yin et al., 1988]. Вдоль северного склона Восточного Куньлуня протягивается пояс гранитов, геохимические характеристики которых свидетельствуют о формировании пород на активной окраине океана и после коллизии [Harris et al., 1988b]. Для гранитов и гранодиоритов был определены девонский и позднепермский Rb-Sr возрасты и силурийский и триасовый U-Pb возрасты цирконов. Граниты, которые прорывают породы верхнего триаса, имеют раннеюрский Rb-Sr возраст [Cowgill et al., 2003; Harris et al., 1988a; Regional geology..., 1991; Sobel, Arnaud, 1999].

В Западном Тибете проявления надсубдукционного магматизма находятся южнее сутуры Куньлуньского океанического бассейна. Здесь (в зоне Тизнаф) распространены верхнепалео-

зойские и триасовые вулканиты, граниты и гранодиориты [Matte et al., 1996; Xu et al., 1992]. Геохимические особенности гранитов свидетельствуют об их надсубдукционном генезисе [Chang, 1996]. В этой тектонической зоне находятся также девонские и каменноугольные граниты [Cowgill et al., 2003; Matte et al., 1996], которые могут иметь аналогичное происхождение. Несогласно на разных породах лежат красноцветная моласса с фауной позднего триаса и угленосная толща с юрской флорой [Mattern, Schneider, 2000].

Неопротерозойский возраст рифтогеных вулканитов [Chen, Jin, 1996; Pearce, Mei, 1988; Regional geology..., 1991; Yin, Harrison, 2000] делает вероятным существование Куньлуньского океанического бассейна с протерозоя. Следы существования этого океанического бассейна сохранились в геологической летописи для всех периодов палеозоя: породы офиолитовой ассоциации имеют возрасты от нижнего кембрия до верхней перми, надсубдукционные вулканиты и граниты — ордовикий, силурийский, девонский, каменноугольный, пермский и триасовый возрасты.

В Восточном Куньлуне зона субдукции погружалась в позднем палеозое и триасе в сторону Цайдама, в Западном Куньлуне — в сторону Тибета. Смена направления субдукции происходила по Алтынтагскому разлому, игравшему роль трансформной границы. Угловые несогласия в отложениях верхней перми и триаса и накопление пермской молассы свидетельствуют об орогенезе, который начался в перми в результате коллизии с островной дугой и продолжался в триасе при столкновении Тибета с Алай-Таримским континентом. Куньлуньский океанический бассейн был закрыт до отложения континентальных осадков верхнего триаса.

В кембрии Куньлуньский океанический бассейн был нешироким: в это время сохранялась общность фауны трилобитов, обитавших на обеих окраинах бассейна [Виггеt, Stait, 1986]. Куньлуньская окраина Южно-Китайского континента в раннем палеозое была пассивной. Биогеографические данные свидетельствуют о том, что в ордовикском периоде Куньлуньский океанический бассейн значительно расширился. Различие между сообществами ордовикских наутилоидей и конодонтов, обитавших на разных окраинах Куньлуньского бассейна, указывают на слабые связи между Северо-Китайским и Южно-Китайским доменами в это время [Виггеt, Stait, 1986].

Возникшие в ордовике биотические различия между доменами, разделенными Куньлуньским океаном, сохранялись в силуре, раннем и среднем девоне, они сгладились в позднем девоне [Виггеtt et al., 1990]. В девонское время куньлуньская окраина Южно-Китайского континента была активной и на ней формировались складки. В Северо-Западном Куньлуне складчатость отмечена несогласием в среднем девоне, на Северном Памире — стратиграфическим перерывом в позднем девоне — раннем турне.

В карбоне в Куньлуньском океаническом бассейне находились: срединно-океанический хребет, океанические островные дуги и окраинные бассейны. На краю сиалического террейна Курговат-Сунпань, обращенном к Куньлуньскому бассейну, активно протекали аккреционные процессы. В позднем карбоне этот террейн столкнулся с океанической островной дугой (или дугами) Куньлуньского бассейна.

Задуговой бассейн Калайхумб-Ойтаг. На Северном Памире и в Северо-Западном Куньлуне находится сутура океанического бассейна Калайхумб-Ойтаг (рис. 6.1), который, вероятно, был задуговым бассейном Куньлуньского океана. Сутура отмечена офиолитами каменноугольного возраста.

Офиолиты Калайхумб (Ка, рис. 6.2) представлены дунитами, перидотитами и базальтами, в верхней части которых находятся прослои известняков с аммонитами серпуховского яруса. Базальты имеют толеитовый состав, их петрохимические характеристики близки базальтам MORB. Надофиолитовая часть разреза сложена последовательно дифференцированной серией вулканитов, которая представляет собой разрез океанической островной дуги. Вулканиты фациально замещаются туфотерригенными отложениями и олистостромовой толщей с раннесерпуховскими аммонитами в олистолитах [Поспелов, 1987; Руженцев и др., 1977]. Изотопные возрасты метаморфизованных вулканитов находятся в пределах раннего карбона [Schwab et al., 2004]. Вулканиты и замещающие их отложения несогласно перекрыты конгломератами и известняками с позднебашкирскими и московскими фораминиферами. Базальты Кунгай-Ойтаг (Оу, рис. 6.2) имеют Rb-Sr возраст около 360 млн лет и перекрыты вулканитами контрастного состава с горизонтами осадочных пород, в которых содержатся визейские кораллы [Yang et al., 1996; Yin, 1994].

Данные о возрасте офиолитов и пород островной дуги свидетельствуют о существовании за-

дугового бассейна Калайхумб-Ойтаг от раннесерпуховского до позднебашкирского времени. Бассейн был закрыт в башкирское или раннемосковское время в результате коллизии океанической островной дуги с сиалическим блоком Курговат-Сунпань.

Океанический бассейн Ванч-Дзинша

В позднем палеозое и триасе происходил процесс разрушения Южно-Китайского сиалического блока. В раннем карбоне от него откололся блок Курговат-Сунпань и возник океанический бассейн Ванч-Циньша, который быстро расширялся.

Триас — время наибольшей раздробленности территории будущей Высокой Азии (рис. 6.3 и 6.4). В это время океан Ванч-Циньша разделял сиалические террейны Центральный Памир — Цянтан и Курговат-Сунпань. Террейн Курговат-Сунпань — западный выступ платформы Янцзы — представлял собой сиалическую островную дугу, которая была отделена от Алай-Таримского континента Куньлуньским океаном. Рифт Рушан-Шуанху рассекал блок Цянтан, рифт Бангон разделял блоки Цянтан и Лхаса [Буртман, 2006, 2010; Буртман, Самыгин, 2001].

В Восточном Тибете сутура Ванч-Дзинша отмечена офиолитами Юйшу (Уи, рис. 6.2) и Улан-ула (*Ua*, рис. 6.2). Офиолиты Юйшу слагают тектонические блоки среди пород верхнего триаса. Блоки сложены перидотитами, габбро, полушечными базальтами, пикритами и силицитами. Геохимия лав свидетельствует об излиянии на срединно-океаническом хребте [Pearce, Deng, 1988]. В офиолитовой зоне Улан-ула обнажены: серпентинитовый меланж, ультрабазиты, габбро, подушечные базальты, пикриты и кремни с микрофауной турнейского яруса. Петрохимические характеристики базальтов подобны породам океанических островов. Для габбро определен пермский Rb-Sr возраст. Офиолитовый меланж несогласно перекрыт отложениями позднепермского-раннетриасового возраста [Chang, 1996].

Западное продолжение сутуры Ванч-Дзинша отмечено на Восточном Памире офиолитами Тааши (*Tx*, рис. 6.2) [Буртман, 1993; Introduction..., 1992]. Эта сутура следует далее на Северный Памир, где офиолитовая зона Ванч (*Va*, рис. 6.2) разделяет Курговатский и Центрально-Памирский сиалические блоки. Ванчская зона

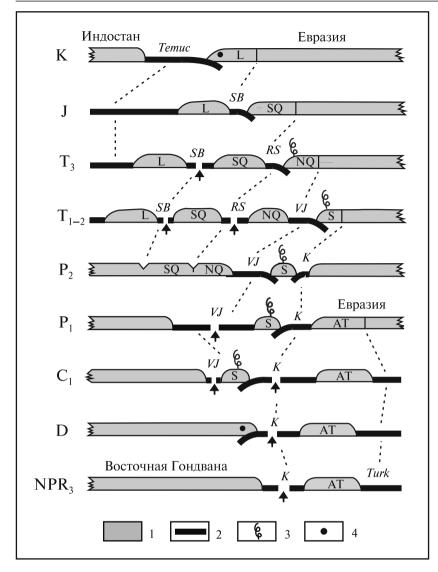


Рис. 6.3. Геодинамические профили через Тарим, Западный Куньлунь и Западный Тибет (докайнозойское время)

1 — сиалическая кора, 2 — океаническая кора, 3 — надсубдукционный вулканизм, 4 — граниты.

Террейны с континентальной корой: AT — Алай-Таримский, L — Лхаса, NQ — Северный Цянтан (Qiangtang), SQ — Южный Цянтан, S — Сунпань (Songpan).

Океанические бассейны: K — Куньлуньский (Kunlun), RS — Рушан-Шуанху (Rushan-Shuanghu), SB — Шиок-Бангон (Shyok-Bangong), Turk — Туркестанский (Turkestan), VJ — Ванч-Дзинша (Vanch-Jinsha)

представляет собой пояс протрузий серпентинизированных ультрабазитов и линзовидных тел габбро и диоритов. Среди серпентинизированных пород распознают низкотитанистые высокомагнезиальные дуниты, перидотиты и пироксениты, близкие к альпинотипным ультрабазитам [Владимиров и др., 1992]. Ультрабазиты залегают среди вулканических пород основного состава, имеющих шаровую отдельность. В лин-

зах известняков среди лав содержатся визейские кораллы и пермские фузулиниды [Кафарский и др., 1982; Расчленение..., 1976]. Петрохимические характеристики вулканитов соответствуют толеитовым базальтам [Буданов, Пашков, 1988]. Этот пояс вулканитов и ультрабазитов продолжается на юго-запад в Северо-Восточный Афганистан.

На Северном Памире и в Северо-Запалном Куньлуне севернее и восточнее сутуры Ванч-Дзинша расположен пояс гранитов позднего триаса — лейаса. Граниты Северо-Западного Куньлуня имеют U-Pb возраст 204 млн лет, геохимическое изvчение пород показало, что граниты формировались в надсубдукционных и коллизионных условиях [Introduction..., 1992; Zhang et al., 1994]. Вероятно такое же происхождение раннеюрских гранитов, которые распространены севернее сутуры Ванч-Дзинша в Западном Тибете (взоне Тяньшуйхай). Для них определен U-Pb возраст по циркону в 192 млн лет, Ar-Ar возрасты по мусковиту — 190±8 млн лет и по биотиту — 177±3 млн лет [Matte et al., 1996].

Возраст офиолитов свидетельствуют о существовании океанического бассейна Ванч-Дзинша в карбоне и перми. Расширяясь, этот бассейн к артинскому веку превратился в обширный океан, который разделял сиалические блоки, расположенные в разных биогеографических об-

ластях, принадлежащих тропическому и нодальному внетропическому поясам Земли [Буртман, 2006, 2010]. Океанический бассейн был закрыт в пермо-триасовое время вследствие субдукции океанической коры под сиалический блок Курговат-Сунпань, в котором находится пояс надсубдукционных и коллизионных гранитов. Процессу закрытия сопутствовали деформации и обдукция офиолитов.

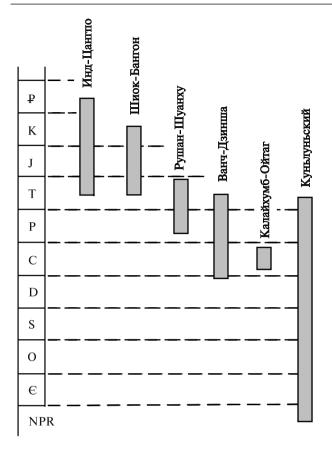


Рис. 6.4. История тетического семейства океанических бассейнов на территории Высокой Азии

Океанический бассейн Рушан-Шуанху

В пермское время продолжалось разрушение Южно-Китайского континента. В результате внутриконтинентального рифтогенеза вблизи края континента образовался рифт Рушан-Шуанху с корой океанического типа. Рифт, вероятно, был открыт в океан Ванч-Циньша. Бассейн Рушан-Шуанху существовал в перми и триасе. В Тибете сутура этого бассейна отмечена тектонической зоной Ганмацо-Шуанху (Gs, рис. 6.2), которая насыщена обнажениями пород офиолитовой ассоциации. Зона имеет в плане форму линзы длиной более 500 км и шириной около 100 км. Состав лав изменяется вверх по геологическому разрезу от щелочных базальтов до толеитовых базальтов MORB. В базальтах находятся глыбы известняков раннепермского возраста, кремни в офиолитовом меланже содержат радиолярии триаса. Офиолиты залегают среди диамиктитов верхнего карбона — нижней перми, которые рассланцованы и частично превращены в глаукофановые сланцы. Кроссит из этих сланцев имеет Ar-Ar возраст 223±4 млн лет [Chang, 1996; Карр et al., 2000]. Севернее зоны Ганмацо-Шуанху распространены известковощелочные вулканиты, которые, вероятно, имеют надсубдукционное происхождение.

Восточнее зоны Ганмацо-Шуанху на ее простирании обнажены породы с фузулинидами и брахиоподами верхней перми. Нижняя часть стратиграфического разреза сложена известняками и лавами среднего и основного состава, выше они сменяются чередованием базальтов с песчаниками и сланцами. Геохимия базальтов свидетельствует об их внутриконтинентальном происхождении. Верхняя часть разреза сложена кластитами с прослоями известняков и углей [Chang, 1996; Excursion Guide..., 1998; Yin et al., 1988]. Рифтогенный океанический бассейн, повидимому, слепо оканчивался восточнее офиолитовой зоны Ганмацо-Шуанху внутри террейна Цянтан, континентальный рифтогенез восточнее зоны Ганмацо-Шуанху не достиг верхней мантии.

На Памире сутура океанического бассейна Рушан-Шуанху представляет собой зону надвигов и тектонических чешуй с линзами серпентинитов около разломов. Тектонические чешуи сложены кремнисто-терригенными и кремнисто-карбонатными осадками пермского и триасового возраста, с базальтами, андезитобазальтами, трахитами. Южнее сутуры в тектоническом окне Башгумбез (Ва, рис. 6.2) под кайнозойским шарьяжем залегают тектонические пластины, которые сложены серпентинитами и гарцбургитами (пронизанными дайками габбро, габбро-диоритов и плагиогранитов), щелочными оливиновыми и толеитовыми шаровыми базальтами и кремнями. Геохимические особенности базальтов указывают на их океаническое происхождение. На базальтах лежат толща лав и пирокластов кислого состава и олистострома с глыбами известняков, в которых определена фаvна перми и триаса до карнийского века включительно. Севернее, в зоне океанической сутуры, подобная олистострома перекрывает пермотриасовые вулканогенно-осадочные отложения и содержит юрские криноидеи в прослоях известняков [Пашков, Буданов, 2003; Пашков, Швольман, 1979; Дронов, 1999; Левен, 1995].

Особенности вулканизма в сутурной зоне Рушан-Шуанху свидетельствуют о возникновении континентального рифта и последовавшем открытии океанического бассейна в пермском периоде. Зона субдукции падала на север (в современной системе координат). Закрытие океа-

нического бассейна произошло до накопления раннеюрской молассы. Судя по возрасту метаморфизма высоких давлений в сутурной зоне, бассейн Рушан-Шуанху был закрыт в позднем триасе.

Океанический бассейн Шиок-Бангон

В мезозое сиалический блок Лхаса и островная дуга Драс-Кохистан отделяли от океана Неотетис окраинный бассейн, следом которого служит сутура Шиок-Бангон (рис. 6.1). Сутура состоит из двух частей (Шиок и Бангон), которые смещены одна относительно другой по Памир-Каракорумскому сдвигу на расстояние около 100 км. В Тибете сутура Бангон служит границей между сиалическими блоками Цянтан и Лхаса. Она отмечена офиолитами Донкяо-Амдо (Do, рис. 6.2) — интенсивно деформированными ультрабазитами, кумулятами, подушечными базальтами, пачками параллельных лаек. По петрохимическим и геохимическим характеристикам породы отнесены к образованиям океанического и островодужного происхождения [Pearse, Deng, 1988]. Для габбро и амфиболитов определен позднетриасовый Ar-Ar возраст. Кремни среди базальтов содержат радиолярии ранней и поздней юры [Chang, 1996; Liu et al., 2000].

В Западном Тибете вдоль сутуры распространен дикий флиш или тектонический меланж с блоками гарцбургитов, серпентинизированных перидотитов, габбро, базальтов, радиоляритов и известняков во флишевом матриксе. Описан также разрез офиолитовой ассоциации — от перидотитов, через кумуляты, дайковый комплекс к шаровым лавам и радиоляритам с фауной средней-поздней юры. Кроме положения в сутуре, офиолиты слагают многочисленные аллохтонные массивы, шарьированные на блок Лхаса. Rb-Sr возраст базальтов определен в интервале 182-207 млн лет, среди базальтов находятся породы с фауной лейаса и титона. Интенсивно смятый флиш и офиолитовый меланж несогласно перекрыты известняками с эндемичной фауной верхов нижнего или низов верхнего мела [Liu et al., 2000; Matte et al., 1996; Regional geology..., 1993b].

Сутура Шиок отделяет блок Каракорум (KR, рис. 6.1) от пород мезозойской островной дуги Драс-Кохистан (DK), в которой вулканическая активность известна в юре — раннем мелу. Породы офиолитовой ассоциации (перидотиты,

пироксениты, габбро, базальты, кремни) встречены в виде глыб в олистостроме, которая содержит также обломки известняков альба-апта, распространенных в Кохистане. Породы в зоне сутуры смяты в складки, изотопный возраст деформаций — 100-90 млн лет [Searle, 1991]. Эти деформации являются следствием коллизии островной дуги с блоком Каракорум-Цянтан при закрытии окраинного моря Шиок-Бангон. Имеющиеся данные свидетельствуют о существовании бассейна Шиок-Бангон в триасе, юре, раннем мелу. Океанический бассейн был закрыт в конце раннего мела, предположительно после 130 млн лет [Guynn et al., 2006], или в начале позднего мела до отложения красноцветных кластитов верхнего мела.

6.2. Коллизия Индостана с Евразией

В триасе были закрыты океанические бассейны Куньлуньский, Ванч-Циньша и Рушан-Шуанху. В результате, территории Памира, Каракорума, Куньлуня и большая часть Тибета присоединились к Евразийскому континенту (рис. 6.3 и 6.4). Коллизия сиалических террейнов сопровождалась индо-синийским орогенезом. В меловом периоде был закрыт бассейн Шиок-Бангон и в Евразийский континент вошли блок Лхаса и Кохистан. В третичное время после закрытия неотетического бассейна Инд-Цангпо Евразийский континент объединился с Индостаном.

Время коллизии Индостана с Евразией, широко обсуждаемое в литературе, определяют, опираясь на данные о движении плит, о времени поднятия Тибета, о изменениях в режиме седиментации, о возрасте метаморфизма в Гималаях и др. Начало коллизии предполагают в позднем мелу в интервале 65–70 млн лет [Ding et al., 2005; Yin, Harrison, 2000; и др.], в раннем эоцене — 45–55 млн лет [Chang, 1996; Dupont-Nivet et al., 2010; Hodges, 2000; Matte et al., 1997; Molnar, Tapponner, 1975; Powell, Conaghan, 1973; Zhu et al., 2005; и др.], в позднем эоцене 34–35 млн лет тому назад [Aitchison et al., 2007]. Результаты недавних исследований указывают на относительно молодой возраст начала коллизии.

Наиболее молодые морские отложения в Гималаях Тетиса имеют позднеприабонский возраст (34–35 млн лет), определенный палеонтологическим методом [Aitchison et al., 2007; Wang C.

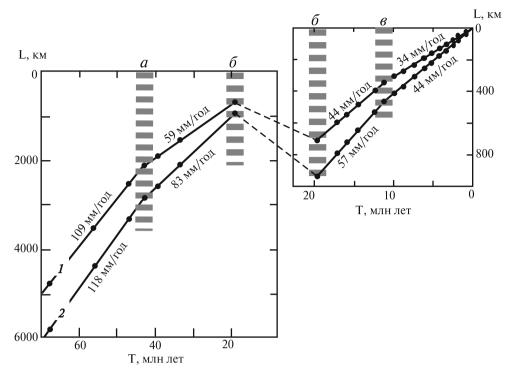


Рис. 6.5. График скорости перемещения Индийской плиты относительно Евразии, по [Molnar, Stock, 2009] L — расстояние северо-западного (*I*) и северо-восточного (*2*) углов Индийской плиты от их современного положения; Т — время; *а*, *б*, *в* — время событий, следствием которых было уменьшение скорости сближения Индостана и Евразии

et al., 2008]. Наиболее древние отложения, которые содержат обломки пород Индостана и Южного Тибета, — конгломераты гангринбоче (Gangrinboche, формации Kailas, Qiuwu, Dazhuqu, Luobusa). Они распространены по обе стороны океанической сутуры Инд-Цангпо и имеют позднеолигоценовый или раннемиоценовый возраст. Ar-Ar возрасты туфов, залегающих в виде прослоев среди конгломератов, соответствует раннему миоцену — 16,9±0,2 и 20,1±0,5 млн лет [Aitchison et al., 2007]. Данные о кинематике плит свидетельствуют о том, что около 20 млн лет назад скорость конвергенции Индостана с Евразией уменьшилась почти в полтора раза (ϵ , рис. 6.5). В это же время произошел подъем Центрального-Южного Тибета (см. ниже).

В результате коллизии была сформирована складчато-надвиговая система Гималаев. Детрит метаморфических пород Гималаев появился в верхней части разреза предгорного прогиба в осадках позднего олигоцена (формация Dagshai) и широкое распространение получил в породах свиты сивалик (Siwalik) миоценового возраста [Вигbank et al., 1996]. Определения Аг-Аг возраста слюд из детрита пород свиты сивалик позволило сделать вывод о том, что интенсивное поднятие Гималаев началось около 20 млн лет назад [Szulc

et al., 2006]. Результаты палеоальтиметрических исследований, проведенных в Гималаях с применением изотопного метода [Rowley, Garzione, 2007], находятся в согласии с этим выводом.

Перечисленные данные позволяют делать вывод о том, что коллизия Индийского континента с Евразией началась в интервале олигоцен — ранний миоцен, более вероятно — в позднем олигоцене. Этот вывод находится в согласии с возрастом послеколлизионного магматизма в блоке Лхаса, который начался 26 млн лет назад [Chung et al., 2005; Xia et al., 2010; Zhao et al., 2009].

Если коллизия Индостана с Евразией началась в олигоцене, то необходимо понять причины более ранних событий, которые разные авторы связывали с этой коллизией. Среди них — замедление скорости сближения Индийской и Евразийской плит 40–45 млн лет тому назад [Molnar, Stock, 2009] и эксгумация эклогитов и метаморфизм гималайских пород в интервале 40–50 млн лет [Yin, 2006; и др.]. Эти и подобные события могут быть следствием «попутной» коллизии Индостана с внутриокеанической островной дугой (или дугами), которая произошла до коллизии Индостана с Евразией [Aitchison et al., 2007; Ding et al., 2005; и др.]. На рис. 6.6 показана модель такого события.

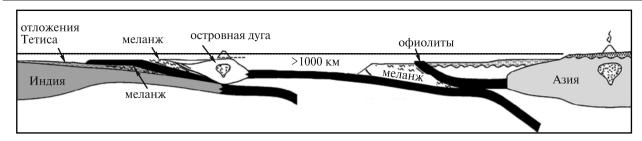


Рис. 6.6. Модель, показывающая процесс аккреции Индостаном островной дуги до его коллизии с Евразией [Ding et al., 2005]

Коллизия Индостана с Евразией были причиной гималайского орогенеза, приведшего к созданию Высокой Азии. Одним из последствий коллизии было формирование Гималайского складчато-надвигового пояса, который охватывает тектоническую зону Субгималаев, сложенную третичными осадками; зоны Низких и Высоких Гималаев, сложенные деформированными и метаморфизованными породами Индостанского континента, и Гималаи Тетиса, образованные морскими отложениями окраин Неотетиса.

В результате коллизии произошло значительное сокращение территории Индостанского континента при деформации его земной коры в Гималаях и субдукции индостанской литосферы под Тибет. Поперечное сокращение Гималайского складчатого пояса определено методом сбалансированных разрезов: В Пакистане оно равно 470 км [Coward, Butler, 1985] и 200 км [Yin, 2006], в разрезах Западного Непала — 600–670 км [DeCelles et al., 2002] и более 750 км [Yin, 2006], в восточной части Гималаев — 535 и более 570 км [Ratschbacher et al., 1994; Yin, 2006].

Доколлизионный Индостанский континент называют «Большей Индией» (Greater India). Предложены десятки реконструкций Большей Индии, основанных на палеомагнитных исследованиях, реконструкциях Восточной Гондваны, расчетах величины поддвига Индостана под Тибет и на других данных и соображениях [Ali, Aitchison, 2005; и др.]. На разных реконструкциях ширина той части Большей Индии, которая была деформирована и субдуцирована после коллизии, составляет от нескольких сотен до 2000 км. На моделях, основанных на сейсмотомаграфических исследованиях [Kosarev et al., 1999; Replumaz et al., 2004, 2010 a,b; Zhao et al., 2010], величина сокращения Большей Индии составляет около 500 км от сутуры Инд-Цангпо и 800–900 км от Главного пограничного разлома Гималаев. Это соизмеримо с указанными выше величинами поперечного сокращения Гималаев при их деформации.

6.3. Деформация Тибета в кайнозое

Современная деформация Тибета (146) — Деформация Тибета в позднем кайнозое (148) — Поднятие Тибета (149)

Современный Тибет состоит из нескольких сиалических блоков (террейнов). Блок Цайдам вместе со складчатыми системами Куньлуня и Цилианшаня составляет Северо-Тибетскую геолого-географическую провинцию (рис. 6.7). Между Куньлуньской сутурой и сутурой Ванч-Дэинша находится блок Сунпань (Songpan), между сутурами Ванч-Дэинша и Бангон — блок Цянтан (Qiangtang). Блоки Сунпань и Цянтан образуют Центрально-Тибетскую провинцию.

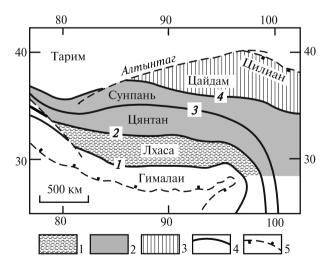


Рис. 6.7. Провинции Тибета 1 — Южный Тибет, 2 — Центральный Тибет, 3 — Северный Тибет, 4 — океанические сутуры (1 — Инд-Цангпо, 2 — Бангон, 3 — Дзинша, 4 — Куньлуньская), 5 — разломы. Цилиан — Цилианшань

Блок Лхаса (Ласа), ограниченный сутурами Бангон и Инд-Цангпо, составляет Южно-Тибетскую провинцию. Тибетское высокогорное плато находится на территории Центральной и Южной провинций (Центральный-Южный Тибет).

Современная деформация Тибета

Современная деформация Тибета изучена методами космической геодезии и сейсмологии. Эпицентры землетрясений распространены на всей территории Тибета. Преобладают землетрясения на глубине до 15 км со сдвиговыми фокальными механизмами. В блоке Лхаса и в 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 [Chen et al., 2004; Molnar, Chen, 1983; Molnar, Lyon-Caen, 1989].

Плотность очагов землетрясений (количество на единицу площади) на Тибете и в Гималаях много ниже, чем в Северо-Западном Куньлуне, Памире и Тянь-Шане (рис. 6.8). По территории Тибета эпицентры землетрясений распределены относительно равномерно. Исключением является Цилианшань с высокой плотностью эпицентров землетрясений.

Скорость современного сокращения территории между Индийской и Таримской платформами была рассчитана по данным GPS на профилях, которые пересекают Гималаи, Тибет, Куньлунь, Цайдам, Цилианшань и Алтынтаг в направлении CB 20° (*a–г*, рис. 6.9). На профиле *а* происходит сокращение территории со скоростью

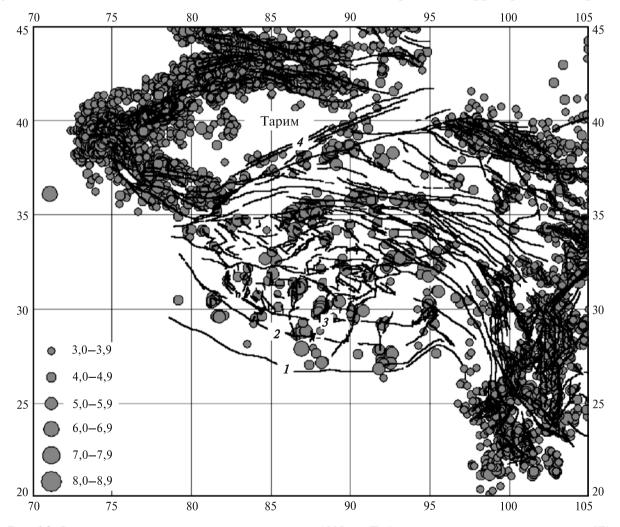


Рис. 6.8. Эпицентры землетрясений, произошедших с 1985 г. в Тибете и на окружающих территориях [Zhang et al., 2004]

1 — Главный пограничный надвиг Гималаев, 2 — Главный центральный разлом Гималаев, 3 — сутура Инд-Цангпо, 4 — Алтынтагский разлом

 $34,6\pm4,0$ мм/год, на профиле $6 - 34,6\pm3,0$ мм/год, на профиле $6 - 33,6\pm2,0$ мм/год и на профиле $2 - 28,0\pm2,5$ мм/год [Zhang et al., 2004].

Территория Тибетского плато (Центральный-Южный Тибет) по данным GPS испытывает поперечное сокращение (рис. 6.10) и продольное удлинение. Сокращение площади Тибетского плато в меридиональном направлении происходит со скоростью около 10 мм/год, территории Северного Тибета — около 8 мм/год, из них: Цайдама — 2–3 мм/год, Цилианшаня — около 5 мм/год. В современную эпоху поперечное сокращение Тибета компенсируется его продольным удлинением. При этом удлинение Тибета в западном направлении небольшое (менее 5 мм/год), а в направлении на восток скорость удлинения достигает 20 мм/год (рис. 6.11).

По данным GPS скорость удлинения Тибетского плато плавно возрастает от обеих границ плато к его осевой зоне (рис. 6.11), которая находится на широте 32° у границы сиалических блоков Лхаса и Цянтан.

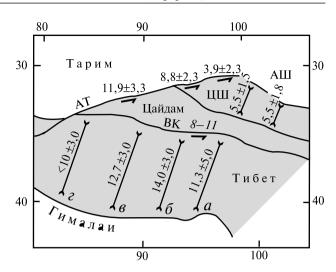


Рис. 6.10. Современная деформация Тибета по данным GPS [Zhang et al., 2004, 2007]. Показаны скорости поперечного сокращения площади Тибета и сдвиговых смещений по разломам Восточного Куньлуня (ВК) и Алтынтага (АТ), в мм/год

АШ — Алашаньская Гоби, ЦШ — Цилианшань

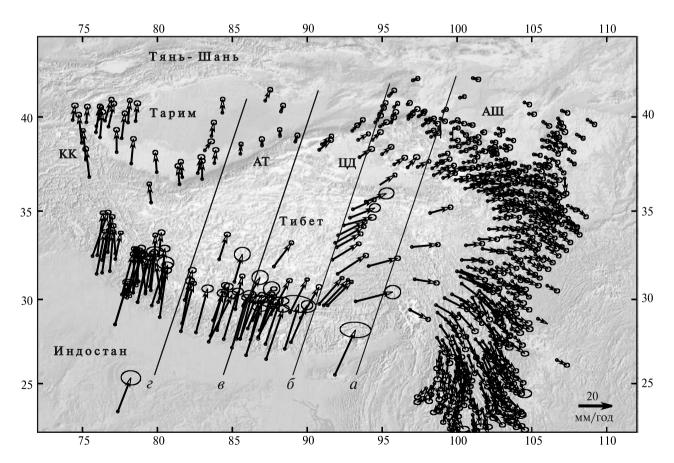


Рис. 6.9. Векторы скорости перемещения пунктов GPS относительно стабильной Азии в Тибете и около Тибета [Taylor, Yin, 2009; Zhang et al., 2004]. Эллипсы показывают интервал доверия измерений AT — Алтынтаг, AIII — Алашань, KK — хребет Каракорум, ЦД — Цайдам

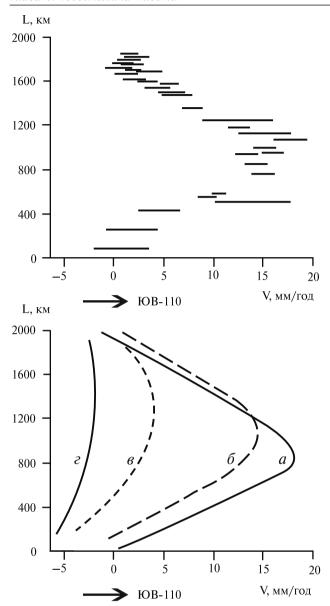


Рис. 6.11. Компонента скорости перемещения в направлении ЮВ 110° пунктов GPS, расположенных на профилях через Гималаи и Тибет, которые показаны на рис. 6.9 [Zhang et al., 2004]. Линии на профиле δ (вверху) показывают доверительные интервалы определения величины компоненты скорости, внизу — графики компоненты скорости для профилей a, δ , θ и ε . V — скорость перемещения, L — расстояние от южного конца профиля

Такое распределение скоростей свидетельствует о деформации Тибета путем тектонического течения. В блоке Лхаса внутреннее строение потока правосдвиговое, севернее сутуры Бангон — левосдвиговое.

Это тектоническое течение включает смещения по сдвигам, наибольший из которых

Восточно-Куньлуньский. Скорость сдвигового смещения по Восточно-Куньлуньскому разлому определена в 4–10 мм/год [Chen et al., 2004] и 8–11 мм/год [Zhang et al., 2004]. Она соответствует скорости тектонического течения в этой части потока.

Интерпретация данных GPS позволяет делать вывод о вероятном вращении Тарима по часовой стрелке относительно стабильной Евразии со скоростью $0.52^{\circ}/\text{млн}$ лет [Yang et al., 2008] или $0.8^{\circ}/\text{млн}$ лет [Reigber et al., 2001].

Деформация Тибета в позднем кайнозое

По геологическим данным, в позднем кайнозое происходило поперечное сокращение и продольное удлинение Тибета. Структурным выражением меридионального сжатия служат надвиги и складки в кайнозойских породах, имеющие широтное простирание. Величина поперечного сокращения Южного Тибета в кайнозое была рассчитана около 50 км [Chang, 1996]. Меридиональное сокращение Центрального Тибета оценено в 260-280 км, из них в блоке Цянтан — 200 км, в блоке Сунпань — 60-80 км [DeCelles et al., 2002]. Оценка меридионального сокращения Северного Тибета (Цайдама и Цилианшаня) — около 200 км [Tapponnier, Xu et al., 2001], поперечное сокращение Цайдамского блока определено в 20-30 км [Zhou et al., 2006]. В модели А.Вина и Т.Харрисона, поперечное сокращение Тибета после коллизии происходило путем надвигания сиалических блоков Тибета друг на друга по разломам, которые наследуют мезозойские и кайнозойские океанические сутуры. По их расчетам, величина сокращения территории по надвигам у сутуры Инд-Цангпо более 60 км, на границе блоков Лхаса и Цянтан — около 250 км, на границе блоков Цянтан и Сунпань — более 60 км, на границе блоков Сунпань и Цайдам в Восточном Куньлуне — 270 км, по надвигам Наньшаня — 340-360 км [Yin, Harrison, 2000].

Приведенные оценки величины сокращения территории не являются результатом прямых измерений деформации по сбалансированным геологическим разрезам или магнитуд надвигов. Они основаны на магнитудах фланговых сдвигов, на экстраполяции современных величин сокращения и на палеомагнитных данных, которые имеют большие интервалы возможной ошибки. При оценке магнитуды кайнозойских надвигов Наньшаня принимается,

что эти надвиги компенсируют всю магнитуду Алтынтагского сдвига, определяемую авторами в 360±50 км [Yin, Harrison, 2000]. Другие определения магнитуды сдвига по Алтынтагскому разлому в кайнозое — 470±70 млн лет [Cowgill et al., 2003] и 80–160 км [Liu Y. et al., 2007]. Кроме того, помимо надвигов Наньшаня-Цилианшаня, которые сопряжены с северо-восточным окончанием Алтынтагского сдвига, часть магнитуды этого сдвига компенсирована надвигами у его противоположного окончания в Западном Куньлуне и Северо-Западном Тибете [Cowgill et al., 2003].

Продольное удлинение Тибета оценивают в 40 км [DeCelles et al., 2002] и в 100–150 км [Yin, 2000]. Оно компенсирует значительную часть поперечного сокращения Тибета в кайнозое.

Интенсивное продольное удлинение Тибета началось в миоцене около 18 млн лет назад [Williams et al., 2001; Yin, Harrison, 2000] и усилилось в плиоцене [Yin et al., 1999]. Оно сопровождалось формированием структур широтного растяжения (рис. 6.12) — меридиональных грабенов, сбросов, сопряженных диагональных сдвигов [Taylor et al., 2003; Yin, 2000; и др.].

Продольное удлинение Тибета 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 [Chen Y. et al., 2002; Dupont-Nivet et al., 2004]. Это позволяет сделать вывод о том, что тектоническое течение земной коры Тибета имело преимущественно ламинарный характер. Лишь в складчатой системе Цилианьшаня-Наньшаня, насыщенной надвигами и сдвигами, палеомагнитными исследованиями обнаружены следы горизонтального вращения некоторых участков в миоценовое время [Dupont-Nivet et al., 2008].

Поднятие Тибета

Тибетское плато — самое обширное высокогорное плато на Земле. Формирование этого плато отмечает важный этап тектонической истории региона. Наиболее молодые морские осадки отлагались на блоках Лхаса и Цянтан в раннемеловое время. Они были смяты в складки и несогласно перекрыты континентальными

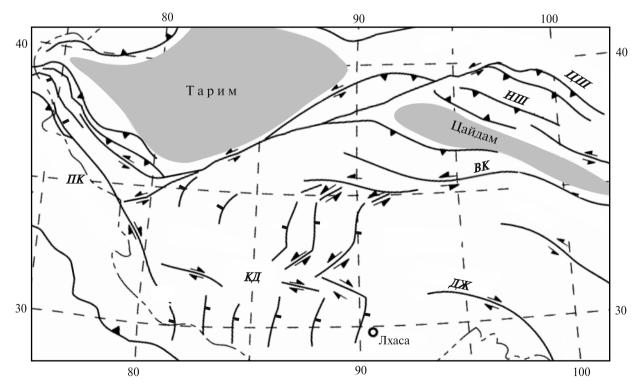


Рис. 6.12. Кайнозойские разломы в Тибете [Yin, Harrison, 2000] *BK* — Восточный Куньлунь, *ДЖ* — разлом Джяли, *КД* — зона сдвигов Каракорум-Джяли, *НШ* — Наньшань, *ПК* — Памир-Каракорумский разлом, *ИШ* — Цилианшань

осадками верхнего мела и палеогена [Карр et al., 2005; Wang et al., 2008]. Эти события, при которых Центральный и Южный Тибет были подняты над уровнем моря, вызваны коллизией блока Лхаса с Евразийской плитой при закрытии океанического бассейна Бангон. С верхнего мела Тибет находится в континентальной обстановке.

Обсуждение процесса поднятия Тибета привлекает многих исследователей, мнения которых о времени поднятия варьируют от раннего мела до позднего миоцена. Высоту Тибетского плато в прошлом определяют по ископаемой фауне и флоре, по палинологическим данным, составу стабильных изотопов в осадках, по результатам трекового анализа пород, привлекают данные о магматизме, рифтогенезе, седиментации. Изостатическое изменение высоты плато рассчитывают также на основании геодинамических моделей.

Значительное количество палеоальтиметрических исследований с применением разных методов проведено в Южном Тибете для интервала 20-8 млн лет. Они показали, что в миоцене поверхность Южного Тибета находилась на современном или почти современном уровне — около 5 км над уровнем моря (рис. 6.13). Данные о высоте плато в более ранние эпохи немногочисленны. В южной части блока Лхаса распространены озерные отложения свиты нима (Nima), олигоценовый возраст которых — 25-26 млн лет — установлен Ar-Ar методом по туфам из прослоев среди карбонатных пород. Изотопным методом (по 18 O) было определено, что эти отложения накапливались на высоте 4,5–5 км над уровнем моря (4, рис. 6.13) [DeCelles et al., 2007].

В северной части блока Лхаса в бассейне Лунпола (Lunpola) залегает мощная толща кайнозойских пород. Нижняя часть толщи — свита нюбао (Niubao) — имеет палеоцен-олигоценовый возраст, основанный на палинологических данных и фауне остракод [Rowley, Currie, 2006]. Изучение эоценового споро-пыльцевого комплекса из этого разреза [Song et al., 2010] позволило сделать вывод о положении плато на высоте 3250–3400 м в это время (1, рис. 6.13). Озерные осадки в средней и верхней частях свиты нюбао предположительно имеют олигоценовый возраст. По содержанию изотопа кислорода (18О) в карбонатных породах из средней и верхней частей свиты были определены высоты плато в олигоцене 4050±500-600 м и 4850±370-440 м (2, 3, рис. 6.13) [Rowley, Garzione, 2007].

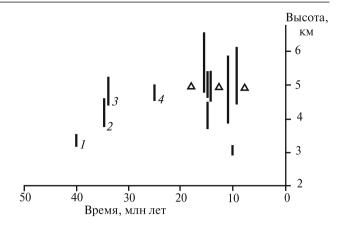


Рис. 6.13. Палеовысота земной поверхности Южного Тибета, по данным [Currie et al., 2005; DeCelles et al., 2007; Rowley, Garzione, 2007; Song et al., 2010]. Вертикальные линии показывают интервал доверия определений высоты, треугольниками отмечены определения, для которых интервал доверия не был рассчитан

Основной массив данных на графике (рис. 6.13) позволяет считать подъем блока Лхаса связанным с коллизией Индостана и Евразии, начавшейся в олигоцене. Этому противоречат данные о высоком положении поверхности Южного Тибета в эоцене, основанные на палинологических исследованиях пород в бассейне Лунпола (1 на рис. 6.13). Однако неопределенность стратиграфического положения анализированных пород и трудности учета изменений климата при определении высоты плато по палеоботаническим данным [Моlnar et al., 1993] позволяют подвергать сомнению выводы, сделанные на этом материале.

В Центральном Тибете палеоальтиметрические исследования проведены на территории блока Сунпань в бассейне Хохсил (Hoh Xil), который заполнен мощной толщей кайнозойских континентальных осадков. Магнитостратиграфическим методом определен возраст подошвы этой толщи на уровне 52 млн лет. Большая часть толщи была интенсивно деформирована в интервале между 23,8 и 22 млн лет, деформации, вероятно, обусловлены импульсом из зоны коллизии Индийской и Евразийской плит [Wang C. et al., 2008]. Карбонатные породы из эоценовой и миоценовой частей разреза бассейна Хохсил были изучены с применением изотопного метода (по ¹⁸O) [Cyr et al., 2005; Polissar et al., 2009]. Результаты этого исследования, с учетом изменений палеоклимата, показали, что высота поверхности блока Сунпань изменилась между эоценом и миоценом от 2000-2600 до 4000-4200 м.

Направление потоков в неогене свидетельствует о сносе с юга. Бассейн Хохсил рассматривается как предгорный, в неогене в него поступал материл с эродируемого горного массива, расположенного на территории блоков Цянтан и Лхаса [Polissar et al., 2009].

В Северном Тибете — в Цайдаме и Цилианшане — на многих участках найдены кости ископаемой лошади *Ніррагіоп*, которые свидетельствуют о степном ландшафте на высоте до 1000 м в раннем плиоцене. Подъем Северного Тибета произошел в позднем плиоцене, о чем свидетельствует возраст молассы в предгорном прогибе Цилианшаня [Chen, Wang, 1996].

В целом, поднятие Тибета произошло в несколько этапов. Начало было положено в меловое время и связано с коллизией сиалического блока Лхаса с Евразийской плитой после закрытия океанического бассейна Бангон. В это время или в палеогене возникло неравенство в высоте блоков будущего Тибета. В эоцене поверхность блоков Цянтан и Лхаса была значительно выше поверхности блока Сунпань, а северотибетский блок был на уровне Таримской платформы.

Главный этап поднятия, в конце которого Тибетское плато достигло экстремальной высоты, начался в олигоцене в связи с коллизией Индийской плиты с Евразией. Блок Сунпань, бывший до олигоцена ниже блоков Цянтан и Лхаса, поднимался быстрее или дольше более южных блоков, что, вероятно, связано с поддвигом (континентальной судукцией) Северного Тибета и Тарима под Центральный Тибет. В миоцене было сформировано высокогорное плато на Центральном и Южном Тибете. Поднятие Северного Тибета происходило в позднем плиоцене и в четвертичное время и имело меньшую магнитуду: в настоящее время высота Цайдама на 2 км ниже высокогорного плато Центрального-Южного Тибета.

6.4. Взаимодействие между Центральным Тибетом, Цайдамом и Таримом

Разломы Куньлуня (151) — Разломы Алтынтага (153) — Вращение Тарима (153)

Границей между породами Индийской плиты и Тибета служит океаническая сутура Инд-Цангпо. Северная граница Тибета двухступенчатая (рис. 6.14). Горные хребты Восточного Куньлуня отделяют высокогорное плато Центрального Тибета (высота около 5 км) от плоскогорья Цайдам, которое находится на высоте около 3 км. Горные системы Алтынтага, Наньшаня и Цилианшаня отделяют Цайдам от низменных 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.

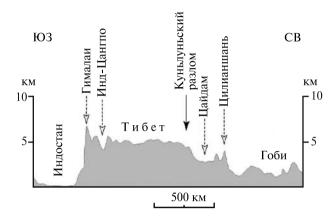


Рис. 6.14. Рельеф земной поверхности в разрезе через Гималаи, Тибет, Куньлунь, Цайдам, Цилианшань [Fu, Awata, 2007]. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:100

Разломы Куньлуня

Разломы Восточного Куньлуня (их часто объединяют под общим названием Восточно-Куньлунский или Куньлуньский разлом) прослежены вдоль одноименного хребта на протяжении 1600 км. Зона Восточно-Куньлуньских разломов высоко сейсмична. За 100 лет в этой зоне произошло пять землетрясений с магнитудой более 7,0. Длина трещин при этих землетрясениях составляла сотни километров, землетрясениях сопровождались левосдвиговыми смещениями форм рельефа на 6–10 м [Fu, Awatal, 2007]. Скорость современного сдвигового смещения по Восточно-Куньлуньскому разлому по данным GPS рассчитана в 4–10 мм/год [Chen et al., 2004] и 8–11 мм/год [Zhang et al., 2004].

На 600-километровом отрезке Восточно-Куньлуньского разлома (рис. 6.15) на нескольких участках изотопными методами определен возраст аллювиальных террас, смещенных по сдвигу в позднем плейстоцене и голоцене (табл. 6.1) и вычислена средняя скорость сдвигового смещения 11,5±2 мм/год. Близкие значения имеют скорости левосдвигового смещения по Западно-Куньлуньскому разлому и разлому Хейюан в Цилианшане (рис. 6.15). Простирание этих разломов восточное и восток-юго-восточное.

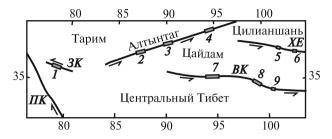


Рис. 6.15. Средние скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений на северных границах Тибета по данным о смещениях аккумулятивных террас и морен, по [Tapponnier, Ryerson et al., 2001]

I–9 — участки, на которых проведены исследования. Сдвиги: BK — Восточно-Куньлуньский, 3K — Каракакс (Кагаках) в Западном Куньлуне, ΠK — Памир-Каракорумский, XE — Хейюань (Haiyuan)

Средние скорости сдвига на участках (в мм/год): $1-12\pm 2$, $2-31\pm 6$, $3-30\pm 4$, $4-23\pm 8$, $5-20\pm 5$, $6-12\pm 4$, $7-9-11.5\pm 2$

Таблица 6.1. Скорости смещений в четвертичное время по Восточно-Куньлуньскому сдвигу, по [Тарроnnier, Ryerson et al., 2001]

ci, rejeison et al., 2001]					
Смещение,	Возраст, лет	Метод	Скорость сдвига, мм/год		
24±3	1788±388	26 Al $^{-10}$ Be	13,5±4,6		
33±4	2914±471	26 Al $^{-10}$ Be	11,3±3,2		
47±5	4837±857	26 Al $^{-10}$ Be	9,7±2,8		
50±10	< 5106±290	26 Al $^{-10}$ Be	> 9,8±2,5		
60±5	< 6748±22	¹⁴ C	8,9±0,7		
68±5	6043±553	26 Al $^{-10}$ Be	11,3±1,9		
70±5	6276±262	26 Al $^{-10}$ Be	11,2±1,3		
90±10	8477±44	¹⁴ C	10,2±1,6		
120±5	< 11010±27	¹⁴ C	10,9±0,5		
180±20	> 11156±158	¹⁴ C	12,5±3,5		
400±5	< 37000±900	¹⁴ C	> 10,8		

По Восточно-Куньлуньскому разлому установлено левосдвиговое смещение долины Желтой реки на 85 км [Woerd et al., 2002]. Вероятные смещения меловых отложений по разлому увеличивает максимальную магнитуду сдвига до 100±20 км [Fu, Awata, 2007]. При скоростях сдвига, равных скорости смещения в позднечетвертичную и современную эпохи (11,5±2 мм/год и 10±2 мм/год), для смещения на 100 км доста-

точно времени с позднего миоцена. Вдоль зоны Восточно-Куньлуньских разломов расположена серия больших пулл-апарт впадин, длина которых 45–70 км, при ширине 8–12 км. Наиболее древние осадки в этих впадинах имеют плиоценовый возраст [Fu, Awata, 2007]. Все это позволяет относить начало сдвиговых смещений по Восточно-Куньлуньским разломам к плиоцену или позднему миоцену.

Сдвиговые смещения на северной границе Центрального Тибета происходили совместно или чередовались с надвиганием Центрального Тибета на Тарим и Цайдам. Вдоль северного склона Восточного Куньлуня расположена система надвигов (Qimen Tagh и др.), по которым древние породы Куньлуня надвинуты на третичные породы Цайдамского бассейна (рис 6.12). На западе эти надвиги сопряжены с Алтынтагским сдвигом (или сдвинуты по нему). Магнитуда надвигания не известна, существует ее оценка в 270 км. опирающаяся на оценку вариаций магнитуды Алтынтагского сдвига [Yin, Harrison, 2000]. С этой зоной надвигов связывают пододвигание евразийской литосферы под Тибет в позднем миоцене и позднее [Tapponnier, Ryerson et al., 2001].

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 молодые из которых имеют плиоценовый возраст. Магнитуду кайнозойского надвига оценивают в 50–100 км [Lyon-Caen, Molnar, 1984; Yin, Harrison, 2000]. Телесейсмические данные свидетельствуют о погружении таримской литосферы под Тибет под углом около 45° [Wittlinger et al., 2004]. По данным GPS, в настоящее время поддвиг Тарима под Тибет в Западном Куньлуне происходит со скоростью 5–10 мм/год [Reigber et al., 2001].

Формирование Западно-Куньлунского хребта происходило в неогене и квартере. Трековый анализ апатита из палеозойских гранитов Западного Куньлуня показал, что в течение миоцена и раннего плиоцена (в интервале 20–4 млн лет) произошло остывание породы, указывающее на поднятие Западного Куньлуня в это время. Компенсирующая денудация должна была уничтожить слой породы, мощностью 3 км [Wang et al., 2003]. Изучение разреза пород миоцена и плиоцена показало, что в раннем плиоцене 4,5–3,5 млн лет назад произошло увеличение скорости седиментации от 0,15 до

1,40 мм/год и состав отложений изменился от мелкообломочного до крупнообломочного [Zheng et al., 2000]. Конгломераты свиты сию (Xiyu), накапливавшиеся в интервале 3,5–1,4 млн лет, отмечают формирование складчато-надвиговой структуры и быстрый подъем Западного Куньлуня.

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. Алтынтагский разлом высоко сейсмичен, землетрясения с магнитудой более 7,0 произошли в зоне этого разлома в 1924 г.

По данным GPS, современные левосдвиговые смещения в средней части разлома (90° в.д.) составляют $11,4\pm2,6$ мм/год и уменьшаются до 1 ± 2 мм/год на северо-востоке разлома [Zhang et al., 2007].

Магнитуда левого сдвига по Алтынтагскому разлому, определенная по смещению палеозойских батолитов, составляет 470±70 км [Cowgil et al., 2003]. Величина смещения после среднего олигоцена была определена в 375±25 км [Yue et al., 2001]. Надвиги и складки Наньшаня и Цилианшаня, с одной стороны, и Западного Куньлуня и Северо-Восточного Тибета — с другой, компенсируют смещения по Алтынтагскому сдвигу в кайнозое.

В центральной части Алтынтагского разлома, по смещениям морфоструктур, датированных радиоуглеродным методом, была определена скорость сдвигового смещения в голоцене 9,4±0,9 и 13,7±1,3 мм/год. Разными методами определена скорость смешения в среднем миоцене — голоцене около 10 мм/год [Cowgill et al., 2009; Zhang et al., 2007]. Более высокие скорости сдвига в голоцене были получены по смещению речных террас и морен, датированных 10 Ве $^{-26}$ А1 и 14 С методами на трех участках в центральной и северной частях разлома (рис. 6.15). По этим данным, средняя скорость сдвигового смещения по Алтынтагскому разлому вдвое и втрое превышают скорость смещения по куньлуньским сдвигам.

Приведенные данные показывают, что в голоцене происходило смещение по пограничным

сдвигам: Северный Тибет смещался в северовосточном направлении относительно Таримского блока, Центральный Тибет — в восточном направлении относительно Северного и Южного Тибета. Эту картину дополняют смещения в сдвиговой зоне Каракорум-Джали (рис. 6.12), которая проходит вблизи границы между Центральным и Южным Тибетом [Armijo et al., 1989]. Правый сдвиг вдоль этой зоны в голоцене происходил со скоростью 10±6 мм/год. Кинематика позднечетвертичных смещений находится в согласии с современной кинематикой региона, определенной по данным GPS (рис. 6.9 и 6.10).

Вращение Тарима

Тарим представляет собой жесткий сиалический блок, который имеет древний фундамент, перекрытый платформенными осадками фанерозоя. Около половины мощности фанерозойских отложений принадлежит кайнозою (см. рис. 1.11). На сейсмическом профиле через Западный Тарим (профиль Арал-Хотан, 80–81° в.д.) граница Мохо на севере профиля и в его центральной части находится на глубине около 40 км ниже уровня моря. На юго-западной окраине Таримской впадины она опускается до 55 км [Li et al., 2002].

Таблица 6.2. Углы вращения палеомагнитных склонений в кайнозойских породах Тарима, по данным [Dupont-Nivet et al., 2002; Huang et al., 2009; Rumelhart et al., 2000]

Участок на рис. 6.16	Возраст пород	Поле	R±ΔR
Kashi (K)	Pli	(*)	(-)17,4±5,9
Atushi-1 (At)	Pli	(*)	(-)22,9±6,4
Atushi-2 (At)	Mio	(*)	(-)28,2±7,0
Maza Tagh-1 (M)	Mio	10	(+)16,8±6,2
Maza Tagh-2 (M)	Mio	20	(+)14,6±6,7
Jianglisai (J)	Mio	20	(-)10,6±7,8
Aertashi (Ae)	Oli	30	(+)7,4±5,8
Puska (P)	Eoc	50	(-)10,7±8,6

Примечание. В колонке «Поле» указан возраст (в млн лет) референтного палеомагнитного полюса Евразии по данным [Besse, Courtillot, 1991], (*) — референтный полюс Евразии, средний для 5–50 млн лет [Besse, Courtillot, 2002]. $R\pm\Delta R$ — угол поворота (по часовой стрелке (+) или против часовой стрелки (–) относительно референтного палеомагнитного полюса и интервал доверия, в градусах.

Были предложены кинематические схемы, которые предусматривают вращение Тарима в кайнозое в направлении по часовой стрелке [Avouac, Tapponnier, 1993; Avouac et al., 1993; Shen et al., 2001; и др.]. Они основаны на сравнении скоростей смещения по пограничным разломам и расчетах тектонического сокращения окружающих Тарим территорий. По кинематическим моделям, основанных на данных GPS, рассчитана современная скорость вращения 0,52° и 0,8°/млн лет [Reigber et al., 2001; Yang et al., 2008].

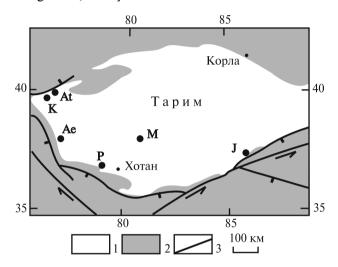


Рис. 6.16. Участки, на которых получены палеомагнитные данные по кайнозойским породам Тарима, см. табл. 6.2

1 — Таримская впадина, 2 — Тянь-Шань и Высокая Азия, 3 — разломы

В табл. 6.2 и на рис. 6.16 представлены результаты изучения палеомагнетизма кайнозойских пород Тарима. На разных участках обнаружены вращения палеомагнитных склонений как по часовой стрелке, так и против часовой стрелки, имеющие местное значение.

Большинство изученных участков расположено на краях платформы в зонах пограничных деформаций, с которыми, вероятно, и связаны эти разно направленные локальные повороты.

Был изучен также палеомагнетизм миоценовых пород в небольшой дугообразной возвышенности Мазартаг (Maza Tagh, см. табл. 6.2), которая находится внутри Таримской впадины. Авторы публикации [Dupont-Nivet et al., 2002] связывают обнаруженное вращение палеомагнитных склонений с локальной внутриплатформенной деформацией этой возвышенности, результаты которой видны на земной поверхности.

6.5. Геодинамика Тибета в позднем кайнозое

Послеколлизионный магматизм (154) — Земная кора и верхняя мантия (155) — Геодинамические модели (157) — Выводы (158)

Послеколлизионный магматизм

Позднеолигоценовые и миоценовые дайки. В блоке Лхаса распространены дайки трахитов, трахиандезитов, трахибазальтов и других пород (рис. 6.17). Они имеют щелочной ультракалиевый состав и высококалиевый адакитовый состав, характерный для адакитов коллизионного типа [Xia et al., 2010]. Многие дайки имеют меридиональное простирание и ассоциированы с меридиональными сбросами и грабенами, что позволяет связывать их внедрение с продольным расширением Тибета. Возраст адакитов от 26 до 10 млн лет, ультракалиевых пород — от 25 до 8 млн лет. Геохимия пород свидетельствуют о том, что магмы, имеющие мантийный источник, были подвергнуты процессу контаминации: адакитовая магма — в нижней коре, ультракалиевая магма — в верхней коре [Chung et al., 2005; Hou et al., 2004; Xia et al., 2010]. Этот магматизм, вероятно, обусловлен континентальной субдукцией индостанской литосферы под Тибет.

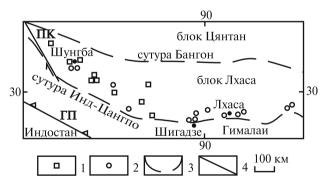


Рис. 6.17. Проявления послеколлизионного магматизма в Южном Тибете, по [Мо et al., 2007]

1 — щелочные ультракалиевые вулканические породы, 2 — адакиты, 3 — океанические сутуры, 4 — разломы. ПК — Памир-Каракорумский сдвиг, ГП — Главный пограничный надвиг Гималаев

Неогеновый и четвертичный вулканизм. В Центральном Тибете в блоке Сунпань и на севере блока Цянтан находится обширная область распространения вулканических пород (рис. 6.18), которые принадлежат к щелочной высококалиевой и, отчасти, к адакитовой группам.

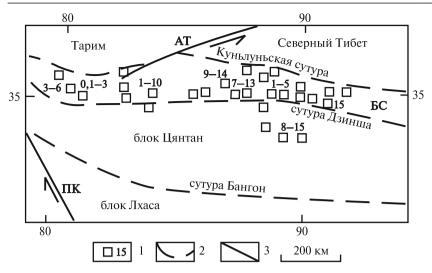


Рис. 6.18. Проявления послеколлизионного магматизма в Центральном Тибете, по [Chung et al., 2005]

1 — щелочные высококалиевые вулканические породы и их возраст (в млн лет), 2 — океанические сутуры, 3 — разломы. АТ — Алтынтагский сдвиг, БС — блок Сунпань, ПК — Памир-Каракорумский сдвиг

Этот вулканизм начался 20 или 15 млн лет назад, получил широкое распространение после 13 млн лет и продолжается в квартере. Геохимические характеристики пород свидетельствуют о контаминации мантийных магм в нижней коре [Chung et al., 2005; Xia et al., 2010]. Вулканическая активность, происходившая в Центральном Тибете в неогене и квартере, служит доводом в пользу представлений о континентальной субдукции литосферы Северного Тибета и Тарима под Центральный Тибет [Тарроппіет, Хи et al., 2001b; Ding et al., 2003; Nomade et al., 2004; и др.].

Земная кора и верхняя мантия

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 [Козагеv et al., 1999; Kind et al., 2002; и др.]. В Западном Тибете мощность земной коры 75–80 км [Zhao et al., 2010], в западной части блока Цянтан она, вероятно, достигает 90 км [Wittlinger et al., 2004]. В Северном Тибете граница Мохо находится на глубине около 50 км [Gao et al., 2005].

Нижняя кора блока Лхаса мощностью 15 км характеризуется высокой скоростью сейсмических волн, которая достигает 7,2 км/с и более [DeCelles et al., 2002]. Скорость сейсмических волн в верхней части верхней мантии является

высокой под южной половиной Тибета и низкой под северной половиной Тибета [Тарроппіег, Xu et al., 2001; и др.]. Высокоскоростная нижняя кора Южного Тибета и подстилающая ее высокоскоростная мантия интерпретируются как индостанская литосфера.

Телесейсмологические исследования вдоль профиля AA (рис. 6.19) через Тибетское плато свидетельствуют о двусторонней встречной пологой субдукции индостанской и евразийской литосферы под Центральный и Южный Тибет [Kosarev et al., 1999; Kind et al., 2002; Kumar et al., 2006]. Полого погружающийся слэб индостанской литосферы подстилает Южный Тибет. Здесь слэб испытывает резкий изгиб и

погружается вертикально вниз (рис. 6.20). На профиле, проложенном западнее (ББ на рис. 6.19), слэб индостанской литосферы также прослежен до сутуры Бангон (рис. 6.21, см. рис. 6.20).

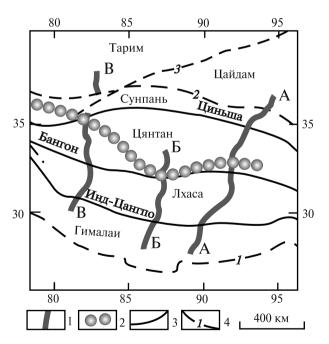


Рис. 6.19. Сейсмические профили через Тибет, по [Zhao et al., 2010]

1 — полосы приемных станций; 2 — проекция на земную поверхность северной границы, до которой прослежена индостанская литосфера под Тибетом; 3 — сутуры океанических бассейнов, 4 — разломы: 1 — Главный пограничный надвиг Гималаев, 2 — Куньлуньский, 3 — Алтынтаг

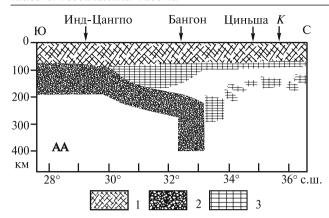


Рис. 6.20. Интерпретация результатов телесейсмических исследований Восточного Тибета вдоль профиля АА на рис. 6.19 [Kosarev et al., 1999]. Показано положение океанических сутур Инд-Цангпо, Бангон, Циньша и Куньлуньского разлома (*K*)

1 — земная кора, 2, 3 — литосферная мантия: 1 — индостанская, 2 — евроазиатская

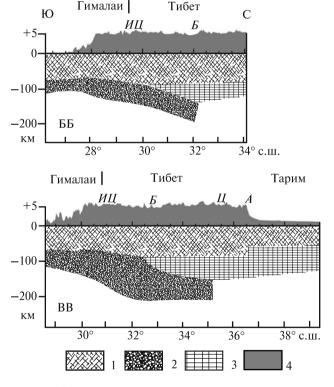


Рис. 6.21. Интерпретация результатов телесейсмических исследований Западного Тибета вдоль профилей ББ и ВВ на рис. 6.19 [Zhao et al., 2010]

1 — земная кора, 2, 3 — литосферная мантия (2 — индостанская, 3 — евроазиатская), 4 — рельеф земной поверхности (в увеличенном масштабе). UU — сутура Инд-Цангпо, \mathcal{S} — сутура Бангон, \mathcal{U} — сутура Циньша, \mathcal{A} — Алтынтагский разлом

В Западном Тибете на профиле ВВ (рис. 6.19) индостанская литосфера прослежена под

Тибетом на расстояние до 500 км от сутуры Инд-Цангппо до сутуры Циньша (рис. 6.19). Подошва слэба индостанской литосферы полого погружается от глубины 150 км у сутуры Инд-Цангпо до более 200 км у сутур Бангон и Циньша. Подошва евразийской литосферы на этом профиле полого погружается в южном направлении от 120 до 140 км (рис. 6.21).

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 [DeCelles et al., 2002; Voo et al., 1999; и др.].

В Тибете находится наиболее крупная на Земле отрицательная гравитационная аномалия, величиной –550 мГал, ее размеры достигают 1000×2000 км (рис. 6.22). Причиной аномалии может быть разогретое и разуплотненное вещество мантии под Тибетом. Наличие такой аномальной мантии ускоряет изостатические процессы, что, вероятно, может объяснить одинаковую высоту высокогорного плато на Центральном и Южном Тибете, несмотря на то, что блоки Лхаса, Цантан и Сунпань поднимались в разное время.

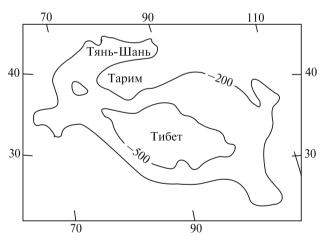


Рис. 6.22. Гравитационная аномалия Тибета, Памира и Тянь-Шаня [Погребной, Сабитова, 2001]. Гравитационное поле в редукции Буге (изолинии в мГал)

В настоящее время, по расчетам [Braitenberg et al., 2000], высокогорный Тибет изостатически компенсирован и его продолжающийся подъем имеет не изостатическую, а тектоническую (геодинамическую) причину. Изостатическая компенсация Цайдама и Тарима по этим расчетам избыточна.

Геодинамические модели

В 1922 г. Эмиль Арган предложил коллизионную геодинамическую модель тектонического развития Азии в кайнозое [Арган, 1935; Argand, 1924]. Эта модель (рис. 6.23) 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. Главные идеи, на которых основана модель Аргана, получили подтверждение в результате исследований методами геофизики, геотектоники, космической геодезии.

ценовое время. В результате рассматриваемого процесса происходила частичная, а в настоящее время, вероятно, происходит полная компенсация поперечного сокращения Тибета.

3. Субдукция континентальной литосферы происходит на границе Тарима и Тибета и на границах между сиалическими блоками Тибета [Matte et al., 1996; Shi et al., 2004; Tapponnier, Xu et al., 2001; Wittlinger et al., 2004; и др.].

Поддвиг Тарима под край Тибета изучен в Западном Куньлуне и Цилианшане. Процесс субдукции коры Северного Тибета под Центральный Тибет в позднекайнозойское время находит подтверждение в виде проявлений плиоцен-четвер-

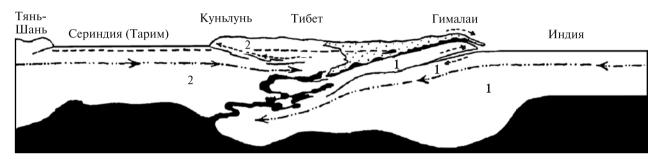


Рис. 6.23. Геодинамическая модель Э.Аргана, 1922 г. [Арган, 1935] Черным цветом обозначена «сима». 1 — Гондвана, 2 — Евразия

В современных геодинамических моделях разные исследователи предполагают участие следующих процессов в формировании феномена Тибета.

1. Увеличение мощности земной коры Тибета происходит за счет ее деформации («скучиваниия») и поперечного сокращения в результате воздействия на Тибет индостанского индентора [Dewey et al., 1988; England, Houseman, 1986; Molnar et al., 1993; и др.].

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

2. 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 [Clark, Royden, 2000; De-Cellas et al., 2002; Tapponnier et al., 1982; и др.].

О реальности процесса истечения масс свидетельствуют данные GPS (рис. 6.9 и 6.11). В согласии с таким выводом находятся данные о расширении Гималайско-Тибетского пространства в широтном направлении в послеолиго-

тичного щелочного магматизма в блоке Сунпань (рис. 6.18). Движения по надвигам Восточного Куньлуня соответствуют картине этой континентальной субдукции. Результаты телесейсмических исследований находятся в согласии с выводом о субдукции литосферы Цайдама под Центральный Тибет. Континентальная субдукция литосферы на границах между блоками Центрального и Южного Тибета не имеет надежного обоснования.

4. Пододвигание земной коры Индостана под земную кору Тибета происходит в виде тектонической пластины всей индостанской коры, или только нижней коры, или в виде инъекции ее дезинтегрированной массы. Согласно этим моделям, после коллизии континентов слэб океанической литосферы океана Неотетис был оборван и обрушен в мантию, а северная часть индостанской континентальная литосферы была пододвинута под Тибет. Предложено значительное число вариантов этого процесса. Несколько обобщенных схем показано на рис. 6.24.

Модель *а* предусматривает поддвиг индостанской коры и литосферной мантии на всю ширину Центрального–Южного Тибета [Barazangi, Ni, 1982; Powell, 1986/1987; и др.]. В модели *б* нижняя кора Индостана (точнее, «Большей Индии») отслоилась от мантии и верхней коры и внедри-

лась под кору Центрального-Южного Тибета, индостанская верхняя кора смята в Гималаях, а индостанская литосферная мантия наклонно или вертикально погрузилась в астеносферу [DeCelles et al., 2002; и др.]. В модели в индостанская литосфера пододвинута лишь под Южный Тибет [Chen et al., 2010; Kosarev et al., 1999; Li et al., 2008; Matte et al., 1997; Nábelek et al., 2009; Zhou, Murphy, 2005; и др.]. Избыточная мощность коры Центрального Тибета в этом случае является следствием субдукции литосферы Северного Тибета и Тарима под Центральный Тибет.

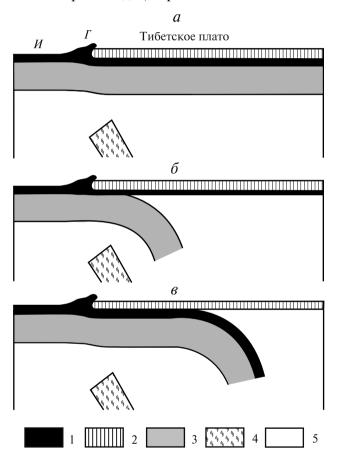


Рис. 6.24. Схемы субдукции индостанской литосферы под Тибет

1, 2 — земная кора: 1 — Индостана («Большей Индии»), 2 — Центрального и Южного Тибета; 3 — литосферная мантия Индостана («Большей Индии»); 4 — литосфера океана Тетис; 5 — литосферная мантия Тибета и астеносфера. Γ — Гималаи, M — Индостан

Выводы

Отмеченные выше особенности строения региона, проявления кайнозойского магматизма, высокоскоростные мантийные аномалии,

результаты зондирования методом отраженных сейсмических волн, сейсмического профилирования и томографии находятся в согласии с выводом о том, что после коллизии Индостана с Евразией происходила континентальная субдукция индостанской литосферы под Тибет. Она началось в позднем олигоцене и сопровождалась изменениями конвективных потоков в мантии, которые были вызваны коллизией.

В миоцене началось поперечное сокращение Центрального-Южного Тибета и истечение тибетской земной коры в восточном и, частично, в западном направлении. Кроме субмеридиональных напряжений сжатия, вызванных коллизией континентов, на этот процесс влияли силы гравитации в высоко поднятом Тибете, которые способствовали тектоническому течению земной коры в «геодинамическое убежище» (термин предложен М.Л. Коппом [1997]), находившееся восточнее и юго-восточнее Тибета. В позднем миоцене или плиоцене к этим процессам подключился процесс субдукции литосферы Северного Тибета и Тарима под Центральный Тибет.

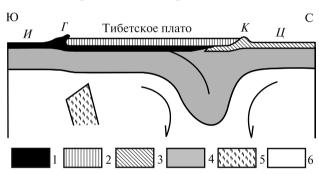


Рис. 6.25. Концептуальная модель геодинамики гибета

1-3 — земная кора: 1 — Индостана («Большей Индии»), 2 — Центрального-Южного Тибета, 3 — Северного Тибета и Тарима; 4 — литосферная мантия; 5 — литосфера океана Тетис; 6 — астеносфера (стрелки показывают направление конвекции). Γ — Гималаи, \mathcal{U} — Индостан, \mathcal{K} — Куньлунь, \mathcal{U} — Цайдам

Концептуальная модель современной геодинамики Тибета представлена на рис. 6.25. В этой модели поддвиг нижней коры Индостана под кору Тибета произошел на расстояние 300–500 км от сутуры Инд-Цангпо. Начавшийся в позднем олигоцене процесс пододвигания должен был происходить со средней скоростью 10–20 мм/год, что соизмеримо со скоростью пододвигания Индостана в голоцене по Главному пограничному надвигу Гималаев (21±1,5 мм/год), определенной по геологическим данным [Lave, Avouac, 2000].

Глава 7 Взаимодействие Тянь-Шаня и Высокой Азии

Главные события в позднем кайнозое (159) — Кинематика взаимодействия Индостана, Тибета, Памира, Тарима и Тянь-Шаня (160) — Геодинамическая модель (161)

В этой главе подведены некоторые итоги рассмотрения результатов исследований, проливающих свет на геодинамику рассматриваемого региона.

Главные события в позднем кайнозое

Тибет. В олигоцене произошла коллизия Индостана с Евразией, за которой последовал обрыв слэба океанической литосферы Тетиса. Начались перестройка конвективной системы в верхней мантии Тибета и пологая субдукция индостанской континентальной литосферы под Тибет.

В миоцене происходили формирование горной системы Гималаев, и поднятие Тибета. Южный–Центральный Тибет достиг в миоцене современного или почти современного уровня. Начались поперечное сокращение и продольное удлинение Тибета, происходили перемещения по налвигам и слвигам.

В плиоцене и в четвертичное время продолжалось тектоническое истечение тибетской коры в стороны — главным образом в «геодинамическое убежище» на востоке. Была поднята территория Северного Тибета и сформированы горные системы Куньлуня, Алтынтага и Цилианшаня.

Памир-Пенджабский синтаксис. В олигоцене в результате коллизии Индостана с Евразией началась перестройка конвективной системы в верхней мантии Памиро-Каракорумской окраины Евразийской плиты и субдукция под нее индостанской литосферы.

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

В плиоцен-четвертичное время продолжался процесс формирования Памир-Пенджабского синтаксиса, в ходе которого продвигающийся на север Памир был преобразован в гигантский аллохтон. На фронте аллохтона во внешней зоне Памира была сформирована покровно-складчатая система.

Тянь-Шань. В олигоцене, раннем и среднем миоцене Тянь-Шань представлял собой холмистую равнину с небольшим эрозионным врезом. Осадконакопление было континентальным. Во внутренних бассейнах произошло увеличение скорости седиментации в 2 раза, а во внешних депоцентрах — до 10 раз. Возникли складки основания, положение которых не соответствовало будущему структурному плану Тянь-Шаня. Эти процессы, свидетельствующие о начале деформации Тянь-Шаня, вероятно, отражают процесс перестройки конвективной системы в верхней мантии, вызванной коллизией Индостана с Евразией.

В позднем миоцене в Тянь-Шане начался интенсивный орогенез. Около 10 млн лет назад произошло увеличении скорости эксгумации фундаментов будущих горных хребтов — до 1 км/млн лет на некоторых участках. Скорость седиментации в формирующихся межгорных впадинах выросла почти в 10 раз, по сравнению с предыдущей эпохой. В позднем миоцене, вероятно, закончилась перестройка конвективных ячеек в верхней мантии Тянь-Шаня, вызванная коллизией Индостан–Евразия.

В плиоцене был сформирован среднегорный рельеф, основные черты орографического плана которого сохранились до современной эпохи. Плиоценовый орографический план соответствовал структурному плану конседиментационных складок основания, которые были сформированы на этом этапе орогенеза. Началось поперечное сокращение площади Тянь-Шаня.

В позднем плиоцене и квартере рельеф Тянь-Шаня стал высокогорным. Складки основания были нарушены разломами. Орографический план территории усложнился за счет расчленения впадин внутренними горными грядами, бо́льшая часть которых является горстами. Продолжалось поперечное сокращение площади региона, которое происходило путем складчатых деформаций и движений по надвигам. Поперечное сокращение сопровождалась продольным удлинением орогена вследствие тектонического течения коры в восточном направлении. Смещения по разломам инициировали землетрясения.

Кинематика взаимодействия Индостана, Тибета, Памира, Тарима и Тянь-Шаня

Современная кинематика. Современную кинематику взаимодействия Тибета, Памира, Тарима и Тянь-Шаня отражают смещения по разломам, которые ограничивают и разделяют эти регионы (рис. 7.1). Индостанская платформа пододвигается под Гималаи по Главному пограничному разлому со скоростью 13–15 мм/год. На северной границе Центрального Тибета происходит надвигание Центрального-Южного Тибета на Тарим и Цайдам. В Западном Куньлуне скорость надвигания составляет 5–10 мм/год. Северный Тибет надвигается в Цилианшане на Алашаньскую Гоби и смещается к северо-востоку относительно Тарима по Алтынтагскому левому сдвигу.

Памир перемещается в сторону Тянь-Шаня вместе с Таримом со скоростью 15–20 мм/год (относительно Северной Евразии). При этом Па-

мир надвигается на Тянь-Шань со скоростью 10–15 мм/год, а Тарим пододвигается под Тянь-Шань. Северотаримская Кашийская впадина пододвигается под окраину Центрального Тянь-Шаня со скоростью 12–13 мм/год, Кучарская впадина — под окраину Восточного Тянь-Шаня со скоростью 4–8 мм/год, Северо-Восточный Тарим — под хребет Куругарт со скоростью 2–3 мм/год.

На северной границе Центрального Тянь-Шаня Киргизский хребет надвигается на Чуйскую впадину, хребты Заилийский и Кетмень — на Илийскую впадину и Джунгарский Тянь-Шань — на Джунгарскую впадину со скоростью менее 5 мм/год.

Современная деформация региона приводит к поперечному сокращению его площади, которое происходит в направлении, близком к меридианальному. 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.

Скорость поперечного сокращения Памир-Пенджабского синтаксиса в современную эпоху также превышает 30 мм/год. Тектоническое течение коры Памира происходит главным образом в сторону Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской впадины. Эта впадина по мере сближения Памира с Тянь-Шанем стала служить геодинамическим убежищем для коры Памира.

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.

Кинематика в голоцене. Средние скорости смещения в голоцене по пограничным сдвигам в Тибете и по фланговым сдвигам Памир-Пенджабского синтаксиса, основанные на определениях возраста смещенных геологических тел точными методами (радиоуглеродным, изучением космогенных изотопов алюминия и бериллия), близки к современной скорости смещений. Скорости сдвиговых смещений в голоцене по Восточно-Куньлуньскому, Западно-Куньлуньскому и Памир-Каракорумскому разломам около 10 мм/год. При определении скорости сдвигового смещения в голоцене по Алтынтагскому разлому на разных его участках получены результаты, равные современной скорости сдвига и втрое превышающие эту величину.

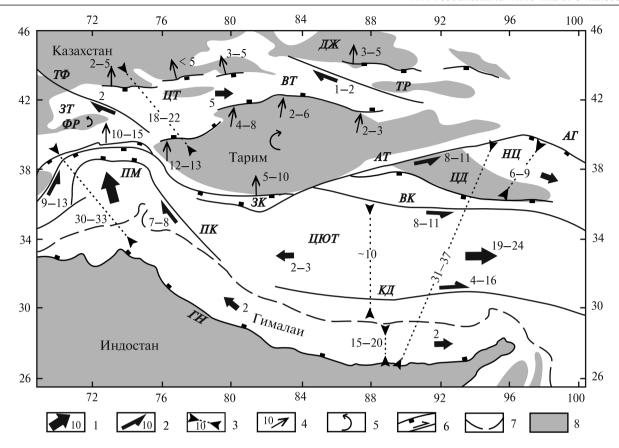


Рис. 7.1. Современная кинематика взаимодействия Тибета, Памира, Тарима и Тянь-Шаня

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

 $A\Gamma$ — Алашаньская Гоби, AT — Алтынтаг, BK — Восточный Куньлунь, BT — Восточный Тянь-Шань, ΓH — Главный пограничный надвиг Гималаев, ΠK — Джунгарская впадина, ΠK — Западный Куньлунь, ΠK — Западный Тянь-Шань, ΠK — Памир-Каракорумский разлом, ΠM — Памир, ΠK — Турфанская впадина, ΠK — Памир, ΠK — Памир, ΠK — Цайдам, ΠK — Центральный Тянь-Шань, ΠK — Центральный Тибет

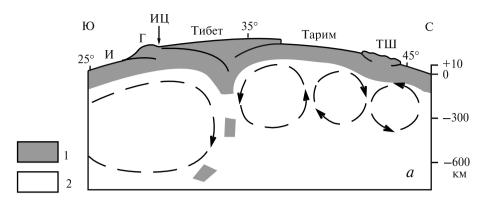
Значительно большее расхождение существует между скоростью смещения в современную эпоху и средней скоростью смещения в голоцене по Таласо-Ферганскому сдвигу, который пересекает Тянь-Шань. Средняя скорость смещения по Таласо-Ферганскому разлому в голоцене, определенная по смещению геологических объектов, возраст которых определен радиокарбоновым методом, в 6 раз превышает современную скорость смещения. Связь сдвиговых смешений с землетрясениями свидетельствует о периодичности главных смещений по сдвигам. Современная эпоха относится к эпизоду относительно слабой активности этого разлома, а голоцен в целом является периодом его высокой активности.

Геодинамическая модель

Предлагаемая модель динамического взаимодействия Индостана, Тибета, Тарима, Памира и Тянь-Шаня представлена в виде модельных профилей а и б (рис. 7.2). Модель основана на рассмотренных выше данных и их интерпретациях. Главными материалами, регламентирующими построение модели, служат данные сейсмологических, сейсмотомографических и сейсмических исследований, которые свидетельствуют:

а) о существовании конвективных ячеек в верхней мантии под Тянь-Шанем и Таримом, о размерах ячеек и направлении конвекции (см. главу 3 рис. 3.4);





Индостан-Памир-Тянь-Шань

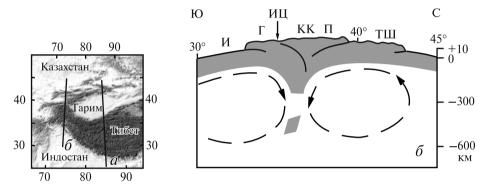


Рис. 7.2. Схемы конвекции в верхней мантии в позднем миоцене, плиоцене и квартере: разрез через Тибет, Тарим и Восточный Тянь-Шань вдоль меридиана 85° (*a*) и разрез через Памир-Пенджабский синтаксис и Западный Тянь-Шань вдоль меридиана 74° (*б*)

1 — литосфера, 2 — астеносфера и слой «С» верхней мантии. Г — Гималаи, И — Индостан, ИЦ — сутура Инд-Цангпо, КК — Каракорум, П — Памир, ТШ — Тянь-Шань

- б) о субдукции индостанской континентальной литосферы под Тибет и Каракорум-Памир (см. главы 5 и 6, рис. 5.12, 5.15, 6.19–6.21, 6.25);
- в) о субдукции литосферы Западного Тянь-Шаня под Памир (см. главы 4 и 5, рис. 4.9 и 4.10, 5.11, 5.15.);
- г) о субдукции литосферы Северного Тибета и Тарима под Центральный Тибет (см. главу 6, рис. 6.20 и 6.21);
- д) о пододвигании Тарима под Центральный и Восточный Тянь-Шань (см. главу 2, рис. 2.43).

Геодинамика мантии в обоих пересечениях Высокой Азии и Тянь-Шаня, вероятно, была подобной. Различие между модельными профилями *а* и *б* (рис. 7.2) соответствует разной кинематике деформации коры, отраженной в строе-

нии регионов. На Памире, ограниченном с боков жесткими глыбами, была сформирована покровно-складчатая система. Тибет воспользовался геодинамическим убежищем на востоке, в которое происходит истечение тибетской коры. В результате, в пересечении через Памир-Пенджабский синтаксис вместо относительно слабо деформированного в кайнозое Тибета и почти не деформированного Тарима находится Памир, верхняя кора которого тектонически расслоена, породы интенсивно перемяты, шарырованы и частично метаморфизованы в позднем кайнозое. Перестройка между системами мантийной конвекции, соответствующими этим модельным профилям, вероятно, происходит под Восточным Памиром и Северо-Западным Куньлунем.

Литература

- 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.
- Абдуллаев Х.Ф., Ржевский Ю.С. Палеомагнетизм нижнемеловых отложений Таджикской депрессии и вопросы стратиграфии и тектоники. Ташкент: Фан, 1971. 106 с.
- Акрамходжаев А.М., Эгамбердыев М.Э., Миркамалов X.X., Нартоджиев М.Н. Особенности литологического состава, стратиграфии и перспективы нефтегазоносности мезозойских и палеогеновых отложений Южного и Юго-Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. 200 с.
- Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Куликов О.А., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении шарпылдагской свиты в свете палеомагнитных данных // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1972. С. 106–107.
- Алиев М.М., Андреев Ю.Н., Нехрикова Н.И., Фроленкова А.Я., Юртаев Ю.С. Меловые отложения востока Средней Азии. М.: Наука, 1979. 94 с.
- Андреев Ю.Н., Джалилов М.Р., Мамонтов А.Н., Корчагин В.Н. Меловые отложения южной части Юго-Западного Таджикистана по данным глубокого бурения // Литология и стратиграфия нефтегазоносных толщ Таджикской депрессии / К.В. Бобков (ред.). Душанбе: Дониш, 1972. С. 121–134.
- Арган Э. Тектоника Азии (1922). М.;Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.
- Артемьев М.Е., Белоусов Т.П. Новейшие вертикальные движения и гравитационное поле Памира и Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. № 1. С. 3–16.
- *Артношков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 457 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4 / В.А. Гроссгейм, В.Е. Хаин (ред.). М.: ГУГК, 1967. 55 с.

- Афанасьева Н.С., Фараджев В.А. Сочленение Южного Тянь-Шаня, Таримской платформы и Памира по данным дешифрирования космических снимков // Геология и разведка. 1978. № 10. С. 68–73.
- Бабадаглы В.А. Литология кайнозойских моласс Придарвазья. Л.: Недра, 1964. 248 с.
- Баженов М.Л. Исследование занижения наклонения естественной остаточной намагниченности в палеогеновых песчаниках Южного Дарваза // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. С. 1136–1139.
- Баженов М.Л. Палеомагнитно-тектонические исследования и история горизонтальных движений Средней Азии с пермского времени доныне. М.: ИФЗ РАН, 2001. 49 с.
- *Баженов М.Л.*, *Буртман В.С.* Кинематика Памирской дуги // Геотектоника. 1982. № 4. С. 54–71.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
- Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р., Перру Э., Садыбакасов И., Тома Ж.-Ш., Шован А. Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня // Геотектоника. 1993. № 6. С. 50–62.
- *Баженов М.Л.*, *Миколайчук А.В.* Формирование структуры Центральной Азии к северу от Тибета в кайнозое: синтез палеомагнитных и геологических данных // Геотектоника. 2004. № 5. С. 68–84.
- Бакиров А. К вопросу о характере тектонических движений в пределах горного обрамления Ферганы в позднем палеозое // Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Кирг. ССР, 1964. С. 35–46.
- Бакиров А. Влияние палеозойского основания на особенности новейшей тектоники Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Тез. докл. Бишкек: Науч. Ст. РАН, 2008. С. 12–14.
- Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.П., Сабитова T.M. Признаки современного глубинного магма-

- тизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. Т. 37(12). С. 42–53.
- Бакиров А., Сакиев К.С. Геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. Бишкек: Илим, 1999. С. 14–21.
- Бархатов Б.П., Бархатова Н.Н. Развитие взглядов на тектонику Памира. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 52 с.
- Баталев В.Ю., Багдасаров Н., Баталева Е.А., Егорова В.В., Рыбин А.К. Глубинная структура и вещественные характеристики зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: В 2 т. / Н.Б. Кузнецов (ред.). М.: ГЕОС, 2010. С. 21–56. (Материалы XLIII тектонич. совещ.; Т. 1).
- Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Сафронов И.В. Особенности глубинной структуры зон Таласо-Ферганского разлома и линии Николаева по данным геоэлектрики. Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке / А.К. Рыбин (ред.). Бишкек: Науч. ст. РАН, 2005. С. 70–72.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей трансгрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Додонов А.Е., Зарщиков А.А., Вишняков Ф.А. Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Вып. 4 / Ю.Г. Леонов (ред.). Бишкек: Науч. ст. РАН, 2009. С. 12–19.
- *Беккер Я.А.* Тектоника Афгано-Таджикской впадины // Геотектоника. 1996. № 1. С. 76–82.
- Беккер Я.А., Бельский В.А., Воскресенский А.А. Угловые несогласия в неогеновых отложениях Центрального Придарвазья // Докл. АН ТаджССР. Т. 17, № 5. 1974. С. 48–51.
- Беккер Я.А., Коновалов Ю.Ф., Кошлаков Г.В., Мучаидзе Д.Р. Новые данные о строении земной коры Таджикистана // Тектоника Тянь-Шаня и Памира / И.Е. Губин, С.А. Захаров (ред.). М.: Наука, 1983. С. 118–123.
- Беккер Я.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С. Глубинное строение юго-западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным // Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 16–24.
- Белокопытов В.А., Гусева Т.В., Лукк А.А., Сковородкин Ю.П., Трапезников Ю.А., Шевченко В.Н. Геодинамика района соприкосновения Памира и Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 127–134.

- *Белоусов Т.П.* К истории развития вертикальных тектонических движений Памира в плейстоцене и голоцене // Геотектоника. 1976. № 1. С. 111–124.
- Бельский В.А. Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 255 с.
- *Беляевский Н.А.* Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 29–42.
- *Бискэ Ю.С.* Тяньшаньская складчатая система. СПб: Изд-во СПГУ, 2006. 56 с.
- Бискэ Ю.С., Алексеев Д.В., Ван Бо, Ван Фей, Гетман О.Ф., Дженчураева А.В., Зельтманн Р., Аристово В.А. Структуры позднепалеозойского надвигового пояса китайского Южного Тянь-Шаня // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 1.С. 74–78.
- *Благовидов В.В.* Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1978. 150 с.
- *Богданова Н.М.* Проблема сохранности и возраста древнего пенеплена Тянь-Шаня // Геоморфология. 1972. № 1. С. 19–27.
- Богданович К. И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). СПб, 1914. 270 с. (Тр. Геолкома; Вып. 89).
- Борнеман Б.А., Овчинников С.К. Геология Заалайского хребта. Л.: ТПЭ, 1936. 64 с.
- Браташ В.И., Егупов С.В., Печников В.В., Шеломейцев А.И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра. 1970. 288 с.
- Буданов В.И., Пашков Б.Р. О масштабах раннекаменноугольного и пермского вулканизма в восточной части Северного Памира // Бол. МОИП, Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 33–38.
- Буданов В.И., Пашков Б.Р. Тектонические покровы коллизионного орогена // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. С. 1511–1527.
- Бурмакин А.В., Старшинин Д.А. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-XI. М.: Недра, 1967. 100 с.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский разлом и его соотношение с варисскими структурами Срединного Тянь-Шаня. М.: ГИН АН СССР, 1962. 16 с.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас // Разломы и горизонтальные движения земной коры / А.В. Пейве (ред.). М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 128–150.
- *Буртман В.С.* Таласо-Ферганский сдвиг. М.: Наука, 1964. 144 с.
- Буртман В.С. Проблема формирования Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 1982. № 5. С. 56–63.
- *Буртман В.С.* Кинематика карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.

- *Буртман В.С.* Процессы тектонического течения в Альпийском поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 30–39.
- *Буртман В.С.* Новые данные о строении Куньлуня и Каракорума // Геотектоника. 1993. № 1. С. 108–111.
- Буртман В.С. Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозое // Проблемы геодинамики литосферы / А.В. Лукьянов (ред.). М.: Наука, 1999. С. 144–178.
- Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 215 с.
- Буртман В.С. История и геодинамика океанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета в фанерозое // Геотектоника. 2010. № 5. С. 22–40.
- *Буртман В.С.*, *Гурарий Г.З.* О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня // Геотектоника. 1973. № 2. С. 62–67.
- Буртман В.С., Молнар П., Скобелев С.Ф. Новые данные о современных смещениях по Таласо-Ферганскому сдвигу в Тянь-Шане // Докл. АН СССР. 1997. Т. 352. С. 214–217.
- Буртман В.С, Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры / А.В. Пейве (ред.). М.: АН СССР, 1963. С. 152–172.
- *Буртман В.С., Самыгин С.Г.* Тектоническая эволюция высокой Азии в палеозое и мезозое // Геотектоника. 2001. № 4. С. 34–54.
- Буртман В.С., Скобелев С.Ф., Сулержицкий Л.Д. Таласо-Ферганский разлом: современные смещения в Чаткальском районе Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. С. 1173–1176.
- Буслов М.М., Де Гравэ И., Солобоева Е.В., Кох Д.А. Тектоника и геодинамика формирования мезозойско-кайнозойских внутриконтинентальных орогенов Центральной Азии // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов / Ю.Г. Леонов (ред). Т. 2. Бишкек: Науч. ст. РАН, 2011. С. 183–185.
- Бутамо С.В., Ранов В.А., Сидоров Л.Ф., Шилкина И.Л. Палеогеографические результаты изучения высокогорной стоянки каменного века на Памире // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146. С. 1380–1382.
- Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н. Минералого-петрографические особенности песчаных пород палеогеновых отложений северной части Таджикской депрессии // Изв. АН Респ. Таджикистан. Отд. наук о Земле. 1992. № 2. С. 22–30.
- Вальбе С.П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. М.: Недра, 1967. 164 с.
- Верзилин Н.Н. К вопросу о Таласо-Ферганском сдвиге // Проблемы региональной геологии / В.Н. Огнев (ред.). Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. С. 67–70.

- *Верзилин Н.Н.* Меловой базальт Ферганы и его палеогеографическое значение // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. С. 409–413.
- *Верзилин Н.Н.* Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 248 с.
- Винник Л.П., Алешин И.М, Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли. 2006. № 8. С. 16–26.
- Владимиров А.Г., Малых М.М., Дронов В.И., Чернер Э.С. Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: ОИГГМ, 1992. 229 с
- Власов Н.Г., Пыжьянов И.П., Лозиев В.П. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-XVII. М.: Недра, 1964. 92 с.
- *Вялов О.С.* Схема деления третичных отложений Ферганы // Докл. АН СССР. 1935. Т. 2. С. 278–281.
- Вялов О.С. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии // Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. Сер. А. 1940. Вып. 129. С. 3–35.
- *Вялов О.С.* О взаимоотношении Памира и Алая // Изв. Тадж. фил. АН СССР. 1943. № 2. С. 163–170.
- Вялов О.С., Недельку И., Ница П. Некоторые данные о палеогене Северного Афганистана // Геол. сб. № 10 / Д.П. Резвой (ред.). Львов: Изд-во Львов. vн-та, 1966. С. 142–158.
- Габуния Л.К., Девяткин Е.В., Рубинитейн М.М. Данные об абсолютном возрасте кайнозойских континентальных отложений Азии и их биостратиграфическое значение // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. С. 895–898.
- Гансер А. Гималаи // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 326–339.
- Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развития // Региональная палеогеография / А.В. Хабаков (ред.). М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 147–163.
- *Генкина Р.3.* Стратиграфия юрских континентальных отложений Ферганского хребта и палеоботаническое обоснования их возраста // Сов. геология. 1977. № 9. С. 61–79.
- Геодинамика Таласо-Ферганского разлома Тянь-Шаня и стихийные бедствия на территории Центральной Азии / К.Е. Абдрахматов (ред.). Бишкек: Арашан, 2009. 229 с.
- Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий масштаба 1:500 000 / Н.Г. Власов, Ю.А. Дьяков (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана: В $2\ \mathrm{KH}$. / В.И. Дронов (ред.). М.: Недра, 1980. Кн. 1. 536 с.
- Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан / Т.Ш. Шаякубов, Т.Н. Далимов (ред.). Ташкент: Университет, 1998. 724 с.

- Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР / Ч. 1: Геологическое описание: В 2 кн. / К.Д. Помазков (ред.). М.: Недра, Кн. 2. 1972. 316 с.
- Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: НАН, 2008. 168 с.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектоники и тектонофизики Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 543 с.
- *Грачев А.Ф.* Раннекайнозойский вулканизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 1999. № 10. С. 26–51.
- *Гречишников Н.П.*, *Флоренский В.К.* Палеотермия и история развития юрского прогиба Ферганского хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 10. С. 31–37.
- *Григина О.М.*, *Фортуна А.Б.* Палеогеография Северного Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1981. 195 с.
- *Губин И.Е.* Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.;Л.: Госгеолиздат, 1940. 48 с.
- *Губин И.Е.* О некоторых чертах геологического строения Южного Таджикистана // Изв. Тадж. фил. АН СССР. 1943. № 2. С. 155–162.
- Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 464 с.
- *Гусева Т.В.* Современные движения земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 172 с.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 152 с.
- *Далимов Т.Н.*, *Троицкий В.И.* Эволюционная геология. Ташкент: Университет, 2005. 584 с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.
- Дельво Д., Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1911 года с М 8,2 в Киргизии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1667–1677.
- Джалилов М.Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза // Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР. Т. 7. Душанбе: Дониш, 1963. С. 50–117.
- Джалилов М.Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1971. 210 с.
- Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.Х., Гольтман Э.В. Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 93 с.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 139 с.

- Добрецов Н.Л., Загрузина И.А. Об особенностях проявления молодого базальтоидного магматизма в восточной части Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. С. 648–651.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 2001. 409 с.
- Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
- Додонова Т.А. Вулканогенные формации и вулканоплутонические ассоциации позднеорогенных и платформенных стадий развития // Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 44–53.
- Дронов В.И. Геологический возраст Аксуйского и Ортокараджилгинского интрузивных массивов на Юго-Восточном Памире // Докл. АН ТаджССР. 1988. Т. 31. С. 738–741.
- *Дронов В.И.* Первые находки триасовой фауны в вулканитах рушан-пшартского Памира // Докл. РАН. 1999. Т. 390. С. 225–227.
- Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1516–1531.
- Дюфур М.С. О границе структур Куэнь-Луня и Каракорума на Памире // Геология Средней Азии / В.Н. Огнев (ред.). Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. С. 135–143.
- Дюфур М.С., Руженцев С.В., Швольман В.А. О границе между зонами Северного и Центрального Памира // Геотектоника. 1965. № 6. С. 78.
- Егупов С.В. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления // Тектоника Туркмении и сопредельных территорий / Л.Е. Аграновский (ред.). М.: Наука, 1966. С. 214–223.
- Жуков Ю.В. О находке остатков млекопитающих в коктурпакской свите хребта Кунгей Ала-Тоо // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня / О.К. Чедия (ред.). Фрунзе: Илим, 1970. С. 69–71.
- Захаров С.А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмотектонического районирования Южного Таджикистана // Проблемы геологии Таджикистана / Р.Б. Баратов (ред.). Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964. С. 33–78.
- Захаров С.А. О природе Дарвазского разлома // Докл. AH СССР. 1967. Т. 175. С. 893–896.
- Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 308 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
- Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Ван С., Джан Ю., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Нусипов Е.Н., Щело-

- чов Г.Г., Щерба Ю.Г. Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алайского района Центральной Азии // Физика Земли. 2004. № 9. С. 31–40.
- Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. Вутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.
- Зубович А.В., Мосиенко О.И. Распределение современных деформаций в Тянь-Шаньском регионе // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Бишкек: Билд, 2002. С. 105–107.
- Зубович А.В., Мосиенко О.И., Еремеев П.В., Бака Б.Н. О поле скоростей современных движений земной коры Тянь-Шаня // Тектоника и геофизика литосферы / Ю.В. Карякин (ред.). М.: ГЕОС, 2002. С. 202–205. (Материалы XXXV тектонич. совещ.; Т. 1).
- Зубцов Е.И. К условиям формирования Восточно-Ферганского угольного бассейна // Материалы по геологии и полезным ископаемым Средней Азии. № 10. Л.: ВСЕГЕИ, 1956. С. 15–32.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
- Казьмин В.Г., Фараджев В.А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куньлуня // Сов. геология. 1961. № 8. С. 45–57.
- Карапетов С.С. О главной тектонической линии Памира // Тектоника Памира и Тянь-Шаня / А.В. Пейве, И.Е. Губин, Р.Г. Гарецкий (ред.). М.: Наука, 1964. С. 37–41.
- Кариев А. Раннемеловое осадконакопление и история геологического развития горного обрамления Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 1. С. 115–125.
- Карта новейшей тектоники Северной Евразии в масштабе 1:5 000 000 / Г.Ф. Грачев (ред.). М.: ОИФЗ РАН, 1997.
- Кафарский А.Х., Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В. Позднепалеозойский рифтогенез на Северном Памире // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. С. 384–386.
- Кафарский А.Х., Пыжьянов И.В. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-XII. М.: Недра, 1970. 114 с.
- Киселев В.В. Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. Бишкек: Илим, 1999. С. 21–33.
- *Клунников С.И.* Проблемы тектоники Памира // Изв. Тадж. фил. АН СССР. 1943. № 2. С. 172–177.
- Козлов В.В., Артемов А.В. Объяснительная записка к геологической карте листа J-43-II. М.: Недра, 1966. 66 с.
- Колчанов В.П., Кулаков В.В., Михайлов К.Я. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного

- Гиндукуша // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 6. С. 81–89.
- Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения земной коры с помощью бурения / Е.А. Козловский (ред.). М.: Недра, 1984. 490 с.
- Комаревцев В.Т., В.В. Киселев, А.В. Миколайчук, Е.В. Христов. Радиогенные датировки офиолитов Южного Тянь-Шаня // Изв. АН КиргССР. Физ.техн. и мат. науки. 1987. № 3. С. 48–53.
- Конопальцев И.М. Движения земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948–1970 гг. // Геотектоника. 1971. № 5. С. 111–116.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- Корженков А.М. О неотектонике северо-западного звена Таласо-Ферганского разлома // Актуальные вопросы геологии, геофизики и сейсмологии / Т.Н. Янкович (ред.). Бишкек: Илим, 1993. С. 53–64.
- Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2006. 290 с.
- Корженков А.М., Бобровский А.В., Мамыров Э.М. Признаки сильных палеоземлетрясений по Таласо-Ферганскому разлому в районе перевала Кок-Бель, Кыргызстан // Геотектоника. 2010. № 3. С. 68–76.
- Корженков А.М., Миколайчук А.В. Мезозойскокайнозойские внутриконтинентальные и орогенические комплексы и неотектоника // Тектоническая эволюция и строение земной коры Тянь-Шаня и сопредельных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса / А.Бакиров, А.В. Миколайчук (ред.). Бишкек: Ин-т геол. НАН, 2009. С. 68–80.
- Корженков А.М., Формуна А.Б. О возрасте нижней части коктурпакской свиты в северо-восточном Тянь-Шане по данным трекового метода осколков деления // Геология и разведка. 2002. № 1. С. 22–30.
- Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
- Кравченко К.Н., Бархударян А.А, Кондур В.П., Коробка В.С. Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых зон Таджикской депрессии // Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон / В.Е. Хаин (ред.). М.: Наука, 1990. С. 115–123.
- *Краснопевцева Г.В.* Геолого-геофизические особенности и строение слоев с пониженными скоростями в земной коре. М.: ВИЭМС, 1978. 36 с.
- Краснопевцева Г.В., Шевченко В.И. Новые данные о структуре земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Зоркуль–Узген на Памире Тянь-Шане // Физика Земли. 1998. № 9. С. 70–82.
- Красс М.С., Ушаков С.А., Фадеев В.Е. О реологических свойствах тектоносферы // Геология и геофизика. 1969. № 6. С. 59–67.

- *Крейденков Г.П., Распопин В.А.* Палеоген Южной Киргизии // Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Кн. 1. М.: Недра, 1972. С. 237–250.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Напряженное состояние горных пород в земной коре и давление во флюидно-газовой фазе // Геофиз. сб. 1976. Вып. 71. С. 3–17.
- Кулаков В.В., Колчанов В.П., Михайлов К.Я. О стратиграфии триасовых отложений северо-западного Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 7. С. 11–16.
- Кулаков И.Ю., Соболев С.В. Томографические свидетельства отрыва литосферы в районе Памира и Гиндукуша // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке / А.К. Рыбин (ред.). Бишкек: Науч. ст. РАН, 2005. С. 53–54.
- *Кунин Н.Я.* Строение литосферы Евразии. М: МТК, 1992. 266 с.
- *Кунтыш М.Ф.* Особенности процесса деформации и разрушения горных пород // Исследования прочности и деформируемости горных пород. М.: Наука, 1973. С. 16–39.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- Кучай В.К. Использование палеосейсмодислокаций при изучении сейсмического режима на примере плейстосейстовой области Чаткальского землетрясения 1946 года // Геология и геофизика. 1971. № 4. С. 124–129.
- *Кучай В.К.* Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
- *Кучай В.К.* Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 208 с.
- *Кучай В.К.*, *Трифонов В.Г.* Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. № 3. С. 91–105.
- *Кучай В.К.*, *Тычков С.А*. Геодинамические следствия существования внутрикорового волновода // Геология и геофизика. 1986. № 5. С. 67–74.
- Левен Э.Я. О Зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 3. С. 101–104.
- *Левен Э.Я.* Этапы развития фузулинидовых сообществ Южной Тетиса и их связь с абиотическими событиями // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 66–72.
- Леглер В.А., Пржиялговская И.А. Взаимоотношение Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии // Строение литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 125–188.
- Леонов А.В. Кайнозойские межпластовые экструзии Западного Прииссыккулья // Палеовулканические реконструкции, лавы и руды древних вулканов / А.В. Лучицкий, Г.М. Фремд (ред.). Алма-Ата: КИМС, 1964. С. 93–98.

- *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 497 с.
- Леонов Н.Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 164 с.
- *Леонов Н.Н.* Чаткальское землетрясение 1946 года // Вопр. инж. сейсмологии. 1970. Вып. 13. С. 64–77.
- Леонов Ю.Г., Никонов А.А. Проблема неотектонического развития Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения // Геотектоника. 1988. № 6. С. 108–119.
- *Леонов Ю.Г.*, *Сигачов С.П.* Тектоническая расслоенность Бартангского параавтохтона (Центральный Памир) // Геотектоника. 1984. № 2. С. 68–75.
- Литосфера Памира и Тянь-Шаня / И.А. Фузайлов, Р.А. Мусин (ред.). Ташкент: Фан, 1982. 248 с.
- Литосфера Тянь-Шаня / И.Е. Губин (ред.). М.: Наука, 1986. 158 с.
- *Лобковский Л.И.*, *Никишин А.М.*, *Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терскейский палеоокеанический бассейн // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35–55.
- Лукина Н.В., Макаров В.И., Трифонов В.Г., Волчкова Г.И. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 174 с.
- Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73–80.
- *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
- Лутков В.С, Негматуллаев С.Х., Бабаев Ф.М., Малахов Ф.А. Вероятный механизм формирования сверхмощной коры и генезис мантийных землетрясений Тянь-Шаня // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: В 2 т. / Н.Б. Кузнецов (ред.). М.: ГЕОС, 2010. С. 3–6. (Материалы XLIII тектонич. совещ.; Т. 2).
- Лучников В.С., Полянский Б.В. Типы разрезов триасово-юрских отложений Дарвазского хребта // Проб. нефтегазоносности Таджикистана. 1974. № 6. С. 208-216.
- Мавлянов Г.А., Ибрагимов Р.Н., Ходжаев А.К. Сейсмодислокации Таласо-Ферганского разлома // Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978. С. 95–98.
- Макаров В.И. О четвертичных горизонтальных движениях по Таласо-Ферганскому разлому // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149. С. 666–668.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- 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., Павленкин А.Д., Рёкер С., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар–Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
- Макаров В.И., Макарова Н.В. О возрасте, формах и механизмах новейшего горообразования в Тянь-Шане // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Т. 2 / Ю.Г. Леонов (ред.). Бишкек: Науч. ст. РАН, 2011. С. 223–228.
- Макаров В.И., Трапезников Ю.П., Сковородкин Ю.П., Гусева Т.В., Мишин А.В. Современные деформации земной коры под влиянием глобальных и региональных процессов // Современные изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов / В.И. Осипов (ред.). М.: Недра, 1996. С. 7–50.
- Мамбетов А.М., Репина Л.Н. Нижний кембрий Таласского Алатоо и его корреляция с разрезами Малого Каратау и Сибирской платформы // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 98–138.
- Марковский А.П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня // Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции / М.В. Баярунас (ред.). М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 219–277.
- Мартинсон Г.Г. Биостратиграфия и фауна меловых континентальных отложений Таджикской депрессии, Кызылкумов и Приташкентских Чулей // Континентальные образования восточных районов Средней Азии и Казахстана / Н.Н. Бархатова (ред.). Л.: Наука, 1969. С. 18–51.
- Марушкин И.А., Ляшкевич З.М. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-VI. М.: Недра, 1969. 116 с.
- Медведев Ю.Я., Додонова Т.А., Каткова Н.С. Объяснительная записка к геологической карте листа К-43–XIII. М.: Недра, 1964. 87 с.
- Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. С. 961–970.
- Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М. Складчатые деформации предорогенного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
- 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 / М.Г. Леонов (ред.). Бишкек: Науч. ст. РАН, 2006. С. 50–57.
- Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины

- Тянь-Шаньского орогена // Изв. НАН Кыргыз. республики. 2003. № 4. С. 50–58.
- Минакова Н.Е., Сотириади К.А., Эгамбердиев М., Насреттдинов З.З., Хикматуллаев Б.С., Талипов С. Литология, стратиграфия, геохимия и нефтегазоносность палеогеновых отложений Сурхандарьинской впадины. Ташкент: Фан, 1975. 153 с.
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пуллапартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня: структурные и экспериментальные свидетельства // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ / Н.Б. Кузнецов (ред.). М.: ГЕОС, 2012. С. 310–314. (Материалы XLIV тектонич. совещ.).
- Муфтиев 3.3., Шадчинев А.С. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-X. М.: Недра, 1967. 106 с.
- Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 10. Петроград: Геолком, 1919. 34 с.
- Мушкетов Д.И. Основные вопросы тектоники Туркестана // Бюл. МОИП. Н.С. Т. 32. Отд. геол. 1924. Т. 2, вып. 3. 1924. С. 181–211.
- Надыршин Р.И. Объяснительная записка к геологической карте листа J-41-XVIII. М.: Недра, 1978. 70 с.
- *Наливкин Д.В.* Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в горную Бухару и на Западный Памир // Изв. РГО. 1916. Т. 52, вып. 3. С. 12–18.
- *Наливкин Д.В.* Очерк геологии Туркестана. М.; Ташкент: Туркпечать, 1926. 184 с.
- Наливкин Д.В. Тектоника Памира // Труды XVII Межднар. геол. конгресса. Т. 2. М.: ГОНТИ, 1939. С. 473–479.
- *Несмеянов С.А.* Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977. 199 с.
- Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-латансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. С. 817–821.
- *Николаевский В.Н.* Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232 с.
- Никонов А.А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 2. С. 5–23.
- *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 238 с.
- Никонов А.А. Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей / Н.А. Логачев (ред.). Новосибирск: Наука, 1990. С. 37–46.
- Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 240 с.

- *Никонов А.А.*, *Энман С.В.* Молодые и современные движения по Вахшскому надвигу // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 3. С. 26–37.
- Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / А.Ф. Грачев (ред.). М.: Пробел, 2000. 487 с.
- Новейшая тектоника Северной Евразии / (ред.) А.Ф. Грачев. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- *Огнев В.Н.* Таласо-Ферганский разлом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 4. С. 71–79.
- Огнев В.Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Фрунзе: Кирг. фил. АН СССР, 1946. 68 с.
- Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса: Данные по СССР. № 6. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 38 с.
- Паффенгольц К.Н., Шабалкин М.И. Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас // Таджикско-Памирская экспедиция 1934 года. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 341–356.
- Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира // Геотектоника. 1990. № 3. С. 70–79.
- Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника ранних киммерид Южного Памира // Геотектоника. 2003. № 1. С. 19–35.
- Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В., Белов А.А. Палеозойские отложения автохтонных и покровных масс Центрального Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 93–104.
- *Пашков Б.Р.*, *Швольман В.А*. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Геотектоника. 1979. № 6. С. 42–57.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156–172.
- Погребной В.Н., Сабитова Т.М. Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности Высокой Азии в региональных геофизических полях // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1532–1542.
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А., Чернов И.Г., Барабанов Л.Н., Лисицын А.К., Хабаровская М.В. Субмантийный гелий во флюидах юго-восточного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 3. С. 721–725.
- Поспелов И.И. Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 149–178.
- Пояркова З.Н. О меловых отложениях средней части бассейна р. Зеравшан // Тр. ВНИГРИ; Вып. 131. Л., 1959. С. 325–388.

- Пояркова З.Н. Палеогеография Южной Киргизии в меловом периоде // Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня / В.Г. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1966. С. 63–110.
- Пояркова З.Н. Стратиграфия меловых отложений Южной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1969. 207 с.
- Разваляев А.В., Протасевич Л.Т., Евдокимова Е.А. Объяснительная записка к геологической карте листа J-43-I. М.: Недра, 1965. 80 с.
- Ранцман Е.Я. О четвертичных горизонтальных движениях по Таласо-Ферганскому разлому // Докл. АН СССР. 1963. Т. 169. С. 666–668.
- Ранцман Е.Я., Пшенин Г.И. Первые результаты геоморфологических исследований новейших горизонтальных смещений земной коры по Таласо-Ферганскому разлому в Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1963. № 5. С. 72–78.
- Ранцман Е.Я., Пшенин Г.Н. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры / Н.И. Николаев (ред.). М.: Недра, 1967. С. 155–159.
- Растворова В.А., Энман С.В. Гармский геодинамический полигон: Морфоструктура и современные движения. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 134 с.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Р.В. Баратов (ред.). Душанбе: Дониш, 1976. 270 с.
- Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. 370 с.
- Ренгартен В.П. Заалайский хребет // Геология Памира / П.П. Чуенко (ред.). Л.: ОНТИ, 1934. С. 1–42.
- Репина Л.Н. Палеобиогеография раннекембрийских морей по трилобитам // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. Новосибирск: Интеологии, геофизики РАН, 1985а. С. 5–15.
- Репина Л.Н. Раннекембрийские моря земного шара и палеобиогеографические подразделения по трилобитам // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1985б. С. 5–17.
- Ржевский Ю.С. Палеомагнитные данные о горизонтальных деформациях структур в Таджикской депрессии // Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит / А.Н. Храмов (ред.). Л.: ВНИГРИ, 1977. С. 27–43.
- Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных бор-литиевых провинций. М.: Светоч плюс, 2010. 304 с.
- Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М: Наука, 1968. 204 с.

- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971 136 с.
- Руженцев С.В. Изучение и картирование покровноскладчатых структур // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ю.М. Пущаровский, В.Г. Трифонов (ред.). М.: Наука, 1990а. С. 72–81.
- Руженцев С.В. Памир // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ю.М. Пущаровский, В.Г. Трифонов (ред.). М.: Наука, 1990б. С. 214–225.
- Руженцев С. В., Поспелов И.И., Сухов А.Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. 1977. № 4. С. 68–80.
- Рухин Л.Б., Рухина Е.В. Меловые отложения Ферганской котловины. Л.: ЛГУ, 1961. 164 с.
- Рыскина Х.В. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-VII. М.: Недра, 1981.
- *Рябинин А.Н.* Новая черепаха из нижнетретичных отложений Семиречья // Изв. Геолкома. 1927. Т. 36(3). С. 63–69.
- Рязанцев А.В., Миколайчук А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Никитина О.И., Мамонов Е.П., Зорин А.Е. Офиолиты и островодужные комплексы Джалаир-Найманской зоны и Чуйско-Кендыктасского массива (Южный Казахстан) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Вып. 4 / Ю.Г. Леонов (ред.). Бишкек: Науч. ст. РАН, 2009. С. 53–58.
- Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1543–1553.
- Сабитова Т.М., Багманова Н.Х., Миркин Е.Л. Скоростные неоднородности литосферы Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Вып. 4 / Ю.Г. Леонов (ред.). Бишкек: Науч. ст. РАН, 2009. С. 406–415.
- *Садыбакасов И.* Неотектоника Центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 117 с.
- Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 179 с.
- Салибаев Г.Х. Стратиграфия и моллюски нижней части массагетской серии Таджикской депрессии. Душанбе: Доныш, 1975. 140 с.
- Сигачев С.П. Структуры тектонического скучивания на Центральном Памире и механизм их образования // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии / Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин (ред.). М.: Наука, 1990. С. 123–218.
- Симаков С.Р. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии // Докл. АН СССР. 1952а. Т. 32. С. 147–150.

- Симаков С.Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области // Тр. ВНИГРИ. Спец. сер. Вып. 2. 19526.
- Симаков С.Н. Меловые отложения Юго-Западного Таджикистана // Геология СССР. Т. 24: Таджикская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 241–269.
- Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р. Мезо-кайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: возрастные и физико-химические характеристики // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке / А.К. Рыбин (ред.). Бишкек: Науч. ст. РАН, 2005. С. 182–186.
- Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В. Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. С. 689–705.
- Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 252 с.
- Синицын В.М. Центральная Азия. М.: Госгеографгиз, 1959. 456 с.
- Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.;Л.: АН СССР, 1962. 268 с.
- Синицын Н.М. О возрасте древних денадуционных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае // Изв. ВГО. 1948. № 1. С. 49–59.
- *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 218 с.
- Синицын Н.М. Памиро-Алайская зона // Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 675–690.
- Ситдиков Б.Б. Неотектоника Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1985. 143 с.
- Скобелев С.Ф. Новейшая структура зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / П.Н. Кропоткин (ред.). М.: Наука, 1988. С. 191–215.
- *Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 208 с.
- Славин В.И., Хаин В.Е. Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1980. № 2. С. 3–14.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Бакиров А.Б., Гильберт А.Э. Эклогиты и глаукофановые породы Тянь-Шаня // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 83–107.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования / В.И. Макаров (ред.). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- Солун В.И., Чепов Ю.П. Сопоставление палеогеновых отложений Бадхыза, Гаурдакского района, южной

- части Таджикской депрессии и северных предгорий Гиндукуша // Общие проблемы стратиграфии и биостратиграфии палеогена Тургая и Средней Азии / В.Н. Верещагин, А.И. Жамойда, Л.В. Миронова (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1964. С. 272–294.
- Сочава А.В. Литология, стратиграфия и условия образования красноцветной формации мела Ферганы // Меловые континентальные отложения Ферганы. Л.: Наука, 1965. С. 5–100.
- Старшинин Д.А. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-IV. М.: Недра, 1972. 138 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Т. 1 / К.О. Осмонбетов (ред.). Фрунзе: Илим, 1982. 37 с.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 5. С. 46–64.
- Сунь В. Альпийские разрывы центральной части Ферганского хребта. М.: Изд-во МГУ, 1963. 26 с.
- 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.
- Талипов М.А., Королев В.Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня / О.К. Чедия (ред.). Фрунзе: Илим, 1970. С. 72–88.
- Тарасов С.А. К вопросу о стратиграфии палеогеннеогеновых отложений Кочкорской впадины // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня / О.К. Чедия (ред.). Фрунзе: Илим, 1970. С. 52–68.
- *Таль-Вирский Б.Б.* Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982. 396 с.
- *Ташлиев М.Ш.*, *Товбина С.З.* Палеогеография запада Средней Азии в меловой период. СПб: Недра, 1992. 324 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов / А.В. Пейве (ред.). М.: Наука, 1982. 115 с.
- Тектоническая эволюция и строение земной коры Тянь-Шаня и сопредельных областей Центрально-Азиатского пояса, путеводитель экскурсии / А.Бакиров, А.Миколайчук (ред.). Бишкек: CAIAG, 2009. 138 с.
- Теремецкий А.Л., Шишкин Е.И. Палеосейсмичность центральной части Таласо-Ферганского глубинного разлома и прилегающих областей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 3. С. 26–35.
- Травин А.В., В.А. Симонов, Куренков С.А., Ю.В. Тикунов, Д.С. Юдин, А.В. Миколайчук. Первые данные об абсолютном возрасте офиолитов Северного Тянь-Шаня // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. М.: Связь-принт, 2002. С. 105–106.

- *Трифонов В.*Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоценчетвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
- *Трифонов В.Г.*, *Макаров В.И.*, *Скобелев С.Ф*. Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника. 1990. № 5. С. 81–92.
- Трифонов В.Г. Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
- Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976. 128 с.
- Турбин Л.И., Александрова Р.В., Конюхов А.Г. Палеоген и неоген северо-восточной Киргизии; четвертичная система // Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Кн. 1. М.: Недра, 1972. С. 268–279.
- *Турдукулов А.Т.* Геология палеогена и неогена Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 264 с.
- Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.
- Уломов В.И. О роли горизонтальных тектонических движений в сейсмодинамике и прогнозе сейсмической опасности // Физика Земли. 2004. № 9. С. 14–30.
- Уткина Н.Г. Оположении нижней границы плейстоцена в Среднеазиатско-Каспийском регионе // Тянь-Шань в новейшем этапе геологического развития / О.К. Чедия (ред.). Фрунзе: Илим, 1989. С. 14–40.
- Фараджев В.А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР) // Геол. сб. № 5/6 / Д.П. Резвой (ред.). Львов: Издво Львов. ун-та, 1958. С. 346–366.
- Филонов А.И., Король А.Н. Объяснительная записка к геологической карте листа J-42-XVI. М.: Недра, 1966. 92 с.
- Фортуна А.Б., Керинбеков Н.К., Кузиков С.И., Миколайчук А.В. Литостратиграфия и палинологические данные кайнозойских отложений Тессык-Сарыбулакской впадины // Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь-Шаня / О.К. Чедия (ред.). Бишкек: Илим, 1994. С. 26–40.
- Хаин В.Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский позднетриасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. С. 1190–1192.
- Хайдаров С.Х. Исследование новейших горизонтальных движений зоны Таласо-Ферганского разлома палеомагнитным методом // Сб. науч. тр. Ташкент. ун-та. 1984. № 724. С. 55–60.

- Херасков Н.П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих к нему районов // Бюл. МОИП. Н.С. Отд. геол. 1932. Т. 10, вып. 3/4. С. 428–460.
- Ходжаев А. Палеосейсмология Чаткало-Кураминского района. Ташкент: Фан, 1985. 132 с.
- *Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Фрунзе: Илим, 1972. 226 с.
- *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
- Чедия О.К., Сабитова Т.М., Джанузаков К.Д., Абдрахматов К.Е., Турдукулов А.Т., Лесик О.М. Соотношение верхне- и нижнекоровой структуры с сейсмичностью Тянь-Шаньского орогена // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: В 2 т. / Ю.В. Карякин (ред.). М.: ГЕОС, 1998. С. 253–256. (Материалы XXXI тектонич. совещ.; Т. 2).
- Черновский Б.А. Глубинное строение, особенности орогенной тектоники и металлогении Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1991. 182 с.
- Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
- *Щерба И.Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 97–108.
- Щерба И.Г. Отражение фаз альпийского тектогенеза в мезозойско-кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1990. № 2. С. 42–53.
- *Щерба И.Г.* Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 232 с.
- Эгамбердыев М.Э. Нефтеносные фации мезозоя и палеогена, Южный и Западный Узбекистан. Ташкент: Фан, 1981. 160 с.
- *Юнга С.Л.*, *Яковлев Ф.Л.* Памиро-Тянь-Шаньский регион // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / А.Ф. Грачев (ред.). М.: Пробел, 2000. С. 431–434.
- Юртенев Ю.С., Камалов Я. Типы верхнемеловых разрезов Таджикской депрессии // Литология, геохимия и палеогеография нефтегазоносных осадочных формаций Узбекистана. 1972. № 5. С. 356–361.
- Abdrakhmatov K.Y., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R.E., Sadybakasov I.S., Souter B.J., Trapeznikov Y.A., Tsurkov V.Y., Zubovich A.V. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformations rates // Nature. 1996. Vol. 384. P. 450–453.

- 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.
- Ali J.R., Aitchison J.C. Greater India // Earth Sci Rev. 2005. Vol. 72. P. 169–188.
- Allen M.B., Vincent S.J. Late Cenozoic tectonics of the Kelpintage thrust zone: interaction of the Tien Shan and Tarim Basin, northwest China // Tectonics. 1999a. Vol. 18. P. 639–654.
- Allen M.B., Vincent S.J. Structural features of Northern Tarim Basin: implications for regional tectonics and petroleum traps, discussion // AAPG Bull. 1999b. Vol. 83. P. 1279–1283.
- 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.
- Argand E. La tectonique de l'Asie // Proc. 13th Intern. Geol. Cong. (1922). Brussels. 1924. Vol. 1, pt. 5. P. 170–372.
- Armijo R., Tapponnier P., Han T. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 2787–838.
- Arrowsmith J.R., Strecker M.R. Seismotectonic range-front segmentation and mountain-belt growth in the Pamir-Alai region, Kyrgyzstan (India–Eurasia collision zone) // Geol. Soc. Amer. Bull. 1999. Vol. 111. P. 1665–1683.
- Avouac J.P., Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia // J. Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 895–898.
- Avouac J.P., Tapponnier P., Bai M., You H., Wang G. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan, and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 6755–6804.
- Banerjee P., Burgmann R. Convergence across the northwest Himalaya from GPS measurements // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 29. P. 1652.
- Barazangi M., Ni J. Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet // Geology. 1982. Vol. 10. P. 179–185.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G., Zindler A. Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from the Barbados corals // Nature. 1990. Vol. 345. P. 405–410.
- Bazhenov M.L. Paleomagnetism of Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks from the Kopetdagh and its tectonic implications // Tectonophysics. 1987. Vol. 136. P. 223–235.
- Bazhenov M.L. Cretaceous Paleomagnetism of the Fergana
 Basin and adjacent ranges, Central Asia: tectonic implications // Tectonophysics. 1993. Vol. 221.
 P. 251–267
- Bazhenov M.L., Burtman V.S. Formation of the Pamir-Punjab syntaxis: implications from paleomagnetic

- investigations of Lower Cretaceous and Paleogene rocks of the Pamirs // Contemporary geoscientic researches in Himalaya. Vol. 1 / A.K. Sinha (ed.). Dehra Dun (India): BSMPS, 1981. P. 71–82.
- Bazhenov M.L., Perroud H., Chauvin A., Burtman V.S., Tomas J.-C. Paleomagnetism of Cretaceous red beds from Tadzikistan and Cenozoic deformations related to the India–Eurasia collision // Earth Planet. Sci Lett. 1994. Vol. 124. P. 1–18.
- Besse J., Courtillot V. Revised and syntetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates and true polar wander path since 200 Ma // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. P. 4029–4050.
- Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107 (B-2300). P. 1–31.
- Bian Q., Li D., Pospelov I., Yin L., Li H., Zhao D., Chang C., Luo X., Gao S., Astrakhantsev O., Chamov N.
 Age, geochemistry and tectonic setting of Buqingshan ophiolites, North Qinghai-Tibet Plateau, China // J.
 Asian Earth Sci. 2004. Vol. 4. P. 577–596.
- Bian Q., Luo X., Chen H., Zhao D., Xu G., Chang C. Petrochemitry and Zircon U-Pb age of granodioritetonalite in the Anyemaqen ophiolitic belt and its tectonic significance // Sci Geol. Sinica. 1999a. Vol. 8. P. 375–381.
- Bian Q., Luo X., Li H., Chen H., Zhao D. Discovery of Early Paleozoic and Early Carboniferous — Early Permian ophiolites in the Anyemaqen Mts., Qinghai Province, China // Sci Geol. Sinica. 1999b. Vol. 8. P. 437–438.
- Bian Q., Zhao D., Luo X., Chen H., Li H., Xu G., Chang C., Li D., Gao Y. Discovery of Sinian Early Paleozoic ophiolites in Anyemaqeh Mts., Qinghai province, China // Intern. Sympos. Qinghai-Tibet Plateau: Abst. Xining, 1998. P. 14.
- Bielenski R.A., Park S.K., Rubin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Litosferic heteroorogeny in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30. P. 1806.
- Billington S., Isacks B.L., Barazangi M. Spatial distribution and focal mechanismus of mantle earthquakes in the Hindu Kush — Pamir region: a contorted Benioff zone // Geology. 1977. Vol. 5. P. 699–704.
- Bourgeois O., Cobbold P.R., Rouby D., Thomas J.C., Shein V. Least squares restoration of Tertiary thrust sheets in map view, Tadjik depression, Central Asia // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 27553–27574.
- Braitenberg C., Zadro M., Fang J., Wang Y., Hsu H.T. The gravity and isostatic Moho undulations in Qinghai-Tibet plateau // J. Geodyn. 2000. Vol. 30. P. 489–505.
- Brown E.T., Bendick R., Bourles D.L., Gaur V., Molnar P., Raisbeck G.M., Yiou F. Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray

- exposure dating of debris flows and moraines // J. Geophys, Res. 2002, Vol. 107, P. 2192–2205.
- Brunel M., Tapponnier P., Bourjot L., Armaud N., Schaler U., Pan Y., Wang Y. Tectonics of the Eastern Pamirs // Intern. Sympos. on the Karakorum and Kunlun Mountains: Abst. Kashi (China), 1992. P. 29.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I. Building the northern Tien Shan: integrated thermal, structural, and topographic Constraints // J. Geology (Chicago). 2003. Vol. 111. P. 149–165.
- 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 initiation of mountain building // GSA Bull. 2001. Vol. 113. P. 1544–1559.
- Burbank D.W., Beck R.A., Mulder T.J. The Himalayan Foreland Basin // The tectonic evolution of Asia / A.Yin, T.M. Harrison. (eds). N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 149–188.
- Burchfiel B.C., Brown E.T., Deng Q., Li J., Molnar P., Shi J., Wu Z., You H. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China // Intern. Geol. Rev. 1999. Vol. 41. P. 665–700.
- 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.
- Burret C., Long J., Stait B. Early–Middle Palaeozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana Palaeozoic palaeogeography and biogeography // Geol. Soc. London Mem. 1990. No. 12. P. 163–174.
- Burret C., Stait B. China and Southeast Asia as part of Tethyan margin of Cembro-Ordovician Gondwanaland // Shallow Tethys-2. Rotterdam: Balkema, 1986. P. 65–77.
- Burtman V.S. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Paleogene // Tectonophysics. 2000. Vol. 319. P. 69–92.
- Burtman V.S. Nappes of the southern Tien Shan // Rus. J. Earth Sci. 2008. Vol. 10, No. 1. P. 1–35. doi:10.2205/2007ES000223, 2008.
- Burtman V.S., Molnar P. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 281. Colorado, Boulder, 1993. 76 p.
- Burtman V.S., Scobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Ferghana fault, Tien Shan, Central Asia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1996. Vol. 108. P. 1004–1021.
- Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 6093–6095.

- Cao K., Wang G., Beek P., Zhang K., Wang A. Extremely young uplift of the mountain chains in the Northwestern Tibetan Plateau: Chakragil, Kongur Shan and Muztag Ata // 5th Intern. Sympos. of Tibetan Plateau Abst. Beijing, 2009. P. 243–244.
- Carey S.W. The orocline concept of geotectonics. Pt. 1 // Roy. Tasmania Proc. 1955. Vol. 89. P. 255–288.
- Chang C. Geology and tectonics of the Qinghai–Tibet Plateau. Beijing: Science Press, 1996, 153 p.
- Charreau J., Chen Y., Gilder S., Dominguez S., Avouac J.-P., Sen S., Sun D., Y.Li, Wang W.-M. Magneto-stratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (North-West China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains // Earth Planet. Sci Lett. 2005. Vol. 230. P. 177–192.
- 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 Tian Shan Mountains // Geology. 2006. Vol. 34. P. 181–184.
- Charreau J., Avouac J.-P., Chen Y., Dominguez S., Gilder S. Miocene to present kinematics of fault-bend folding across the Huerguosi anticline, northern Tianshan (China), derived from structural, seismic, and magnetostratigraphic data // Geology. 2008. Vol. 36. P. 871–874.
- Chauvin A., Bazherov M.L., Perroud H. Anomalous low paleomagnetic inclinations from Oligocene — Lower Miocene red beds of the South-West Tien Shan, Central Asia // Geophys. J. Intern. 1996. Vol. 126. P. 303–313.
- Chen B., Jin X. A geologic-geophysical excursion from Golmud, Qinghai to Lhasa, Tibet // 30th Intern. Geol. Cong. Field trip T390 guidebook. Beijing, 1996. 43 p.
- Chen B., Wang Y. Some characteristics of the orogenic belts in Qinghai-Tibet plateau // J. South-East Asian Earth Sci. 1996. Vol. 13. P. 231–242.
- Chen C., Lu H., Jia D., Cai D., Wu S. Closing history of the Southern Tian Shan oceanic basin, Western China: an oblique collisional orogeny // Tectonophysics. 1999. Vol. 302. P. 23–40.
- Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M., Sobel E., Yin J., Rubin C., Zhao R. Magnetochronology of the Upper Cenozoic strata in the South-Western Chinese Tian Shan: rates of Pleistocene folding and thrusting // Earth Planet. Sci Lett. 2002. Vol. 195. P. 113–130.
- 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 Tian Shan // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112 (B03S16). P. 1–22.
- 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.

- 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.
- Chen Y., Cogne J.P., Courtillot V. New Cretaceous paleomagnetic poles from the Tarim Basin, North-Western China // Earth Planet. Sci Lett. 1992. Vol. 114. P. 17–38.
- Chen Y., Gilder S., Halim N., Cogné J.P., Courtillot V. New paleomagnetic constraints on central Asian kinematics: displacement along the Altyn Tagh fault and rotation of the Qaidam Basin // Tectonics. 2002. Vol. 21, No. 5 (1042). P. 6-1-6-19.
- Chevalier M.L., Ryerson F.J., Tapponnier P., Finkel R.C., Woerd J., Li H.B., Liu Q. Sliprate measurements on the Karakorum fault may imply secular variations in fault motion // Science. 2005. Vol. 307. P. 411–414.
- Chung S., Chu M., Zhang Y., Xie Y., Lo C., Lee T., Lan C., Li X., Zhang Q., Wang Y. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism // Earth Sci Rev. 2005. Vol. 68. P. 173–196.
- Clapp F. Geology of Eastern Iran // Bull. Geol. Soc. Amer. 1940. Vol. 50. P. 1–102.
- Clark M.K., Royden L.H. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow // Geology. 2000. Vol. 28. P. 703–706.
- Copley A., Avouac J.P., Royer J.Y. India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115 (B03410). P. 1–14.
- Coutand I., Strecker M.R., Arrowsmith J.R., Hilley G., Thiede R.C., Korjenkov A., Omuraliev M. Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley (Pamir Tien Shan region, central Asia): an example of intra-continental deformation due to the Indo-Eurasia collision // Tectonics. 2002. Vol. 21, No. 6 (1053). P. 3-1–3-19.
- Coward M.P., Butler R.W.H. Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya // Geology. 1985. Vol. 13. P. 417–420.
- Coward M.P., Butler R.W.H., Asif Khan M., Knipe R.J. The tectonic history of Kohistan and its implications for Himalayan structure // J. Roy. Geol. Soc. London. 1987. Vol. 144. P. 377–391.
- 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.
- Cowgill E., Yin A., Harrison T.M. Reconstruction of the Altyn Tagh fault based on the U-Pb geochronology: role of back thrusts, mantle sutures and heterogeneous crustal strength in forming the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108 (B7346). P. 1–28.
- Currie B.S, Rowley D.B., Tabor N.J. Middle Miocene paleoaltimetry of southern Tibet: implications for

- the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen // Geology. 2005. Vol. 33. P 181–184
- Cyr A.J., Currie B.S., Rowley D.B. Geochemical evaluation of Fenghuoshan Group lacustrine carbonates, North-Central Tibet: implications for the paleoaltimetry of the Eocene Tibetan Plateau // J. Geology. 2005. Vol. 113. P. 517–533.
- DeCelles P.G., Quade J., Kapp P., Fan M., Dettman D.L., Ding L. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene // Earth Planet. Sci Lett. 2007. Vol. 253. P. 389–401.
- 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.
- 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 // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 188–204.
- DeGrave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F.b, Buslov M.M., Izmer A., Elburg M., Vanhaecke F., Vandenhaute P. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // J. Asian Earth Sci. 2012, Vol. 44, P. 149–168.
- Desio A. Sulla strutturce tettonica del Asia Centrale // Acad. Naz. Lincei Estrato Rend. Classe Sci fisice, mat., natur. Ser 8, 1965, Vol. 65, f. 6, P. 780–786.
- Desio A. Some geotectonic problems of the Kashmir–Karakorum–Hindukush and Pamir area // Atti Convegni Lincei. 1976. Vol. 21. P. 115–129.
- Dewey J.F., Shacleton R.M., Chang C., Sun Y. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau // Philos. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. 1988. Vol. 327. P. 379–413.
- Ding L., Kapp P., Wan X. Paleocene–Eocene record of ophiolite abduction and initial India–Asia collision, south Central Tibet // Tectonics. 2005. Vol. 24 (TC3001). P. 1–18.
- Ding L., Kapp P., Zhong D., Deng W. Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction // J. Petrol. 2003. Vol. 44. P. 1833–1865.
- Dumitru D.A., Zhou D., Chang E.Z., Graham A. Uplift, exhumation and deformation in the Chinese Tian Shan // Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: from continental assembly to intracontinental deformation / M.S. Hendrix, G.A. Davis (eds) // Geol. Soc. Amer. Mem. 194. 2001. P. 71–99.
- Dupont-Nivet G., Dai S., Fang X., Krijgsman W., Erens V., Reitsma M., Langereis C.G. Timing and distribution of tectonic rotations in the northeastern Tibetan plateau / C.Burchfiel, E.Wang (eds) // Investigations

- into the Tectonics of the Tibetan Plateau. GSA Spec. Pap. 444, 2008. P. 73–87.
- Dupont-Nivet G., Guo Z., Butler R.F., Jia C. Discordant paleomagnetic direction in Miocene rocks from the central Tarim Basin: evidence for local deformation and inclination shallowing // Earth Planet. Sci Lett. 2002. Vol. 199. P. 473–482.
- 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, North-Eastern Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109 (B04401). P. 1–13.
- 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. Intern. 2010. Vol. 182. P. 1189–1198.
- England P., Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation. Pt. 2: Comparison with the India-Asia collision zone // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 3664–3676.
- Excursion Guide of the International Symposium on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau / L.Zhu, Y.Pan (eds). Beijing, 1998. 109 p.
- 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.
- Fu B., Lin A., Kano K., Maruyama T., Guo J. Quaternary folding of the Eastern Tian Shan, North-West China // Tectonophysics. 2003. Vol. 369. P. 79–101.
- Gaetani M., Garzanti E., Jadoul F., Nicora A., Tantori A., Pasini M., Khan K.S.A. The north Karakorum side of the Central Asia geopuzzle // Geol. Soc. Amer. Bull. 1990. Vol. 102. P. 54–62.
- Gao J., Li M., Xiao X., Tang Y., He G. Paleozoic tectonic evolution of the Tian Shan orogen, northwestern China // Tectonophysics. 1998. Vol. 287. P. 213–231.
- 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.
- Gruschka S., Kroner A., Avdeev A.V., Seitov N.S., Oberhansli R. Early Palaeozoic accretion of arcs and microcontinents in the Central Asian mobile belt of Southern Kazakhstan as deduced from Pb-Pb zircon and Sm-Nd ages // Terra Nova. 1998. Vol. 7. P. 340.
- Guynn H., Kapp P., Pullen A., Heizler M., Gehrels G., Ding L. Tibetan basement rocks near Amdo reveal «missing» Mesozoic tectonism along the Bangong suture, central Tibet // Geology. 2006. Vol. 34. P. 505–508.
- Hamburger M.W., Hager B.X., Dang Y., Bragin V.D., Beisenbaev R. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. Vol. 29 (TC6014). P. 1–23.
- Hamburger M.W., Sarewitz D.R., Pavlis T.L., Popandopulo G.A. Structural and seismic evidence for intra-

- continental subduction in the Peter the First Range, Central Asia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. Vol. 104. P. 397–408.
- 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, Hinjiang // Chinese Sci Bull. 1999. Vol. 44. P. 1119–1122.
- Harris N.B.V., Xu R., Lewis C.L., Hawkesworth C.J., Zhang Y. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1988a. Vol. A327. P. 263–285.
- Harris N.B.V., Xu R., Lewis C.L., Jin C. Plutonic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1988b. Vol. A327. P. 145–168.
- Hauden H.H. Notes of the geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs // Rec. Geol. Surv. India. 1915. Vol. 45, No. 4. P. 1–30.
- 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 Tian Shan foreland, NW China // Basin Res. 2007. Vol. 19. P. 599–632.
- Hendrix M.S., Dumitru T.A., Graham S.A. Late Oligocene early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: an early effect of the India–Asia collision // Geology. 1994. Vol. 22. P. 487–490.
- Hendrix M.S., Graham S.A., Carroll A.R., Sobel E.R., McKnight C.L., Shulein B.J., Wang Z. Sedimantary record and climatic implication of recurrent deformation in the Tien Shan: evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar and Turpan basins, North-West China // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. Vol. 104. P. 53–79.
- Herring T., Hager B.H., Meade B., Zubovich A.V. Contemporary horizontal and vertical deformation of the Tien Shan. Irkutsk: APSG, 2002. 24 p.
- Hodges K.V. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives // GSA Bull. 2000. Vol. 112. P. 324–350;
- Holmes A. Principles of physical geology. London: Nelson, 1965. 900 p.
- Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y., Mo X.X. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in Southern Tibet // Earth Planet. Sci Let. 2004. Vol. 220. P. 139–155.
- Hsu K.J., Yao Y., Hao J., Hsu P., Li J., Wang O. Origin of Chinese Tianshan by arc-arc collisions // Eclogae geol. Helv. 1994. Vol. 87. P. 365–392.
- Hu Z., Li H., Yang J., Zhang Z., Ji S. Asia–India collision, large strike-slip faults and dynamic mechanism of the material extruzianin the Tibet plateau // 5th Intern. Sympos. of Tibetan Plateau: Abst. Beijing, 2009. P. 4–6.
- 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 Tian Shan Range, Western China // Earth Planet. Sci Lett. 2006. Vol. 251. P. 346–364.
- Huang B., Piper J. D.A., Wang Y., He H., Zhu R. Paleomagnetic and geochronological constraints on the post-collisional northward convergence of the South-West Tian Shan, North-West China // Tectonophysics. 2005. Vol. 409. P. 107–124.
- Huang B., Piper J.D.A., Zhu R. Paleomagnetic constraints on neotectonic deformation in the Kashi depression of the western Tarim Basin, NW China // Intern. J. Earth. Sci (Geol. Rundsch.). 2009. Vol. 98. P. 1469–1488.
- Huang B.C., Wang Y.C., Liu T., Yang T.S., Li Y.A., Sun D.J., Zhu R.X., Paleomagnetism of Miocene sediments from the Turfan Basin, Northwest China: no significant vertical-axis rotation during Neotectonic compression within the Tian Shan Range, Central Asia // Tectonophysics. 2004. Vol. 384. P. 1–21.
- Jade S., Bhatt B.C., Yang Z., Bendick R., Gaur V.K., Molnar P., Anand M.B., Kumar D. GPS measurements from the Ladakh Himalaya: preliminary tests of platelike or continuous deformation in Tibet // Geol. Soc. Amer. Bull. 2004. Vol. 116. P. 1385–139.
- Jin Y., McNutt M., Zhu Y. Mapping the descent Indian and Eurasian plates beneath the Tibettan Plateau from gravity anomalies // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 11275–11290.
- Introduction to integrated scientific investigation on Karakorum and Kunlun mountines / Y.Pan (ed.). Beijing: China Meteor. Press, 1992. 92 p.
- Kapp P., An Y., Harrison T.M., Ding L. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet // Geol. Soc. Amer. Bull. 2005. Vol. 117. P. 865–878.
- Kapp P., An Y., Manning C.E., Murphy M., Harrison T.M., Spurlin M., Ding L., Deng X., Wu C. Blueshist-bearing metamorphic core complexes in the Qingtang block reveal deep crustal structure of northern Tibet // Geology. 2000. Vol. 28. P. 19–22.
- Kind R., Yuan X., Saul J., Nelson D., Sobolev S.V., Mechie J., Zhao W., Kosarev G., Ni J., Achauer U., Jiang M. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction // Science. 2002. Vol. 298. P. 1219–1221.
- Klebelsberg R. Beitrage zur Geologie Westturkestans. Ergebnisse der expedision des deutschen and osterreichischen Alpenvereins im jahre 1913. Innsbruck: Wagner, 1922. 488 s.
- Klootwijk C.T., Conaghan P.J., Powell C. The Himalayan Arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading // Earth Planet. Sci Let. 1985. Vol. 75. P. 167–183.
- Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belyatsky B. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan // Lithos. 2007. Vol. 97. P. 140–160.

- 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.
- Koulakov I.Y. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travel time data // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116 (B04301). P. 1–22.
- 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. Let. 2005. Vol. 32 (L07305). P. 1–4.
- 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.
- Lacassin R., Valli F., Arnaud N., Leloup P.H., Paquette J.L., Haibing L., Tapponnier P., Chevalier M.L., Guillot S., Maheo G., Xu Z.Q. Largescale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet // Earth Planet. Sci Let. 2004. Vol. 219. P. 255–269.
- Lave J., Avouac J.P. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 5735–5770.
- Leuchs K. Grundzuge der Entwilungsgeschichte des Tienschan-sustems // Труды III Всесоюзного съезда геологов. Вып. 1. Ташкент: Среднеазиатское отд. Геолкома. 1930. С. 81–85.
- Li C., Hilst R.D., Meltzer A.S., Engdahl E.R. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma // Earth Planet. Sci Lett. 2008. Vol. 274. P. 157–168.
- Li J., Xiao W., Wang K., San G., Gao L. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China // Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tian Shan. London: CERCAMS; Natural History Museum, 2003. P. 31–74.
- Li Q., Gao R., Lu D., Li J., Fan J., Zhang Z., Liu W., Li W., Yan Q., Li B. Tarim underthrust beneath western Kunlun: evidence from wide-angle seismic sounding // J. Asian Earth Sci. 2002. Vol. 20. P. 247–253.
- Li Y., Liu Q.Y., Chen J.H., Li S., Guo B., Lai Y. Shear wave velocity structure of the crust and upper mantle underneath the Tian Shan orogenic belt // Sci China. Ser. D-Earth Sci. 2007. Vol. 50, No. 3. P. 321–330.
- 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. 2009. Vol. 477. P. 49–57.
- Li Z., Song W., Peng S., Wang D., Zhang Z. Mesozoic-Cenozoic tectonic relationships between the Kuqa subbasin and Tian Shan, North-West China: cons-

- traints from depositional records // Sedimentary Geology. 2004. Vol. 172. P. 223–249
- Liu B., Wang Z., Ma H., Zhou H., Zhu H. Tectonic evolution of South-West Tian Shan and the relationship between Tarim and Kazakstan Plates // 30th Intern. Geol. Congr.: Abst. 1996. Vol. 1. P. 270.
- Liu C., Lu B., Zheng M., Lai S., Wang D., Ren Z., Chen G. Possible extending of Bangonghu-Dingqing suture and its geological relevations // Earth Sci Frontiers (Beijing). 2000. Vol. 7, Suppl. P. 162–163.
- Liu J., Liu Q., Guo B., Yuen D.A., Song H. Small-scale convection in the upper mantle beneath the Chinese Tian Shan Mountains // Phys. Earth Planet. Inter. 2007. Vol. 163. P. 179–190.
- Liu J., Zhao Y., Pei J., Li D., Pan Y., He Z. Late Cenozoic sedimentary records of the Southwestern Tarim Basin: implicationsfor regional paleogeography, tectonic deformation and uplift of the Tibetan Plateau // 5th Intern. Sympos. of Tibetan Plateau: Abst. Beijing, 2009. P. 286–287.
- 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.
- Liu Q., Avouac J.P., Tapponnier P., Zhang Q. Holocene movement along the southern part of the Karakorum fault // Intern. Sympos. on Karakorum and Kunlun Mountains: Abst. Kashi (China), 1992. P. 91.
- Liu Q., Tapponnier P., Bourjot L., Zhang Q. Recent movement along the northern segment of the Karakorum fault system in the Muji-Tashgorgan graben // Intern. Symp. on Karakorum and Kunlun Mountains: Abst. Kashi (China), 1992. P. 92.
- Liu Y., Neubauer F., Genser J., Ge X., Takasu A., Yuan S., Chang L., Li W. Geochronology of the initiation and displacement of the Altyn Strike-Slip Fault, Western China // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 243–252.
- Long L., Gao J., Wang J., Qiang Q., Xiong X., Wang Y.,
 Wang L., Gao L. Geochemistry and SHRIMP zircon
 U-Pb age of post-collision granits in the southwest
 Tien Shan orogenic belt of China: examples from the
 Heiyngshan and Laohutai plutons // Acta Geol.
 Sinica. 2008. Vol. 82. P. 415–424.
- Long L., Gao J, Xiong X.M., Quan Q. The geochemical characteristics and the age of the Kule lake ophiolite, the southern Tianshan // Acta Petrol. Sinica. 2006. Vol. 22. P. 65–73.
- Lu H., Burbank D.W., Li Y., Liu Y. Late Cenozoic structural and stratigraphic evolution of the northern Chinese Tian Shan foreland // Basin Res. 2010. Vol. 22. P. 249–269.
- Lyon-Caen H., Molnar P. Gravity anomalies and the structure of Western Tibet and the Southern Tarim Basin // Geophys. Res. Lett. 1984. Vol. 11. P. 1251–1254.
- Ma X. Litospheric dynamic map of China and adjacent seas, scale 1:4,000,000. Beijing: Geol. Pub. Hause, 1987.

- Makovsky Y., Klemperer S.L. Structural elements of the Southern Tethian Himalaya crust from wide-angle seismic data // Tectonics. 1996. Vol. 15. P. 997–1005.
- Mattauer M. Introcontinental subduction, crust mantie decollement and crustal wedge stacking in the Himallaya and other collisian belts // J. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1986. Vol. 19. P. 37–50.
- Matte P., Mattauer M., Olivet J. M., Griot D.A. Continental subductions beneath Tibet and the Himalayan orogeny: a review // Terra Nova. 1997. Vol. 9. P. 264–270.
- 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.
- Mattern F., Schneider W. Suturing of the Proto- and Paleo-Tethys oceans in the Western Kunlun // J. Asian Earth Sci. 2000. Vol. 18. P. 637–650.
- *McKenzie D.P.*, *Sclater J.G.* The evolution of the Indian ocean since the Late Cretaceous // Roy. Astronom. Soc. Geophys. J. 1971. Vol. 25. P. 437–528.
- Mineral deposits map of Kyrgyzstan, scale 1:1,000,000 / R.Jenchuraeva, A.Bakirov, M.Ghes, R.Seltmann, V.Shatov, V.Popov (eds). 2001. London; Bishkek.
- Mo X., Hou Z., Niu Y., Dong G., Qu X., Zhao Z., Yang Z. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: evidence from Cenozoic igneous rocks in Southern Tibet // Lithos. 2007. Vol. 96. P. 225–242.
- Mohadjer S., Bendick R., Ischuk A., Kuzikov S., Kostuk A., Saydullaev U., Lodi S., Kakar D.M., Wasy A., Khan M.A., Molnar P., Bilham R., Zubovich A.V. Partitioning of India-Eurasia convergence in the Pamir-Hindu Kush from GPS measurements // Geophys. Res. Let. 2010. Vol. 37 (L04305). P. 1–6.
- Molnar P., Burchfield D.C., Zhao Z., Liang K., Wang S., Huang M. Geologic evolution of Northern Tibet: results of an expedition to Ulugh Muztagh // Science. 1987. Vol. 235. P. 299–305.
- Molnar P., Chen W.P. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 1180–1196.
- Molnar P., Deng Q. Faulting, associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Central and Eastern Asia // J. Geophys. Res. 1984. Vol. B87. P. 6203–6227.
- Molnar P., England P., Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon // Rev. Geophys. 1993. Vol. 31. P. 357–396.
- Molnar P., Ghose S. Seismic moments of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan // Geophys. Res. Let. 2000. Vol. 27. P. 2377–2380.
- Molnar P., Lyon-Caen H. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins // Geophys. J. Intern. 1989. Vol. 99. P. 123–153.
- 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.
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 169. P. 419–426.
- Murphy M.A., Burgess W.P. Geometry, kinematics, and characteristics of an active transtension zone, Karakoram fault system, southwest Tibet // J. Struct. Geol. 2006, Vol. 28, P. 268–283.
- Murphy M.A., Yin A., Harrison T.M., Dürr S.B., Chen Z., Ryerson F.J., Kidd W.S.F., Wang X., Zhou H. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? // Geology. 1997. Vol. 25. P. 719–722.
- Murphy M.A., Yin A., Kapp P., Harrison T.M. Din L., Guo J. Southward propagation of the Karakorum fault system into southwest Tibet: Timing and magnitude of slip // Geology. 2000. Vol. 28. P. 451–454.
- Murphy M.A., Yin A., Kapp P., Harrison T.M., Manning C.E., Ryerson F.J., Ding L., Guo J. Structural evolution of the Gurla Mandatha detachment system, South-West Tibet: implications for the eastward extent of the Karakoram fault system // Geol. Soc. Amer. Bull. 2002. Vol. 114. P. 428–447.
- Nábelek J., Hetényi G., Vergne J., Sapkota S., Kafle B., Jiang M., Su H., Chen J., Huang B. Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone revealed by the Hi-CLIMB Experiment // Science. 2009. Vol. 325. P. 1371–1374.
- Neil A., Houseman G.A. Geodynamics of the Tarim Basin and the Tian Shan in Central Asia // Tectonics. 1997. Vol. 16. P. 571–584.
- 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.
- Norin E. Tertiary of the Tarim Basin // Bull. Geol. Soc. China. 1935. Vol. 14, No. 3. P. 337–347.
- Owens T.J., Zandt G. Implications of crustal property variations for models of Tibetan Plateau evolution // Nature. 1997. Vol. 387. P. 40–46.
- Pan Y. Geological evolution of the Kunlun and Karakorum mountain ranges // Proc. Intern. Sympos. Karakorum and Kunlun Mountains. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 31–43.
- Patriat P., Achache J. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates // Nature. 1984. Vol. 311. P. 615–621.
- Patzeld A., Li H., Wang J., Appel E. Paleomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from Southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia // Tectonophysics. 1996. Vol. 259. P. 259–284.
- Pearce J.A., Deng W. The ophiolites of the Tibetan Geotraverses, Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986) // Phillos. Trans. Roy. Soc. London. 1988. Vol. A327. P. 215–238.

- Pearce J.A., Mei H. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse // Phillos. Trans. Roy. Soc. London. 1988. Vol. A327. P. 169–201.
- Pearson G.W., Stuiver M. A high-precision calibration of the AD radiocarbon time scale, 500–2500 BC // Radiocarbon. 1986. Vol. 28. P. 839–862.
- Peive A.V., Burtman V.S., Ruzhentsev S.V., Suvorov A.I.
 Tectonics of the Pamir-Himalayan sector of Asia //
 22nd Intern. Geol. Congress Report. New Delhi,
 1964. Pt. 11. P. 441–464.
- Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during India–Asia collision: an experimental approach // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. P. 15085–15117.
- Peltzer G., Tapponnier P., Amijio R. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacement along the north edge of Tibet // Science. 1989. Vol. 246. P. 1285–1289.
- Phillips R.J., Parrish R.R., Searle M.P. Age constraints on ductile deformation and long-term slip rates along the Karakoram fault zone, Ladakh // Earth Planet. Sci Lett. 2004. Vol. 226. P. 305–319.
- Polissar P.J., Freeman K.H., Rowley D.B. Francesca A., McInerney F.A., Currie B.S. Paleoaltimetry of the Tibetan Plateau from D/H ratios of lipid biomarkers // Earth Planet. Sci Lett. 2009. Vol. 287. P. 64–76.
- Pospelov I.I., Leven E.Y., Bian Q., Aristov V.A., Korchagin O.A. Lower Permian formations of the Buqingshan Mountains in the A'nyemaqen ophiolitic zone (Eastern Kunlun, Qinghai Province, China): on the beginning of the Paleotethys closure // Rus. J. Earth Sci. 2005. Vol. 6. P. 1–13.
- Powell C. Continental underplating model for the rise of the Tibetan Plateau // Earth Planet. Sci Lett. 1986/1987. Vol. 81. P. 79–94.
- *Powell C.*, *Conaghan P.J.* Plate tectonics and the Himalaya // Earth Planet. Sci Let. 1973. Vol. 20. P. 1–12.
- Pozzi J.-P., Feinberg H. Paleomagnetism in the Tajikistan: continental shortening of European margin in the Pamirs during Indian Eurasian collision // Earth Planet Sci Lett. 1991. Vol. 103. P. 365–378.
- Raterman N.S., Cowgill E., Lin D. Variable structural style along the Karakoram fault explained using triple-junction analysis of intersecting faults // Geosphere. 2007. Vol. 3, no. 2. P. 71–85.
- 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.
- Regional geology of Qinghai Province. Beigjing: Geol. Publ. House, 1991. 662 p. (in Chinese); p. 604–662 (in English) with 3 maps in scale 1:1,500,000 and 1:2,000,000.
- Regional geology of Xinjiang Uygur autonomous region. Beigjing: Geol. Publ. House, 1993a. 841 p. (in Chinese); p. 783–841 (in English) and 3 maps in scale 1:1,500,000 and 1:2,000,000.

- Regional geology of Xizang (Tibet) autonomous region. Beigjing: Geol. Publ. House, 1993b. 707 p. (in Chinese); p. 638–707 (in English) and 3 maps in scale 1:1,500,000 and 1:2,000,000.
- Reigher 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.
- Replumaz A., Karason H., Hilst R.D., Besse J. Tapponnier P. 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography // Earth Planet. Sci Lett. 2004. Vol. 221. P. 103–115.
- Replumaz A., Negredo A.M., Guillot S., Villasenor A. Multiple episodes of continental subduction during India/Asia convergence: Insight from seismic tomography and tectonic reconstruction // Tectonophysics. 2010a. Vol. 483. P. 125–134.
- Replumaz A., Negredo A.M., Villasenor A., Guillot S. Indian continental subduction and slab break-off during Tertiary collision // Terra Nova. 2010b. Vol. 22. P. 239–314
- Ritsema R.A. The fault-plane solutions of earthquakes of the Hindu Kush centre // Tectonophysics. 1966. Vol. 3. P. 147–163.
- Robinson A.C. Geologic offsets across the northern Karakorum fault: Implications to its role and terrane correlations in the western Himalayan-Tibetan orogen // Earth Planet. Sci Let. 2009. Vol. 279. P. 123–130.
- Robinson A.C., Yin A., Manning C.E., Harrison T.M., Zhang S., Wang X. Tectonic evolution of the northwestern Pamir: constrains from the northern portion of the Cenozoic Kongur Shan extension system, Western China // Bull. Geol. Soc. Amer. 2004. Vol. 116. P. 953–973.
- Robinson A.C., Yin A., Manning C.E., Harrison T.M., Zhang S., Wang X. Cenozoic evolution of the eastern Pamir: implication for strain-accommodation mechanisms at the western end of the Himalayan-Tibetan orogen // Bull. Geol. Soc. Amer. 2007. Vol. 119. P. 882–896.
- Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov V.A., Golvanov M.I., Matatkanova P., Munirova L. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien Shan // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98(B9). P. 15779–15795.
- 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.
- Rowley D.B., Currie B.S. Palaeoaltimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet // Nature. 2006. Vol. 439. P. 677–681.
- Rowley D.B., Garzione C.N. Stable isotope-based paleoaltimetry // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2007. Vol. 35. P. 463–508.

- Rumelhart P. E., Yin A., Cowgill E., Butler R., Zhang Q., Wang X. Cenozoic vertical-axis rotation of the Altyn Tagh fault system // Geology. 2000. Vol. 28. P. 480.
- Sarwar G., De Jong K.A. Arcs, oroclines, syntaxes: the curvatures of mountain belts, Pakistan // Geodynamics of Pakistan / A.Farah, K.A. de Jong (eds). Quetta. 1979. P. 341–350.
- Scharer K.M., Burbank D.W., Chen J., Weldon R.J., Rubin C., Zhao R., Shen J. Detachment folding in the South-Western Tian Shan Tarim foreland, China: shortening estimates and rates // J. Structural Geology. 2004. Vol. 26. P. 2119–2137.
- Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W., McWilliams M., Minaev V., Lutkov V., Chen F., Stanek K., Nelson B., Frisch W., Wooden J.L. Assembly of the Pamirs: age and origin of magmatic belts from the Southern Tien Shan to the Southern Pamirs and their relation to Tibet // Tectonics. 2004. Vol. 23 (TS4002). P. 1–31.
- Searle M.P. Geology and tectonics of the Karakoram Mountains. Chichester: J.Wiley and Sons, 1991. 358 c.
- Searle M.P. Geological evidence against large-scale pre-Holocene offsets along the Karakoram fault: implications for the limited extrusion of the Tibetian plateau // Tectonics. 1996. Vol. 15. P. 171–186.
- Searle M.P., Phillips R.J. Relationships between right-lateral shear along the Karakoram fault and metamorphism, magmatism, exhumation and uplift: evidence from the K2–Gasherbrum–Pangong ranges, north Pakistan and Ladakh // J. Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 439–450.
- Searle M.P., Weinberg R.F., Dunlap W.J. Transpressional tectonics along the Karakorum fault zone, Northern Ladakh: Constraints on Tibetan extrusion // Continental transpressional and transtensional tectonics / R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, J.F. Dewey (eds). // Geol. Soc. London. 1998. Spec. Publ. 135. P. 307–326.
- Shen Z., Wang M., Li Y., Jackson D.D., Yin A., Dong D., Fang P. Crustal deformation along the Altyn Tagh fault system, Western China, from GPS // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 30607–30621.
- Shi D., Zhao W., Brown L., Nelson D., Zhao X., Kind R., Ni J., Xiong J., Mechie J., Guo J., Klemperer S., Hearn T. Detection of southward intracontinental subduction of Tibetan lithosphere along the Bangong-Nujiang suture by P-to-S converted waves // Geology. 2004. Vol. 32. P. 209–212.
- Shi R., Yang J., Wang X., Zheng X. Two suites of ophiolite recognized in the Maqen area, Northern Tibetan Plateau // Earth Sci Frontiers (Beijing). 2000. Vol. 7, Suppl. P. 132–134.
- Sobel E.R., Arnaud N. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China // Tectonics. 1999. Vol. 18. P. 64–74.
- 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.
- 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 Planetary Lett. 2006. Vol. 247. P. 70–81.
- 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.
- Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichuk A. Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2006. Vol. 25. P. 58–70.
- Song X., Spicer R.A., Yang J., Yao Y., Li C. Pollen evidence for an Eocene to Miocene elevation of central Suthern Tibet predating the rise of the High Himalaya // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2010. Vol. 297. P. 159–168.
- Spenser D.A. What was the timing of the Himalayan continent-continent collision (45, 50, 60 or 65 MA)? Constrains from eclogites // Geol. Soc. Amer. Annual Meeting Abstracts. Boston, 1993. P. 121.
- Stiron R., Taylor V., Murphy M. Himalayan orogen-parallel extension from GPS geodesy and structural geology // 5th Intern. Sympos. of Tibetan Plateau: Abst. Beijing, 2009. P. 52–53.
- Strecker V.R., Frisch W., Hamburger M.W., Ratschbacher L., Semiletkin S. Quaternaly deformation in the Eastern Pamirs, Tadzhikistan and Kyrgyzstan // Tectonics. 1995. Vol. 14. P. 1061–1079.
- Streule M.J., Phillips R.J., Searle M.P., Waters D.J., Horstwood V.S.A. Evolution and chronology of the Pangong Metamorphic Complex adjacent to the Karakoram Fault, Ladakh: constraints from thermobarometry, metamorphic modeling and U-Pb geochronology // J. Geol. Soc. London. 2009. Vol. 166. P. 919-932.
- Stuiver M., Pearson G.W. A high-precision calibration of the AD radiocarbon time scale, AD 1950–500 BC // Radiocarbon. 1986. Vol. 28. P. 805–838.
- Stuiver M., Reimer P.J. Extended ¹⁴C Data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age callibration program // Radiocarbon. 1993. Vol. 35. P. 215–230.
- Suess E. The face of the Earth. Vol. 3. Oxford: Clarendon Press, 1908. 400 p.
- 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.
- 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.
- Szulc A.G., Najman Y., Sinclir H.D., Pringle M., Bickle M., Chapman H., Garzanti E., Ando S., Huyghe P.,

- *Mugnier J., Ojha T., DeCelles P.* Tectonic evolution of the Himalaya constrained by detrital ⁴⁰Ar-³⁹Ar, Sm-Nd and petrographic data from the Siwalik foreland basin succession, SW Nepal // Basin Res. 2006. Vol. 18. P. 375–391.
- Tapponnier P., Peltzer G., LeDain A.Y., Armijo R. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. Vol. 10. P. 611–616.
- 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 and Planetary Sci. 2001. Vol. 333. P. 483–494.
- Tapponnier P., Xu Z., Roger F., Meyer B., Arnaud N., Wittlinger G., Yang J. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau // Science. 2001. Vol. 294. P. 1671–1677.
- 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.
- Taylor M., Yin A., Ryerson F.J., Kapp P., Ding L. Conjugate strike-slip faulting along the Bangong–Nujiang suture zone accommodates coeval east-west extension and north-south shortening in the interior of the Tibetan Plateau // Tectonics. 2003. Vol. 22. P. 1044–1062.
- Thomas J.C., Chauvin A., Gapias D., Bazhenov M.L., Perroud H., Cobbold P., Burtman V.S. Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotations in the Tadjik depression, Central Asia // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99(B8). P. 15141–15160.
- Thomas J.C., Cobbold P.R., Wright A., Gapias D. Cenozoic tectonics of the Tadzhic depression, Central Asia // The tectonic evolution of Asia / A.Yin, T.M. Harrison (eds). Cambridge: Univ. Press, 1996. P. 191–207.
- Thomas J.C., Gapias D., Cobbold P.R., Meyer V., Burtman V.S. Tertiary kinematics of the Tadjik depression (Central Asia): inference from fault and fold patterns // Geodynamic evolution of sedimentary basins / F.Roure (ed.). Paris: Technip, 1996. P. 171–180.
- Thomas J.C., Perroud H., Cobbold P.R., Bazhenov M.L., Burtman V.S., Chauvin A., Sadybakasov E. A paleomagnetic study of the Tertiary formations from the Kirghiz Tien Shan and its tectonic implications // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 9571–9589.
- Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov 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.
- Trifonov V.G., Makarov V.I., Scobelev S.F. The Talas-Fergana active right-lateral fault // Annales Tectonicae. 1992. Suppl. Vol. 6. P. 224–267.
- Valli F., Arnaud N., Leloup P.H., Sobel E.R., Maheo G., Lacassin R., Guillot S., Li H., Tapponnier P., Xu Z.

- Twenty million years of continuous deformation along the Karakorum fault, western Tibet: a thermochronologic alanalysis // Tectonics. 2007. Vol. 26. P. 1–26.
- Valli F., Leloup P.H., Paquette J.L., Arnaud N., Li H., Tapponnier P., Lacassin R., Guillot S., Liu D., Deloule E., Xu Z., Mahéo G. New U-Th/Pb constraints on timing of shearing and long-term slip-rate on the Karakorum fault // Tectonics. 2008. Vol. 27 (TC5007). P. 1–33.
- Vinnik L.P, Reigber C., Aleshin I.M, Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W. Receiver function tomography of the Central Tien Shan // Earth Planet. Sci Lett. 2004. Vol. 225. P. 131–146.
- Voo V.R., Spakman W., Bijwaard H. Tethyan subducted slabs under India // Earth Planet. Sci Lett. 1999. Vol. 171. P. 7–20.
- Wallace R.E. The Talas-Fergana fault, Kirgiz and Kazakh // Earthquake Inform. Bull. 1976. Vol. 8. P. 4–12.
- Wang B., Faure M., Shu L., Cluzel D., Charvet J., DeJong K., Chen Y. Paleozoic tectonic evolution of the Yili Block, Western Chinese Tian Shan // Bull. Soc. Géol. France. 2008. Vol. 179. P. 483–490.
- 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 // Proc. Nat. Acad. Sci USA. 2008. Vol. 105. P. 4987–4992.
- Wang E., Wan J., Liu J. Late Cenozoic geological evolution of the foreland basin bordering the West Kunlun range in Pulu area: constraints on timing of uplift of northern margin of the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108 (2401). P. 1–15.
- Wang Q., Li S., Du Z. Differential uplift of the Chinese Tian Shan since the Cretaceous: constraints from sedimentary petrography and apatite fission-track dating // Intern. J. Earth Sci (Geol. Rundsch.). 2009. Vol. 98. P. 1341–1363.
- Wang Q., Nishidai T., Coward M.P. The Tarim Basin, NW China: formation and aspects of petroleum geology // J. Petrol. Geol. 1992. Vol. 15, No. 1. P. 5–34.
- Wang Q., Wyman D.A., Li Z.X., Sun W., Chung S.L., Vasconcelos P.M., Zhang Q., Dong H., Yu Y., Pearson N., Qiu H., Zhu T., XintaoFeng X. Eocene north-south trending dikes in central Tibet: new constraints on the timing of east-west extension with implications for early plateau uplift // Earth Planet. Sci Lett. 2010. Vol. 298. P. 205–216.
- Wang Z., Wu J., Lu X., Zhang J., Liu C. Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tianshan Mountains. Beijing: Science Press, 1990. 217 p.
- Williams H., Turner S., Simon Kelley S., Harris N. Age and composition of dikes in Southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism // Geology. 2001. Vol. 29. P. 339–342.

- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 31–47.
- 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.
- Woerd J., Tapponnier P., Ryerson F.J., Meriaux A., Meyer B., Gaudemer Y., Finkel R.C., Caffee M.C., Zhao G. Xu Z. Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from ²⁶Al, ¹⁰Be, and ¹⁴C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology // Geophys. J. Intern. 2002. Vol. 148. P. 356–388
- Wright T.J., Parsons B., England P.C., Fielding E.J. InSAR observations of low slip rates on the major faults of Western Tibet // Science. 2004. Vol. 305. P. 236–239.
- 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.
- Xia L., Li X., Xu X., Xia Z., Ma Z., Wang L. Petrogenetic evolution of the Bayan Gol ophiolite — geological record of the Early Carboniferous Red Sea Type ocean basin in the Tianshan Mountanes, North-Western China // Acta Geol. Sinica. 2005. Vol. 79. P. 174–192.
- Xiao W.J., Windley B.F., Chen H.L., Zhang G.C., Li G.L. Carboniferous-Triassic subduction and accretion in the Western Kunlun, China: implications for the collisional and accretionary tectonics of the Northern Tibetan Plateau // Geology. 2002. Vol. 30. P. 295–298.
- Xiao W.J., Windley B.F., Liu D.Y., Jian P., Liu C.Z., Yuan C., Sun M. Accretionary tectonics of the Western Kunlun Orogen, China: A Paleozoic–Early Mesozoic, long-lived active continental margin with implications for the growth of Southern Eurasia // J. Geology. 2005. Vol. 113. P. 687–705.
- Xiao W.J., Zhang L.C., Qin K.Z., Sun S., Li J.L. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tienshan (China): implications for the continental growth of Central Asia // Amer. J. Science. 2004. Vol. 304. P. 370–395.
- Xu R., Zhang Y., Vidal Ph., Arnaud N. Two plutonic belts in Western Kunlun // Intern. Sympos. Karakorum and Kunlun Mountains: Abstr. Kashi (China), 1992. P. 62.
- Yakovlev F.L., Yunga S.L. Crustal shortening during mountain building: A case study in the Pamir Tien Shan and Altay–Mongolia region // Rus. J. Earth Sci. 2001. Vol. 3, No. 5. P. 317–332.
- Yang M., Jin Z., Lu X., Sun D., Tang X., Peng G., Lei G. Structural evolution of the Eastern Qiulitagh Fold and Thrust Belt, Northern Tarim Basin // Acta Geol. Sinica. 2009. Vol. 83. P. 347–358.

- Yang J.S., Robinson P.T., Jiang C.F., Xu Z.Q. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications // Tectonophysics. 1996. Vol. 258. P. 215–231.
- Yang S., Li J., Wang Q. The deformation pattern and fault rate in the Tian Shan Mountains inferred from GPS observations // Sci in China. Ser. D: Earth Sci. 2008. Vol. 51. P. 1064–1080.
- Yang Y., Liu V. Cenozoic deformation of the Tarim plate and the implications for mountain building in the Tibetan Plateau and the Tian Shan // Tectonics. 2002. Vol. 21. P. 1029–1046.
- 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.
- 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 Rev. 2006. Vol. 76. P. 1–131.
- Yin A. Cenozoic tectonic evolution of Asia: a preliminary synthesis // Tectonophysics. 2010. Vol. 488. P. 293–325.
- *Yin A.*, *Harrison T.M.* Geological evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2000. Vol. 28. P. 211–280.
- Yin A., Kapp P.A., Murphy M.A., Manning C.E., Harrison T.M., Grove M., Ding L., Deng X., Wu C. Significant late Neogene east-west extension in northern Tibet // Geology. 1999. Vol. 27. P. 787–790;
- Yin A., Nie S.A. Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions // The tectonic evolution of Asia / A.Yin, M.Harrison (eds). N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 442–485.
- 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.
- Yin J. Carboniferous sedimentary environment and tectonic setting in the Western Kunlun and adjacent regions // Proc. Intern. Sympos. Karakorum and Kunlun Mountains. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 130–142.
- Yin J., Xu J., Liu C., Li H. The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work // Phillos. Trans. Roy. Soc. London. 1988. Vol. A327. P. 5–52.
- Yue Y., Ritts B.D., Graham S.A. Initiation and long-term slip history of the Altyn Tagh Fault // Intern. Geol. Rev. 2001. Vol. 43. P. 1087–1093.
- 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.
- 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.
- Zhang Y., Xie Y., Xu R., Vidal P., Arnaud N. Element geochemistry of granitoid rocks in the western part of the Qunnghai-Xizang Plateau // Proc. Intern. Sympos. Karakorum and Kunlun Mountains. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 152–163.
- Zhao J., Liu G., Lu Z., Zhang X., Zhao G. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin // Tectonophysics. 2003. Vol. 376. P. 199–239.
- Zhao J., Yuan X., Liu H., Kumar P., Pei S., Kind R.,
 Zhang Z., Tenge J., Dinga L., Gaoa X., Xua Q., Wanga W. The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet // Proc. Nat. Acad. Sci USA. 2010. Vol. 107. P. 11229–11233.
- Zhao W., Nelson K.D. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath Southern Tibet // Nature. 1993. Vol. 366. P. 557–559.
- 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 intra-

- continental subduction beneath Southern Tibet // Lithos, 2009. Vol. 113. P. 190–212.
- Zheng H., Powell C, An Z., Jie Zhou J., Dong G. Pliocene uplift of the Northern Tibetan Plateau // Geology. 2000. Vol. 28. P. 715–718.
- Zhou H., Murphy M.A. Tomographic evidence for wholesale underthrusting of India beneath the entire Tibetan plateau // J. Asian Earth Sci. 2005. Vol. 25. P. 445–457.
- Zhou J., Xu F., Wang T., Cao A., Yin C. Cenozoic deformation history of the Qaidam Basin, NW China: results from cross-section restoration and implications for Qinghai–Tibet Plateau tectonics // Earth Planet. Sci Lett. 2006. Vol. 243. P. 195–210.
- Zhu B., Kidd W.S.F., Rowley D.B., Currie B.S., Shafique N. Age of initiation of India–Asia collision in the East-Central Himalaya // J. Geology. 2005. Vol. 113. P. 265–285.
- Zubovich F.V, Wang X., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigher C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., Li J., Kuzikov S.I., Herring T.A., Hamburger M.V., Hager B.X., Dang Y., Bragin V.D., Beisenbaev R. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. Vol. 29 (TC6014). P. 1–23.

Оглавление

Введение	Глава 5. Кинематика и динамика Памир-Пенджабского синтаксиса 12
Глава 1. Историко-тектоническое развитие	5.1. Структурный план
Тянь-Шаня	синтаксиса 12
1.1. Геодинамика Тянь-Шаня в палеозое 10	5.2. Основные черты строения Памира 12
1.2. Историко-тектоническое развитие Тянь-Шаня в мелу	5.3. Сокращение площади земной коры при формировании
и кайнозое 17	синтаксиса 12
Глава 2. Деформация Тянь-Шаня в кайнозое 31 2.1. Структурный план Тянь-Шаня 31	5.4. Памир-Каракорумский сдвиг 12
2.1. Структурный план Тянь-Шаня 31 2.2. Сокращение территории Тянь-Шаня в процессе орогенеза 38	5.5. Кинематика современной деформации синтаксиса 12
2.3. Таласо-Ферганский сдвиг 47	5.6. Земная кора и литосферная мантия 13
2.4. Тектонические границы Тянь-Шаня 67	5.7. Геодинамические модели 13
2.5. Общие черты деформации	Глава 6. Геодинамика Тибета
Тянь-Шаня 72	6.1. Геодинамика Высокой Азии
Глава 3. Геодинамика Тянь-Шаня	до коллизии Индостана с Евразией
в кайнозое	6.2. Коллизия Индостана с Евразией14
Глава 4. Область сближения Памира и Тянь-Шаня	6.3. Деформация Тибета в кайнозое 14
4.1. Пограничные тектонические структуры между Тянь-Шанем и Памиром	6.4. Взаимодействие между Центральным Тибетом,
4.2. Происхождение Внешней структурной дуги Памира 93	Цайдамом и Таримом 15 6.5. Геодинамика Тибета
4.3. Реконструкция территории Таджикской депрессии	в позднем кайнозое 15. Глава 7. Взаимодействие Тянь-Шаня
в плиоцене 102	и Высокой Азии
4.4. Реконструкция области сближения Памира и Тянь-Шаня 105	Литература 16

Contents

Introduction 5	Chapter 5. Kinematics and dynamics
	of the Pamir-Punjab Syntaxes 12
Chapter 1. Tien Shan history	5.1. Structure of the Syntaxes 12
1.1. Paleozoic geodynamics 10	5.2. Outlines of structure and
1.2. Cretaceous-Cenozoic history 17	deformation of the Pamir 12
	5.3. Shortening of the Syntaxes 120
Capter 2. Cenozoic deformation of the Tien Shan	5.4. Pamir-Karakoram strike-slip fault 12'
2.1. Structure of the Tien Shan	5.5. Kinematics of contemporary deformations
2.2. Shortening of the Tien Shan	5.6. Earth Crust and Lithosphere Mantle
2.3. Talas-Phergana strike-slip fault	5.7. Geodynamic models 13.
2.4. Tectonic boundaries of the Tien Shan	Chapter 6. Geodynamics of the Tibet 13
2.5. Outlines of the Tien Shan deformation 72	6.1. Paleozoic and Mesozoic geodynamics of the High Asia 13'
Chapter 3. Tien Shan: geodynamics	6.2. Collision between the India and Eurasia
in the Cenozoic	6.3. Cenozoic deformation of the Tibet14:
Chapter 4. Aria of convergence between the Pamir and Tien Shan	6.4. Interaction between the Central Tibet, Qaidam and Tarim
structure 85	6.5. Late Cenozoic geodynamics
4.2. Outer structural arc of the Pamir	of the Tibet 154
4.3. Tadjik Depression in the Pliocene: reconstruction 102	Chapter 7. Interaction between the Tien Shan and High Asia
4.4. Area of the convergence: reconstructions	References 16.

Научное издание

Буртман Валентин Семенович

Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в кайнозое

Труды ГИН РАН; Вып. 603

Утверждено к печати Редакционной коллегией Геологического институа РАН

Редактор *И.М. Ерофеева* Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 00.10.12 Формат 60x90 1/8. Бумага мелованная 115 г/м² Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная. Уч.-изд. 26 л. Усл.-печ. 24,5 л. (в т.ч. 1 л. цв. вклейки) Тираж 300 экз. Тип. зак. № , Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 г.
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (495) 959-35-16
Факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14
e-mail: geos-books@yandex.ru



Фото 2.1. Клиппен ордовикских пород, лежащий на отложениях неогена–плейстоцена в долине р. Кокомерен (см. рис. 2.7, K) у южного края Минкуш-Кокомеренской зоны (фотосъемка 2006 г.)

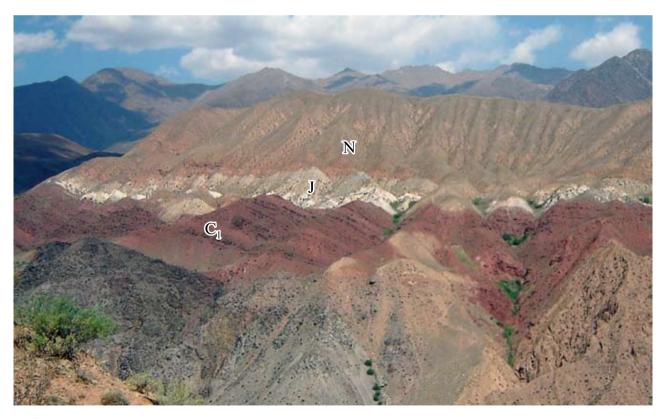


Фото 2.2. Неогеновые осадки, которые лежат на юрских отложениях без структурного несогласия около пос. Сарыкамыш (см. рис. 2.7, C) у северного края Минкуш-Кокомеренской зоны, вид с запада (фотосъемка 2006 г.)

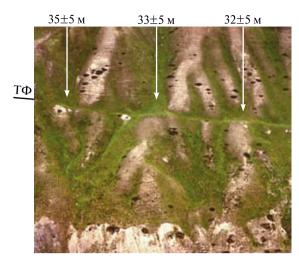


Фото 2.3. Смещения сухих долин и водораздельных гряд по Таласо-Ферганскому разлому (ТФ) в долине р. Джилангач (фотосъемка 1991 г.) (см. рис. 2.21)



Фото 2.4. Смещения сухих долин и водораздельных гряд по Таласо-Ферганскому разлому ($T\Phi$) на 30 ± 5 м в долине р. Джилангач (фотосъемка 1991 г.) (см. рис. 2.21)



Фото 2.5. Таласо-Ферганский разлом в долине р. Джилангач. Наземная фотография (фотосъемка 1991 г.) участка, изображенного на рис. 2.21 и 2.22



Фото 2.6. Смещения сухих долин и водораздельных гряд по Таласо-Ферганскому разлому (ТФ) в долине р. Джилангач на участке, изображенном на фото 2.5, вид вблизи (фотосъемка 1991 г.)



Фото 2.7. Вид вдоль Таласо-Ферганского разлома с левого борта долины р. Биргузы — с северо-запада на юго-восток, вдали — перевал Джилангач (фотосъемка 1991 г.). На первом плане — сухая долина и водораздельная гряда смещены по разлому на $70\pm15~\mathrm{M}$



Фото 2.8. Смещения сухих долин и водораздельных гряд по Таласо-Ферганскому разлому (ТФ) на левом борту долины р. Биргузы (фотосъемка 1991 г.). Юго-восточная часть участка Биргузы (см. рис. 2.21)

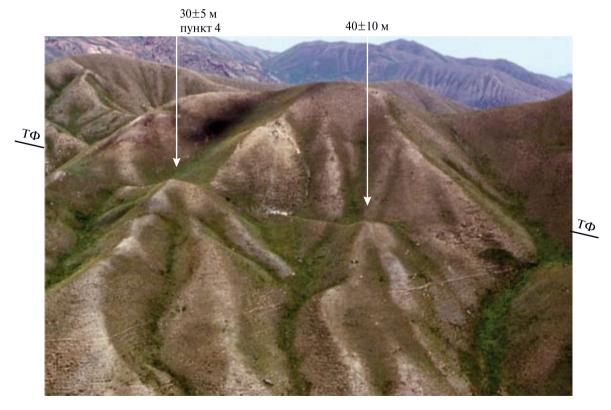


Фото 2.9. Смещения сухих долин и водораздельных гряд по Таласо-Ферганскому разлому (ТФ) на левом борту долины р. Биргузы (фотосъемка 1991 г.). Северо-западная часть участка Биргузы (см. рис. 2.21)



Фото 2.10. Голоценовые ромбовидные впадины «пулл-апарт» на линии Таласо-Ферганского разлома (фотосъемка 1991 г.). Вид вдоль линии Таласо-Ферганского разлома с северо-запада на юго-восток в верховьях р. Пчан (см. рис. 2.21)

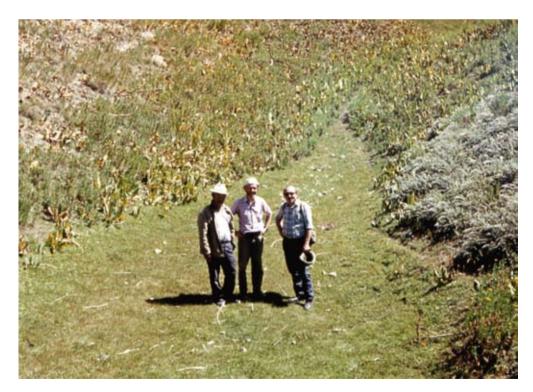


Фото 2.11. Во впадине «пулл-апарт» на линии Таласо-Ферганского разлома в верховьях р. Пчан (фотосъемка 1991 г.). Для масштаба: П.Молнар (в центре) и автор (правее)



Фото 2.12. Смещение сухих долин по Таласо-Ферганскому разлому на 30 м в горах Кочкартюбе северозападнее перевала Кокбель (фотосъемка 1980 г.) (см. рис. 2.29)



Фото 2.13. Изгиб и смещение долин и водоразделов в результате сдвига по Таласо-Ферганскому разлому на правобережье р. Устасай (фотосъемка 1980 г.) (см. рис. 2.30)

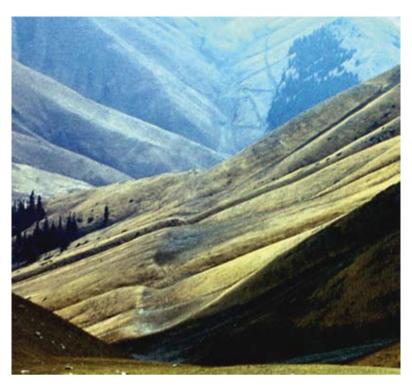


Фото 2.14. Линия Таласо-Ферганского разлома в истоках р. Атойнак (фотосъемка 1984 г.). Вид от перевала Каракульджа в юго-восточном направлении (см. рис. 2.31)



Фото 2.15. Линия Таласо-Ферганского разлома в истоках р. Чаткал-Каракульджа (фотосъемка 1984 г.). Вид от перевала Каракульджа в северо-западном направлении (см. рис. 2.31)



Фото 2.16. Смещения долин и водораздельных гряд по Таласо-Ферганскому разлому на 25–30 м в истоках р. Атойнак (фотосъемка 1984 г.). Участок с пунктами 3–5 на рис. 2.31



Фото 2.17. Смещения долин и водораздельных гряд по Таласо-Ферганскому разлому на 24–45 м в истоках р. Атойнак (фотосъемка 1984 г.). Участок с пунктами 5–7 на рис. 2.31