

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Чэнь Чжидань

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ ГОР ЦИЛИАН И ЕЁ СВЯЗЬ С

ГЕОДИНАМИКОЙ ТИБЕТСКОГО НАГОРЬЯ

1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

Короновский Николай Владимирович

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Зайцев Владимир Александрович

кандидат геолого-минералогических наук, доцент

Москва – 2023

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Краткие сведения о тектонике Тибетского нагорья в кайнозое	8
1.1. Основные блоки Тибетского нагорья и их границы	9
1.2. Коллизия Индостана с Евразией	13
1.3. Поднятие Тибетского нагорья	17
1.4. Тектоническая деформация Тибетского нагорья	20
1.4.1. Движение земной коры Тибетского нагорья	21
1.4.2. Активные разломы в Тибете и их кинематика	23
1.5. Динамические модели деформации земной коры Тибетского нагорья	27
1.6. Выводы	30
Глава 2. Кайнозойское поднятие и состояние изученности неотектоники гор Цилиан	32
2.1. Общие сведения о горах Цилиан	32
2.2. Геологическое строение гор Цилиан	33
2.3. Кайнозойские отложения в бассейнах в горах Цилиан	37
2.3.1. Кайнозойские отложения на севере гор Цилиан	37
2.3.2. Кайнозойские отложения на юге гор Цилиан	43
2.4. Поднятие гор Цилиан в кайнозое	46
2.4.1. Время начала поднятия гор Цилиан	46
2.4.2. Процесс поднятия гор Цилиан	48
2.5. Современное состояние изученности неотектонической деформации гор Цилиан	49
2.5.1. Деформации земной коры гор Цилиан	49
2.5.2. Активные разломы в районе гор Цилиан	51
2.5.3. Две модели, отражающие деформацию земной коры гор Цилиан	56
2.6. Выводы	57
Глава 3. Методы и материалы исследования	58
3.1. Интерпретация сейсмических, структурных и геодезических данных	58
3.2. Полевые исследования в двух ключевых районах	60
3.3. Структурно-геоморфологический анализ рельефа	62
3.4. Определение возраста речных террас	64
Глава 4. Сейсмичность, активные разломы и поле скоростей GPS гор Цилиан	66
4.1. Геоморфология гор Цилиан	67
4.2. Сейсмическая активность в районе гор Цилиан	69
4.3. Распределение активных разломов в горах Цилиан	70

4.4. Поле скоростей движения земной коры гор Цилян по данным GPS	72
4.5. Выводы	74
Глава 5. Позднечетвертичная тектоническая деформации по активным разломам в западных горах Цилян	76
5.1. Тектоническая обстановка западных гор Цилян	76
5.2. Геоморфологические особенности западных гор Цилян	78
5.3. Характеристики долины реки Байян в западных горах Цилян	81
5.4. Кинематика активных разломов в бассейне реки Байян	82
5.4.1. Разлом Чанма	83
5.4.2. Северный Цилянский разлом	84
5.4.3. Разлом Байнан	86
5.5. Характеристики неотектонической деформации западных гор Цилян	88
5.6. Выводы	90
Глава 6. Позднечетвертичная тектоническая деформация в средней части разлома Хайянь в восточных горах Цилян	92
6.1. Тектоническая обстановка восточных гор Цилян	92
6.2. Разлом Хайянь	94
6.3. Кинематика разлома Лаохушань	95
6.3.1. Геометрия разлома Лаохушань	96
6.3.2. Характеристики деформаций по разлому Лаохушань	97
6.3.3. Скорость смещения по разлому Лаохушань	100
6.4. Характеристики неотектонической деформации восточных гор Цилян	107
6.5. Выводы	110
Глава 7. Обсуждение	111
7.1. Неотектоническая деформация гор Цилян	111
7.2. Взаимосвязь между неотектонической деформацией гор Цилян и геодинамикой Тибетского нагорья	115
Заключение	119
Список литературы	121
Приложение 1. Сейсмический каталог гор Цилян с 2009 по 2021 годы из CEIC	136
Приложение 2. Данные GPS гор Цилян, взятые из проекта CMONOC	146

Введение

Актуальность и степень разработанности темы работы. Образование Тибетского нагорья, вызванное коллизией Индостана с Евразией, является одним из важнейших геологических событий на Земле в кайнозойскую эру [Yin et al., 2000; Royden et al., 2008]. Непрерывное сжатие между континентами в кайнозой вызвало поднятие и сильную тектоническую деформацию на территории Тибета [Molnar и Tapponnier, 1975, 1977]. Горы Цилиан, расположенные на северо-востоке Тибетского нагорья, считаются новообразованной орогенной зоной в связи с расширением нагорья на севере. Они поглощают 15%–20% сокращения земной коры Тибетского нагорья [Zhang et al., 2004], но их способ сокращения земной коры остаётся неясным. Были предложены многие геодинамические модели для выявления деформации земной коры Тибетского нагорья в результате коллизии Индостана и Евразии [Yin et al., 2000; Wang et al., 1998, 2014; Буртман, 2012], но какая модель соответствует деформации гор Цилиан, до сих пор неясно. Таким образом, изучение неотектонической деформации гор Цилиан является чрезвычайно актуальным.

Цель исследования — выявление неотектонической деформации гор Цилиан и установление её связи с геодинамикой Тибетского нагорья.

Задачи:

1. Обобщить и выявить эволюцию тектонической деформации Тибетского нагорья на основании собственных исследований и ранее опубликованной литературы;
2. Провести комплекс предыдущих исследований для изучения состояния изученности неотектоники и поднятия гор Цилиан в позднем кайнозойе;
3. Выявить неотектоническую деформацию гор Цилиан с помощью данных сейсмических каталогов, региональных активных разломов, GPS и структурной геоморфологии;
4. Установить связь между неотектонической деформацией гор Цилиан и геодинамикой Тибетского нагорья.

Объектом исследования в данной работе являются горы Цилиан (северо-восточная часть Тибетского нагорья), а **предметом исследования** — неотектоническая деформация гор Цилиан и её связь с геодинамикой Тибетского нагорья.

Фактический материал и методы исследования. Основными исходными материалами

послужили цифровая модель рельефа с точностью до 30 метров (ЦМР или DEM), загруженная из Geospatial Data Cloud (www.gscloud.cn) и построенная по радарным данным ASTER; цифровая модель рельефа с разрешением до сантиметра, полученная с помощью беспилотных летательных аппаратов (БПЛА); данные активных разломов, полученные из «Центра обработки данных сейсмоактивных исследований разломов Китая» (www.activefault-datacenter.cn/map); сейсмические каталоги, взятые из CEIC (China Earthquake Networks Center: www.ceic.ac.cn/history), GCMT (Global Centroid-Moment-Tensor project: www.globalcmt.org) и национального центра обработки данных о землетрясениях в Китае (data.earthquake.cn); данные GPS, взятые из проекта CMONOC (Crustal Movement Observation Network of China) [Zheng et al., 2017]; продольные профили рельефа и возраст речных террас [Liu et al., 2020; Chen et al., 2022].

При проведении исследования применен комплекс методов: структурно-геоморфологический анализ рельефа [Hetzl, 2013]; четвертичные хронологические датирования образцов, включающие методы люминесцентного датирования (Luminescence dating) и космогенных радионуклидов (Cosmogenic nuclide dating ^{10}Be) [Liu et al., 2020]. Осуществлялась интерпретация региональных сейсмических, структурных и геодезических данных [Zhang et al., 2013]. Применялся пространственный анализ рельефа на основе данных ЦМР в программе Arcgis и проводились полевые исследования в двух ключевых районах на севере гор Цилян.

Достоверность полученных результатов. Применение комплексного подхода, подразумевающего использование различных апробированных методик, уточняющих и дополняющих друг друга и анализ разностороннего фактического материала — данных об активных разломах, космической геодезии, структурной геоморфологии, сейсмических и полевых материалов, что свидетельствует о достоверности полученных результатов.

Личный вклад автора. Автором собраны данные по активным разломам и их скорости смещения, сейсмические каталоги и данные GPS для выявления неотектонической деформации гор Цилян, осуществлены их интерпретация и анализ. Проведены полевые работы в бассейне реки Байян в западных горах Цилян и в районе разлома Хайянь в восточных горах Цилян. Выполнен геоморфологический анализ рельефа района исследования, построены продольные профили речных террас в западной части гор Цилян, измерены перемещения и возраст террас. По этим

данным определена скорость смещения по активным разломам в западных горах Цилян. Построена высокоточная цифровая модель рельефа с разрешением до сантиметра и определена скорость смещения среднего участка разлома Хайянь в восточной части гор Цилян. На основе комплексного анализа, полученных данных, автором предложена модель неотектонической деформации гор Цилян и сопоставлена с моделью геодинамики Тибетского нагорья.

Научная новизна. Впервые выявлены характеристики неотектонической деформации гор Цилян и показан способ деформации земной коры в этом районе по данным сейсмического каталога, региональных активных разломов и GPS. Впервые рассчитаны скорость смещения активных разломов в западной части гор Цилян и вертикальная скорость смещения среднего участка разлома Хайянь в восточной части гор Цилян. В работе предложена модель неотектонической деформации гор Цилян и выявлена связь между неотектонической деформацией гор Цилян и геодинамикой Тибетского нагорья.

Теоретическая и практическая значимость. В работе определена неотектоническая деформация гор Цилян, что является важным для изучения тектонической эволюции и геодинамики Тибетского нагорья. Полученные данные о тектонической деформации имеют большое значение для предотвращения землетрясений и стихийных бедствий в горах Цилян.

Защищаемые положения.

1. Неотектонические движения гор Цилян обусловлены деформацией сжатия в северо-восточном направлении на западе гор и сдвиговой деформацией вдоль пограничных разломов на востоке по данным сейсмических материалов, GPS и результатов собственных геоморфологических исследований.

2. Вертикальные движения в бассейне реки Байян в западных горах Цилян проявляются в виде взбросов. По данным измерений уровней речных террас и их возрастных датировок скорости вертикальных смещений по этим взбросам, начиная с позднего неоплейстоцена, колеблются в пределах 0,3–0,7 мм/год.

3. Средняя часть разлома Хайянь на востоке гор Цилян характеризуется левосдвиговым смещением со сбросовой компонентой. По перемещению и возрастным датировкам террас скорость горизонтального смещения по разлому Хайянь с позднего неоплейстоцена составляет ~4

мм/год и вертикального смещения — $\sim 0,4$ мм/год.

4. Скорости неотектонических деформаций гор Цилиан согласуются с данными о современных тектонических движениях, полученных с помощью GPS, что свидетельствует об их унаследованности.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 10 работ, основополагающий вклад в которых принадлежит соискателю: 5 статей в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, BAK, RSCI и рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ; 4 работы представлены в материалах совещаний и тезисах докладов на конференциях; 1 статья опубликована в основном китайском журнале.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, 7 глав и заключения. Общий объем работы составляет 154 страницы, в том числе 57 рисунков, 5 таблиц и 2 приложения. Список литературных источников содержит 155 наименований.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своим научным руководителям Николаю Владимировичу Короновскому и Владимиру Александровичу Зайцеву за всестороннюю поддержку и помощь при написании работы. Автор очень признателен за помощь сотрудникам кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Отдельно благодарю проф. В.С. Захарова, доцента Л.В. Панину, н.с. Е.А. Мануилову, ст.преподавателя М.С. Мышенкову за помощь и ценные рекомендации, которые улучшили работу. Глубокую признательность автор выражает своим коллегам в Китае за сбор материалов и проведение измерений. Особую благодарность автор выражает всем членам своей семьи и друзьям за поддержку во время работы.

Глава 1. Краткие сведения о тектонике Тибетского нагорья в кайнозое

Формирование Тибетского нагорья, обусловленное коллизией Индостана с Евразией, является одним из основных геологических событий, происходящее в кайнозое. Длина Тибетского нагорья составляет около 2800 км с востока на запад, ширина — от 300 до 1500 км с севера на юг. Нагорье является самым высоким на поверхности Земли со средней высотой более 4000 м, а также самым крупным по площади ($S=2\,500\,000\text{ км}^2$). Тибетское нагорье подвергалось не только сложной тектонической деформации, но также оказало влияние на климат Земли и биологическую эволюцию [Molnar et al., 1993; Wang et al., 2014]. Тибетское нагорье представляет собой важную экспериментальную зону для изучения континентальных геодинамических процессов. В данной работе обобщаются исследования о тектонике Тибетского нагорья, проводимые геологами в течение десятилетий [Буртман, 2012; Ding et al., 2017; Royden et al., 2008; Wang et al., 2014; Wang et al., 2020], по нескольким основным вопросам: строение и эволюция Тибетского нагорья, столкновение между Индией и Евразией, процесс поднятия Тибетского нагорья, характеристики и механизм тектонической деформации Тибетского нагорья (рис. 1.1).

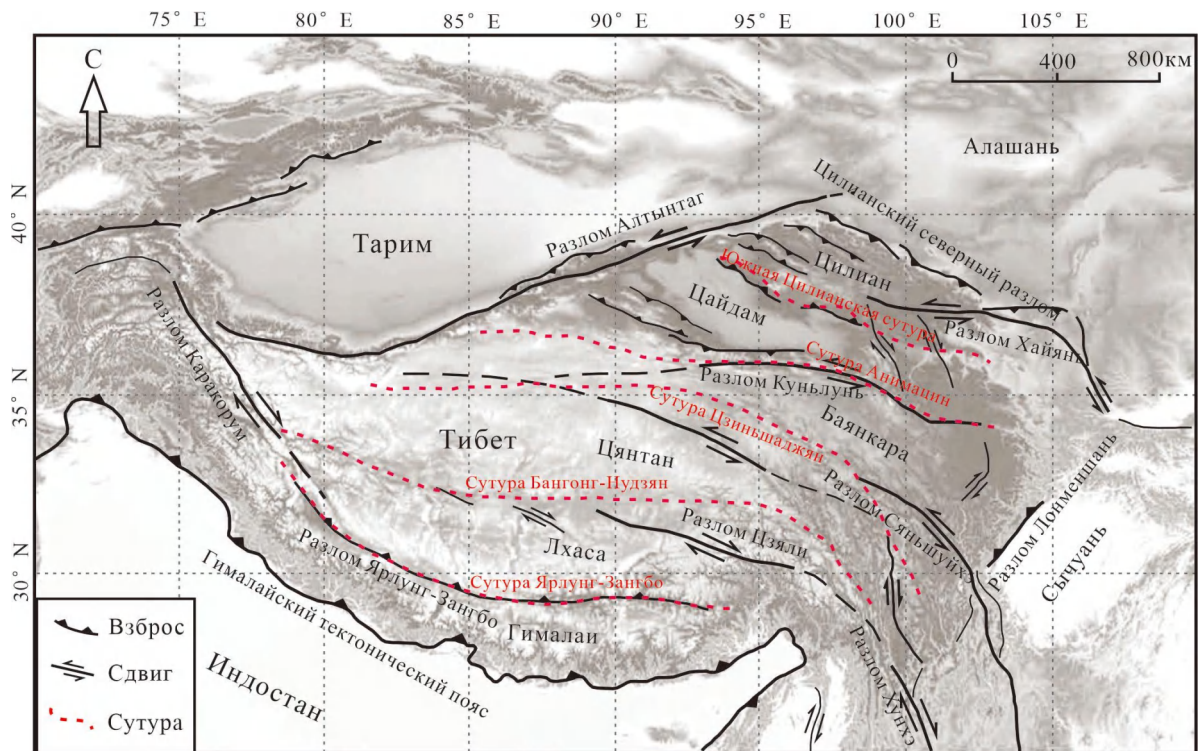


Рис. 1.1. Схема геолого-географического районирования Тибетского нагорья [Yin et al., 2000 и Буртман, 2012 с дополнениями].

1.1. Основные блоки Тибетского нагорья и их границы

Тибетское нагорье состоит из нескольких микроконтинентов и островных дуг, последовательно присоединенных к Евразии в южной части Тибетского нагорья с начала палеозоя. Оно в основном состоит из шести блоков (с юга на север): Гималаи, Лхаса, Цянган, Баянкара, Цайдам и Цилян (рис. 1.1) [Yin et al., 2000; Буртман, 2012; Wang et al., 2014]. Блоки ограничены крупными активными тектоническими зонами и сутурами (с юга на север): Гималайская тектоническая зона, сутура Ярлунг-Зангбо, Бангонг-Нудзян, Цзиньшаджян, Анимацин, южная Цилянская сутура и Цилянская северная тектоническая зона (рис. 1.1) [Yin et al., 2000]. Геологическое строение (рис. 1.2) и эволюция этих тектонических блоков и их границ приведены ниже.

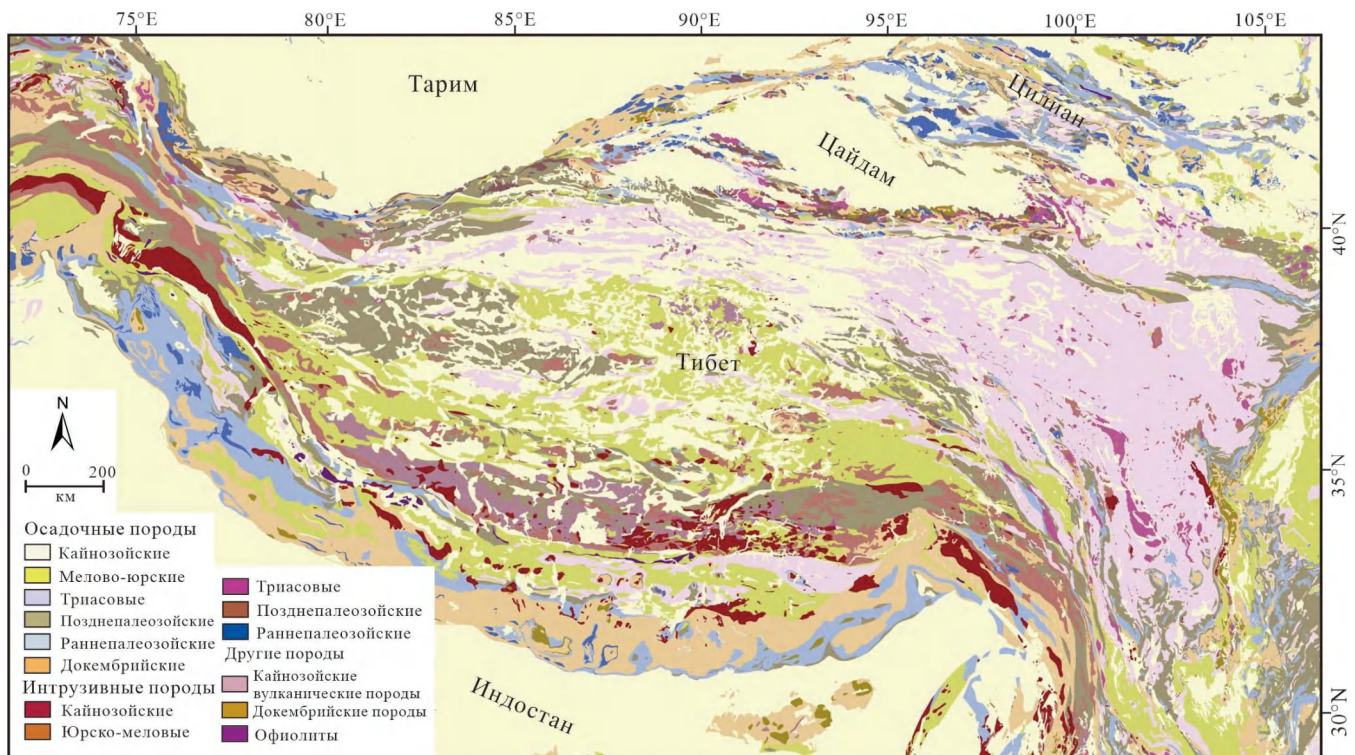


Рис. 1.2. Геологическая карта Тибетского нагорья [Wang et al., 2014 с дополнениями].

Гималайский блок

Гималайский блок расположен между Индийским щитом и сутурой Ярлунг-Зангбо. На границе и внутри блока с юга на север расположены несколько крупных активных разломов: основной пограничный разлом (the Main Boundary Thrust), основной центральный разлом (the Main Central Thrust), Южно-Тибетская система отрыва (the South Tibetan Detachment System) и большой

обратный взброс (the Great Counter Thrust) [Yin et al., 2000]. Эти четыре разлома разделяют гималайский блок на три вторичных блока с юга на север: низкий гималайский блок, высокий гималайский блок и северный гималайский блок [Brookfield et al., 1993]. Низкий гималайский блок в основном состоит из докембрийских обломочных отложений и седиментарных пород; высокий гималайский блок представлен верхнепротерозойско-нижнекембрийскими метаморфическими осадочными породами. Северный гималайский блок сложен метаморфическими породами от докембрия до палеозоя и континентальными отложениями от перми до мела (рис. 1.2) [Brookfield et al., 1993; Yin et al., 2000; Wang et al., 2014].

Сутура Ярлунг-Зангбо является северной границей Гималайского блока и областью коллизии между Индийской и Евразической плитами. Её северная часть относится к Евразической плите, южная — к Индийской, между которыми в мезозое существовал древний океан Тетис. Согласно исследованию осадочных и вулканических пород в сутуре Ярлунг-Зангбо [Tapponnier et al., 1981; Besse et al., 1984; Ding et al., 2005; 2009; Mo et al., 2010], время её закрытия составляет 65–40 млн. лет. Более подробно время закрытия океана Тетис (время столкновения между Индией и Евразией) будет обсуждаться в части 1.2.

Блок Лхаса

Блок Лхаса с юга и севера ограничен сутурами Ярлунг-Зангбо и Бангонг-Нудзян (рис. 1.1). Фундамент блока представлен гнейсами от среднего протерозоя до раннего кембрия, обнаженных на севере блока Лхаса. От ордовика до триаса — в основном мелкие морские обломочные осадочные породы, отмечаются вулканическая лава и туфы юрского возраста, распространенные на севере блока Лхаса. Меловые известняки и морские осадочные породы также широко распространены, особенно в южной части сутуры Бангонг-Нудзян (рис. 1.2) [Wang et al., 2014]. Одна из наиболее важных особенностей блока Лхаса заключается в том, что вулканические породы от раннего эоцена до позднего плейстоцена почти горизонтально распределены внутри блока, особенно в южной части блока (рис. 1.2), что указывает на то, что в кайнозое блок Лхаса не испытывал значительной деформации [Coulon et al., 1986; Yin et al., 2000].

Сутура Бангонг-Нудзян расположена на севере блока Лхаса и простирается на расстояние 1200 км в широтном направлении. Исходя из геохимических свойств гранита в сутуре

Бангонг-Нудзян, время закрытия сутуры Бангонг-Нудзян приходится примерно на ранний мел [Qu et al., 2016].

Блок Цянтан

Блок Цянтан расположен между сутурами Бангонг-Нудзян и Цзиньшаджян. Фундамент блока Цянтан представлен протерозойскими метаморфическими породами, широко распространенными в центре блока. Палеозойская эратема характеризуется мелкими морскими карбонатными осадочными породами в западной части блока, а мезозойская эратема — карбонатными и вулканическими обломочными породами в восточной части блока (рис. 1.2) [Yin et al., 2000, Wang et al., 2014]. Сходные палеозойские и мезозойские стратиграфические подразделения в блоках Лхаса Цянтан указывают на то, что они тесно связаны между собой. Изучение литологического состава, возраста и изотопной геохимии показывает, что протерозойская эратема блоков Цянтан, Лхаса и гималайского блока в основном сопоставимы, и считается, что эти три блока принадлежат одному и тому же палеоконтиненту — Гондване [Cui et al., 2006; Ding et al., 2017].

Сутура Цзиньшаджян расположена в центре Тибетского нагорья и является северной границей блока Цянтан. Литологические характеристики и геохимические свойства пород маркируют исчезновение древнего океана Тетис. Благодаря изучению метаморфических пород [Wang et al., 1999], считается, что сутура Цзиньшаджян должна принадлежать задуговому бассейну, который существовал с каменноугольного до пермского времени и закрылся на рубеже поздней перми и раннего триаса.

Блок Баянкара

Блок Баянкара представляет собой узкую треугольную структурную единицу в центре Тибетского нагорья, который с юга и севера окружен сутурами Цзиньшаджян и Анимацин, на западе граничит с западной частью разлома Алтынтаг, на востоке — с разломом Лунмэньшань (рис. 1.1). Кристаллический фундамент блока Баянкара представлен докембрийскими метаморфическими породами, в основном обнаженных на восточной окраине блока. Палеозойская эратема характеризуется мелководными осадочными породами, в основном от каменноугольного до пермского времени. Триасовые вулканические и осадочные породы обнажены на юге блока. Юрская, меловая и палеогеновая эратема представлены межгорной молассовой формацией.

Наиболее типичной особенностью блока Баянкара является широкое распространение мощных триасовых комплексов, характеризующихся наличием песчаных сланцев, однотипной литологии, значительной мощности и небольшим количеством фаунистических остатков (рис. 1.2) [Yin et al., 2000].

Сутура Анимацин расположена на севере блока Баянкара. Возраст офиолитов в сутуре – от каменноугольного до пермского. Особенности и история эволюции сутуры Анимации очень схожи с сутурой Цзиньшаджан, что указывает на то, что они могут принадлежать к одному и тому же океаническому бассейну. На основании геохимических свойств магматических пород в сутуре считается, что океанический бассейн Анимацин был закрыт в период от поздней перми до раннего триаса [Wang et al., 1999].

Блок Цайдам

Блок Цайдам окружен сутурой Анимацин и Цилянкой южной сутурой, граничит с разломом Алтынтаг на западе (рис. 1.1). Фундамент блока Цайдам представлен протерозойскими гнейсами, сланцами и мраморами с кислыми вулканическими породами. На северо-восточной окраине блока Цайдам выделен ряд мелководных карбонатных пород. Обломочные породы верхнего протерозоя-ордовика слагают чехол платформы, залегающий несогласно на гнейсах нижнего протерозоя. Слои от верхнеордовикских до пермских состоят из морских и вулканических обломочных отложений. Юрские и меловые пласты представляют собой терригенные обломочные породы, распространенные в некоторых бассейнах на краю блока (рис. 1.2) [Yin et al., 2000]. Бассейн Цайдам является крупнейшим бассейном внутри Тибетского нагорья, центральная часть которого сложена кайнозойскими обломочными породами толщиной до 6000–7000 м, которые фиксируют процесс кайнозойского поднятия северного Тибетского нагорья.

Цилянская южная сутура расположена на северной окраине бассейна Цайдам. Исследование показало [Yin et al., 2000], что она формировалась в конце силура. Позднее тектоническое движение объединило блоки Цилян и Цайдам в единый северный континент [Yin et al., 2000].

Блок Цилян

Блок Цилян расположен на северо-востоке Тибетского нагорья. Его длина с запада на восток достигает 800 км, а в меридиональном направлении ширина достигает 400 км. С севера и юга блок

Цилиан ограничен блоками Алашань и Цайдам, на западе граничит с левосдвиговым разломом Алтынтаг, на востоке — с левосдвиговым разломом Хайянь (рис. 1.1). Фундамент блока Цилиан представлен метаморфическими вулканическими породами и кристаллическими сланцами протерозоя. Карбонатные морские обломочные породы, сопровождающиеся умеренно кислыми и среднеосновными вулканическими породами палеозоя, широко распространены в горах Цилиан [Institute of Geology, 1993]. Ордовикские известняки широко развиты в северных и центральных горах Цилиан, а верхнедевонские обломочные породы — в южных (рис. 1.2) [Yin et al., 2000]. Мезозойская эратема представлена обломочными осадочными породами речной и озерной фаций и небольшими обломочными породами морской и межконтинентальной фаций. Отмечаются интрузии основного состава юрского возраста. Кайнозойская эратема в основном представлена обломочными породами, а третичная система — оранжевокрасным песчаником и широко распространяется в блоке Цилиан [Institute of Geology, 1993]. Северная граница блока является Цилианским северными разломом, который также представляет собой северо-восточную границу Тибетского нагорья.

Таким образом, основываясь на результатах исследований можно кратко представить тектоническую эволюцию Тибетского нагорья [Institute of Geology, 1990, 1993; Yin et al., 2000; Wang et al., 1999; Wang et al., 2014]. По окончании ранних этапов эволюции континентального ядра и фундамента каждого блока, в позднем силуре блоки Цилиан и Цайдам были объединены с центральной Евразией. В период от карбона до триаса Цайдам и Южный Цилиан являлись континентальной окраиной северного континента. С позднего триаса блоки Баянкара и Цянган соединились с южным краем блока Цайдам и стали представлять собой континентальную окраину северного континента. В юре океан Тетис быстро расширялся. В раннем мелу блок Лхаса завершил дрейф в океане Тетис и столкнулся с древней Евразией. В поздней юре индийский субконтинент начал отделяться от Гондваны и дрейфовал на север. Во время позднего мела и эоцена индийский субконтинент столкнулся с Евразией, океан Тетис полностью закрылся, постоянное сжатие и субдукция привели к образованию Тибетского нагорья.

1.2. Коллизия Индостана с Евразией

Коллизия Индостана с Евразией вызвала поднятие и деформацию Тибетского нагорья,

поэтому определение времени коллизии является важным ключом к пониманию эволюции Тибетского нагорья. За последние полвека учёные провели многочисленные исследования для определения времени коллизии континентов [Yin et al., 2000; Mo et al., 2010]. Данные, полученные разными методами, особенно палеомагнитные исследования, изучение магматической петрологии и осадочной стратиграфии [Royden et al., 2008; Ding et al., 2016, 2017], приблизили к определению времени коллизии. Кроме того, были предложены некоторые модели столкновений для объяснения процесса коллизии Индии и Евразии [Hu et al., 2016; Ding et al., 2017].

Палеомагнитные исследования

Палеомагнитный метод позволил определить относительные скорости между Индийской и Евразийской плитами, и также выявить время коллизии. Анализируя линейные магнитные аномалии в Индийском океане, было обнаружено, что около 50 млн. лет назад относительная скорость между Индийской и Евразийской плитами быстро уменьшалась с 15–25 см/год до 13–18 см/год [Patriat et al., 1984]. Согласно палеомагнитным исследованиям осадочных пород в Индийском океане, скорость движения Индийской плиты на север около 50 млн. лет назад была значительно снижена с 18 см/год до 4,5 см/год, поэтому начальное время коллизии между Индийской и Евразийской плитами раньше, чем 50 млн. лет назад [Klootwijk et al., 1992]. Палеомагнитные исследования вулканических пород, расположенных в южной части блока Лхаса, позволили установить, что коллизия между Индией и Евразией произошла 52 млн. лет назад на палеошироте около 20°. При этом относительная скорость между Индийской и Евразийской плитами резко снизилась между 55 и 50 млн. лет назад, то есть два континента столкнулись около 55 млн. лет назад [Huang et al., 2015].

Данные о процессе коллизии плит по изменению состава магматических пород

Процесс коллизии плит сопровождался магматической активностью. Химический состав магматических пород различен на разных стадиях коллизии [Mo et al., 2003; 2010], поэтому изменение состава в магматических породах может косвенно отражать процесс коллизии плит. Мо и др. [2003] обнаружили ряд вулканических пород (вулканические породы Линзизон) на южном краю блока Лхаса, которые имеют несогласную границу с нижележащими слоями. В результате изотопного датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ было получено, что самое раннее время формирования

вулканической породы Линзизон составляет около 65 млн. лет назад [Mo et al., 2003]. Считается, что вулканические породы Линзизон зафиксировали процесс коллизии между Индией и Евразией, которая началась 65 млн. лет назад и закончилась 45–40 млн. лет назад [Mo et al., 2003; 2010]. В южной части блока Лхаса возраст вулканических пород Линцизон соответствует 52–51 млн. лет назад. Предполагается, что начальное время коллизии между Индийской и Евразийской плитами составляет около 55 млн. лет назад [Zhu et al., 2016].

Седиментологические свидетельства

В конце прошлого века работы [Besse et al., 1984; Najman et al., 2001] были посвящены изучению бассейнов на южной окраине Гималаев и пришли к выводу, что коллизия Индостана и Евразии началась 55–50 млн. лет назад. Однако, за последние два десятилетия достижения в области седиментологии позволили установить, что коллизия двух плит началась на 10–5 млн. лет раньше [Ding et al., 2005]. Изменения в осадочных фациях и источниках отложений на южном краю Индии указывают на начальное время коллизии около 65 млн. лет назад. [Ding et al., 2005]. Данные по изучению детритовых цирконов в осадочных бассейнах говорят о столкновении 60 млн. лет назад [Wu et al., 2014]. DeCelles и др. [2014]. Hu и др. [2015] изучили осадочные отложения вблизи шовной зоны Ярлунг-Зангбо и обнаружили, что возраст отложений составляет 60–58 млн. лет.

Проанализировав вышеприведенные результаты предшествующих исследователей, выполненных разными методами, автор приходит к выводу, что коллизия между Индостаном и Евразией началась около 65–60 млн. лет назад. Продолжительность данного процесса от его начала и до полного закрытия океана составляет около 15–20 млн. лет. Li и др. [2004] определили возраст формирования самых молодых морских отложений южного Тибета — около 40 млн. лет и предполагают, что две плиты полностью столкнулись в это время. Mo и др. [2010], изучив вулканические породы Линцизун, предположили, что время полной коллизии соответствует 45–40 млн. лет назад. Согласно предыдущим данным, процесс коллизии между Индостаном и Евразией можно разделить на три этапа: 65–60 млн. лет — начальный этап столкновения плит; 60–45 млн. лет — основной этап; 45–40 млн. лет — этап полного закрытия океана Тетис (рис. 1.3). С 40 млн. лет назад Тибетское нагорье вступило в стадию континентальной тектонической эволюции, длительное сжатие в результате коллизии двух континентов привело к сильным

деформациям земной коры в Центральной Азии.

Существуют две модели процесса столкновения Индостана и Евразии. Первая модель [Tapponnier et al., 1981; Besse et al., 1984; Beck et al, 1996; Rowley et al., 1996] подразумевает, что Индостан начал сталкиваться с Евразией в западной части Тибета 55 млн. лет назад, а затем процесс коллизии расширился на восток и длился около 10–15 млн. лет. Вторая модель, предложенная китайскими учёными [Ding et al., 2016; 2017; Hu et al., 2015; 2016], предполагает, что начальное время коллизии между Индией и Евразией составляло 65–60 млн. лет назад. Коллизия сначала началась в центре сутуры Ярлунг-Зангбо, а затем расширилась в оба конца. Процесс коллизии также продолжался в течение приблизительно 15 млн. лет [Ding et al., 2005; 2016; 2017; Hu et al., 2015; 2016; Wu et al., 2014].

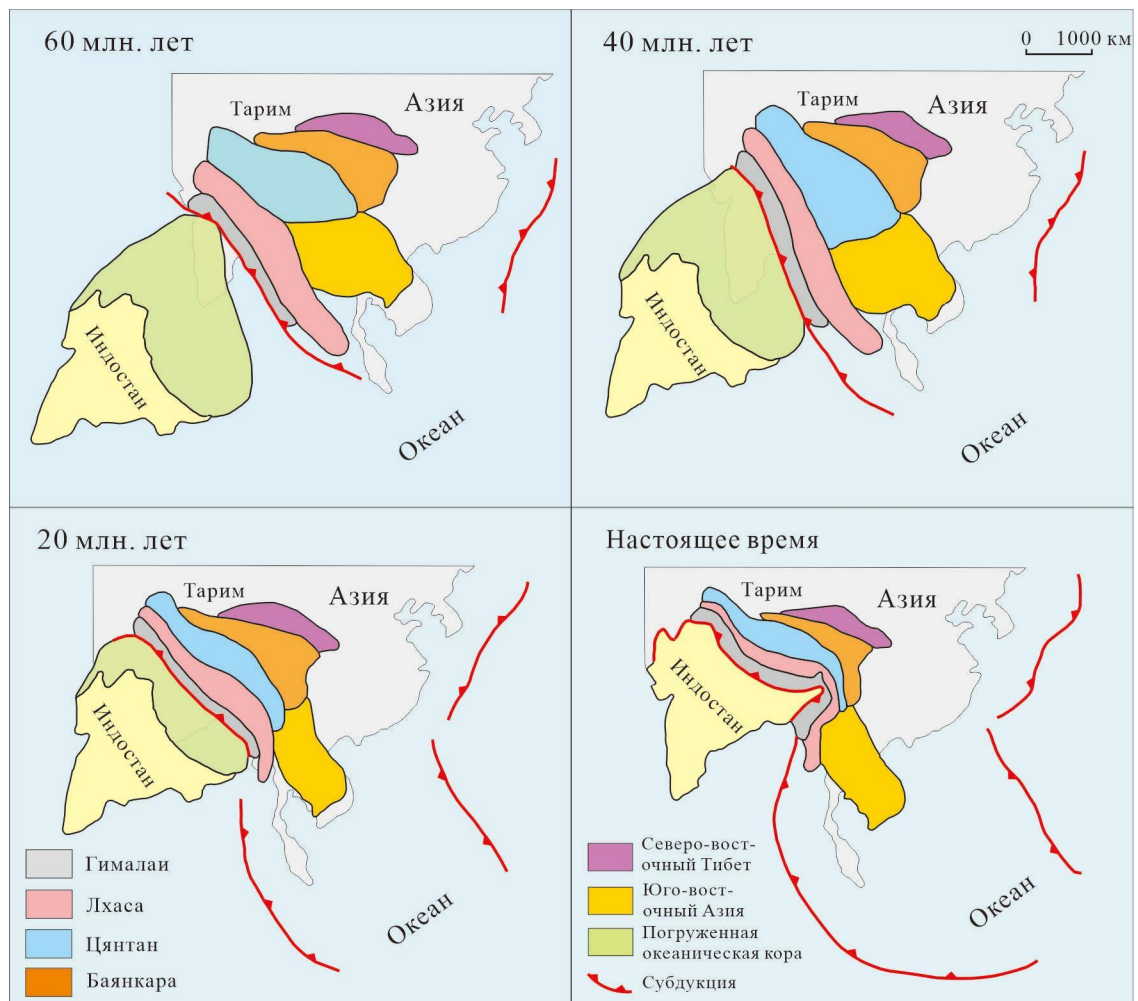


Рис. 1.3. Процесс коллизии между Индийской и Евразийской плитами [Royden et al., 2008 с

дополнениями].

1.3. Поднятие Тибетского нагорья

Поднятие Тибетского нагорья в кайнозое является одним из важных геологических событий, произошедших на поверхности Земли. На основании результатов стратиграфии, термохронологии, палеонтологии и палеоморфологии установлено, что поднятие Тибетского нагорья представляет собой процесс расширения от центра к периферии. Центральное плато (в основном, включая блок Лхаса и блок Цянтан) начало подниматься до эоцена и вероятно достигло наибольшей высоты в миоцене. После позднего миоцена Тибетское нагорье постепенно расширялось от центра к периферии нагорья [Wang et al., 1998, 2014], в результате чего сформировались многие пограничные горы, такие как горы Цилян, Лунмэнь, Люпань, Гималаи и т. д.

Согласно геологическому картированию, сокращение земной коры на меридиональном направлении в центральном Тибетском нагорье произошло в основном до кайнозоя, и возможно, что блок Лхаса достиг высоты 3–4 км до коллизии между Индостаном и Евразией [Murphy et al., 1997]. Наиболее типичная особенность блока Лхаса — это кайнозойские вулканические слои туфа, указывающие на то, что сокращение земной коры блока Лхаса в долготном направлении в кайнозое не было очевидно. Карр и др. [2005] считали, что утолщение земной коры блока Цянтан было завершено в меловом периоде и указали, что блок Лхаса и блок Цянтан достигли значительной высоты до столкновения между Индией и Евразией. Rowley и др. [2006] изучили палеозойские карбонатные породы в бассейне между блоком Лхаса и блоком Цянтан и пришли к выводу, что центральное Тибетское нагорье достигло нынешней высоты до 35 млн. лет. Результаты термохронологических исследований показали, что быстрое поднятие земной коры произошло в блоках Лхаса и Цянтан до 40 млн. лет назад (рис. 1.4) [Wu et al., 2005]. Учёные обнаружили адакиты в центральном Тибете, которые образовались в результате частичного плавления мафических вулканических пород нижней земной коры, при этом толщина земной коры должна была составлять не менее 40 км. В блоках Лхаса и Цянтан были обнаружены адакиты возрастом 45–10 млн. лет, что указывает на то, что толщина земной коры центрального Тибетского нагорья достигла более 40 км до 45 млн. лет. Приведённые выше данные показывают, что поднятие центрального Тибетского нагорья, состоящее из блока Лхаса и блока Цянтан, произошло до эоцена.

Harrison и др. [1995] предположили, что центральное нагорье достигло нынешней высоты 8 млн. лет назад. Согласно времени извержения вулканических пород в северной части Тибета, предполагается, что Тибетское нагорье достигло нынешней высоты ~13 млн. лет назад (рис. 1.4) [Turner et al., 1993].

Поднятие периферийных гор Тибетского нагорья отстает от центрального плато. Анализ стратиграфии является эффективным методом, который может косвенно восстановить процесс поднятия периферийных гор Тибетского нагорья. Во время поднятия Тибетского нагорья формировалось много крупных осадочных бассейнов, таких как передовой бассейн на юге Гималаев, Сычуань на востоке нагорья, Тарим на севере, Кэкэсили и Цайдам внутри нагорья [Liu et al., 2001]. В кайнозойских бассейнах накапливались отложения, снесенные с нагорья, поэтому процесс поднятия нагорья был подробно зафиксирован в породах этих осадочных бассейнов.

Бассейн Кэкэсили расположен на севере блока Цянтан и является крупнейшим неогеновым осадочным бассейном внутри Тибета, его кайнозойские толщи включают в себя группы Фенхошань, Яшицо и Удаолян. Возраст формирования группы Фенхошань составляет 52,0–31,3 млн. лет, возраст группы Яшицо — 31,3–23,8 млн. лет назад, возраст группы Вулиан — около с 22 млн. лет [Liu et al., 2001]. Среди них согласный контакт был обнаружен между группами Фенхошань и Яшицо. Источником сноса для этих отложений является блок Цянтан. Это указывает на то, что блок Цянтан в центральной части Тибетского нагорья начал подниматься в начале кайнозоя [Liu et al., 2001]. Существует региональное угловое несогласие между группой Яшицо и группой Удаолян, которое указывает на то, что бассейн подвергся тектонической деформации в раннем миоцене, а после миоцена в бассейне началось накопление осадков из северных гор [Liu et al., 2001]. Бассейн Цайдам расположен между горами Куньлунь и Цилян в северной части Тибета. С помощью магнитостратиграфии и биостратиграфии было установлено, что осадконакопление здесь началось 25,5 млн. лет назад и закончилось около 4,8 млн. лет. Это означает, что горы Цилян начали воздыматься в миоцене (рис. 1.4) [Wang et al., 2017]. Бассейн Цзюси расположен на севере гор Цилян. Wang и др. [2016], проанализировав обстановки осадконакопления кайнозойских отложений в бассейне Цзюси, установили хронологическую последовательность осадконакопления кайнозойских толщ в Цзюси. Исследование показало, что в бассейне Цзюси существует ряд

осадочных отложений между 24,2 и 2,8 млн. лет. До 13,5 млн. лет источником осадков были в основном горы на севере бассейна, а 12 млн. лет назад дополнительным источником стали горы Цилян. Причём между 13,5 и 10,5 млн. лет осадочные фации и скорости осадконакопления отложений значительно изменились. Считается, что горы Цилян с 13,5–10,5 млн. лет начали быстро подниматься.

На основании предыдущих исследований установлено [Wang et al., 2014], что центральное Тибетское нагорье начало подниматься гораздо раньше, чем его периферийные горы. Блок Лхаса и блок Цянтан в центре Тибета, возможно, начали подниматься до эоцена, а затем центральное плато находилось в устойчивом состоянии подъёма и, возможно, достигло наибольшей высоты в среднем миоцене. После среднего миоцена Тибетское нагорье постепенно расширялось к периферии, в результате чего сформировались многие пограничные горы.

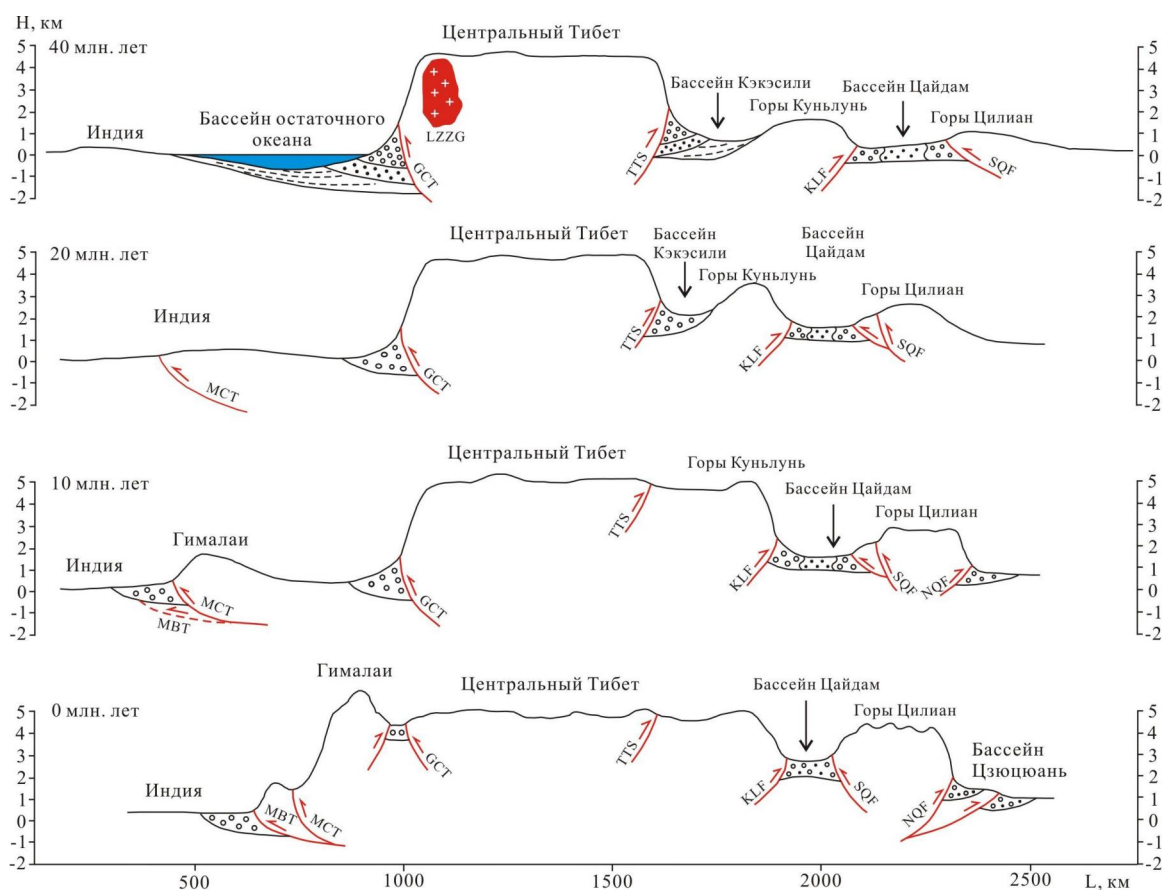


Рис. 1.4. Процесс поднятия Тибетского нагорья в кайнозое [Wang et al., 2014 с дополнениями]. LZZG — вулканическая порода Линзизон; GCT — большой обратный взброс; TTS — разлом Тангула; KLF — разлом Куньлунь; SQF — южный Цилянский разлом; MCF — основной

центральный разлом; MBF — основной пограничный разлом; NQF — северный Цилянский разлом.

1.4. Тектоническая деформация Тибетского нагорья

Наиболее типичной тектонической деформацией Тибетского нагорья является сокращение земной коры, вызванное коллизией континентов. Сильное сокращение земной коры не только вызвало формирование обширного плато со средней высотой 5000 м, но также сформировало огромную континентальную кору толщиной 60–70 км. Сокращение земной коры является основной причиной поднятия Тибетского нагорья. Какова скорость сокращения земной коры в Тибетском нагорье? Каким образом внутренняя часть Тибетского нагорья поглощает сокращение земной коры? Эти вопросы имеют большое значение для понимания тектонической деформации Тибетского нагорья.

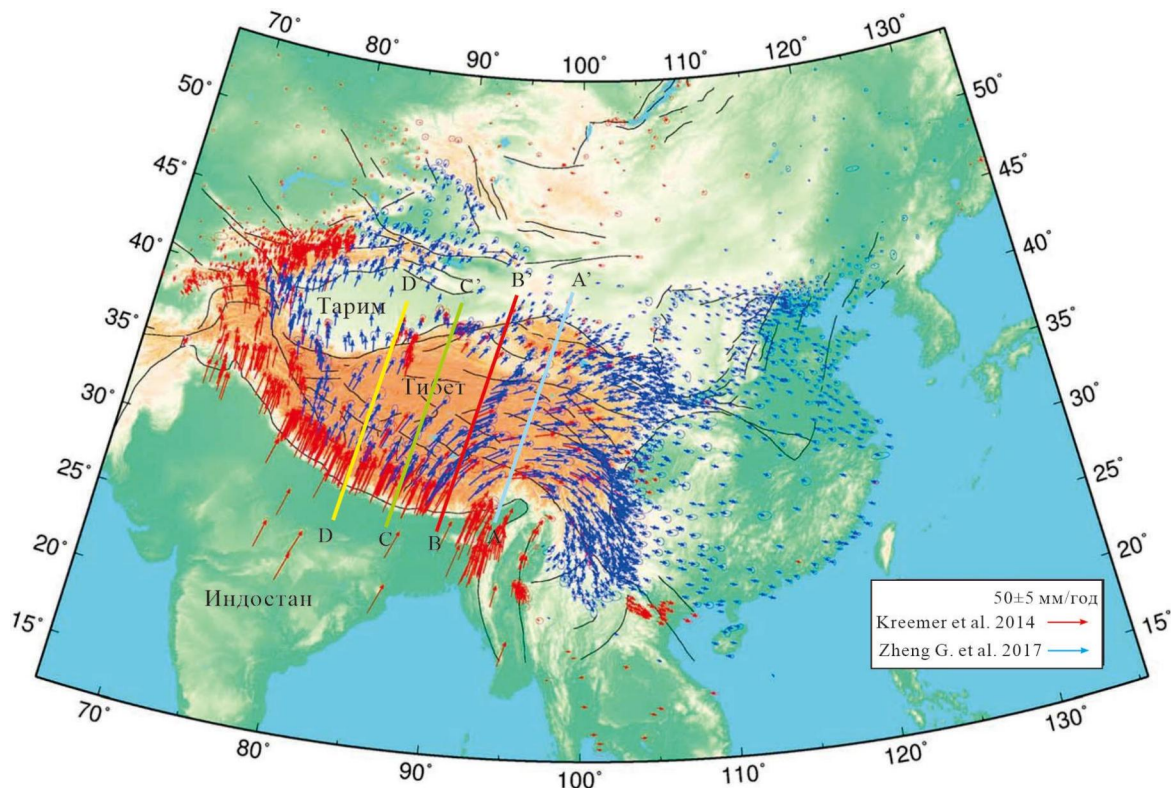


Рис. 1.5. Векторы скоростей перемещения пунктов GPS Тибетского нагорья относительно стабильной северной Азии [Zheng et al., 2017 с дополнениями].

1.4.1. Движение земной коры Тибетского нагорья

Согласно модели тектонического движения плит, учёные установили, что относительное движение между Индийской и Евразийской плитами направлено на северо-восток [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004]. Согласно данным GPS, скорости относительного движения между Индийской и Евразийской плитами составляли 36–40 мм/год (рис. 1.5) [Zhang et al., 2004]. Среди них относительная скорость между Индийской плитой и Таримским бассейном составляет 28–33 мм/год. На Тибетское нагорье приходится 70–90% общего сокращения между двумя плитами. Скорость сокращения земной коры Гималаев в южной части Тибетского нагорья — от 15 мм/год до 17 мм/год, что составляет примерно от 44% до 53% от общего сокращения земной коры Тибетского нагорья (рис. 1.5) [Zhang et al., 2004]. Скорость сокращения земной коры гор Алтынтаг и Цилиан, расположенных на севере Тибетского нагорья — от 5,0 до 6,5 мм/год, что составляет примерно от 15% до 17% от общего сокращения нагорья. Оставшиеся от 30% до 40% сокращения земной коры проявляются в виде деформации внутри Тибета [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004; Gan et al., 2007; Zheng et al., 2017; Wang et al., 2020].

Учёные также рассматривали компоненты скорости, разложив вектор скорости на параллельный ($C20^\circ B$) и перпендикулярный ($Ю110^\circ B$) относительному направлению движения плит. Рассмотрены четыре профиля А-А', В-В', С-С' и D-D' (рис. 1.5), взятые из Zhang et al. [2004]. По ним были рассчитаны скорости сокращения земной коры и ее бокового движения. На профилях видно, что скорость сокращения земной коры линейно уменьшается с юга на север. Это указывает на то, что в Тибете произошло равномерное сокращение земной коры (рис. 1.6, а). Однако, на перпендикулярном направлении движения плит ($Ю110^\circ B$) скорости GPS каждого профиля различны. Во-первых, максимальная составляющая скорость каждого профиля отмечается в центральном плато и постепенно уменьшается к югу и северу. Компонента скорости также увеличивается с запада на восток. Профиль А-А' в восточной части нагорья имеет наибольшую боковую составляющую скорости движения на восток, а профиль D-D', расположенный на западе плато имеет наименьшую боковую составляющую (рис. 1.6, б) [Zhang et al., 2004]. Согласно данным GPS, в западной части блока Лхаса наблюдается боковое движение земной коры на восток, однако в восточной части скорость составляет около 20 мм/год. Между восточной и западной

частью блоков Лхаса и Цянган существует разница в скорости, которая равна 20 мм/год. Это указывает на то, что центральная часть Тибетского нагорья находится в обстановке растяжения. На юге и на севере блока Цянган расположены сдвиги Цзяли-Хунхэ и Сяньшуйхэ соответственно с право- и левосторонним смещениями. Их перемещения указывают на то, что центральная часть Тибетского нагорья движется на восток в широтном направлении.

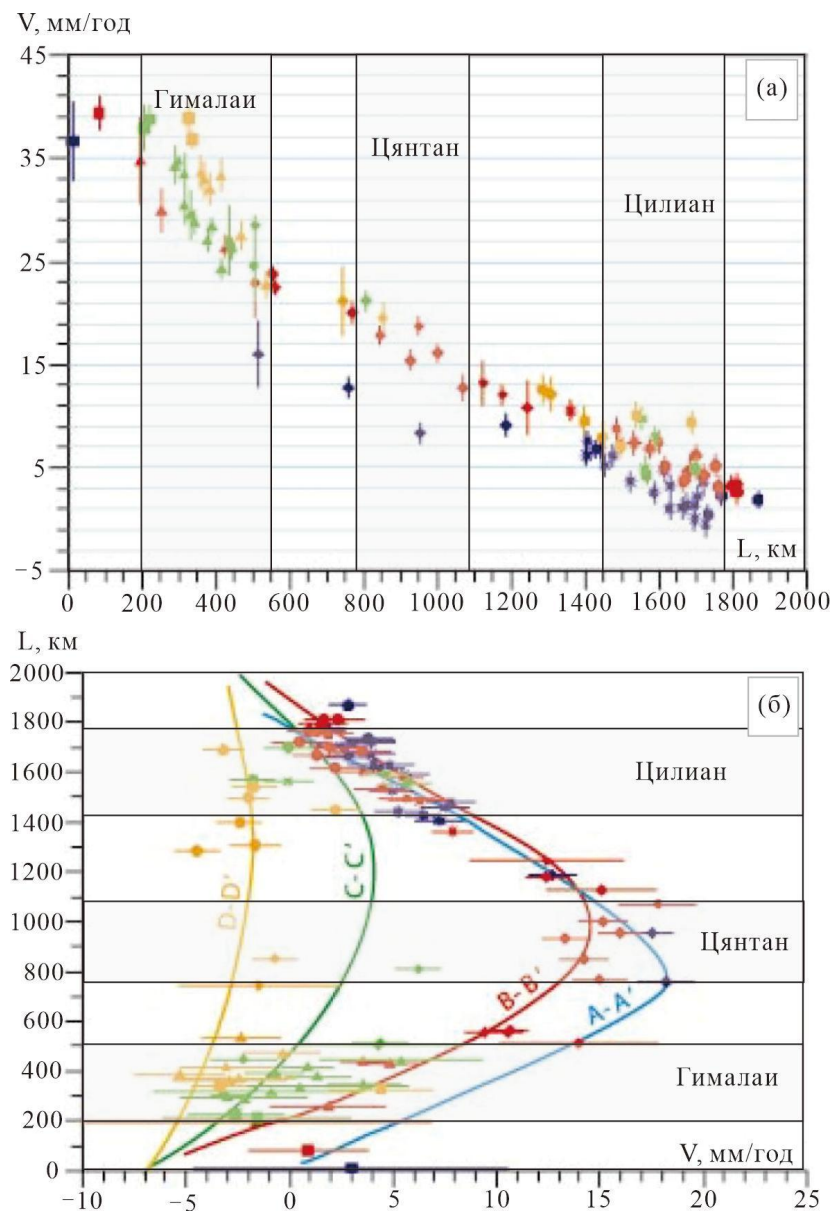


Рис. 1.6. Профили скорости GPS [Zhang et al., 2004]. (а) Компонента скорости GPS в северо-восточном направлении ($S20^{\circ}E$); (б) компонента скорости GPS в юго-восточном направлении ($S110^{\circ}E$). Положения четырех профилей (A-A', B-B', C-C', D-D') показаны на рис. 1.5.

1.4.2. Активные разломы в Тибете и их кинематика

Активные разломы являются одним из важных показателей тектонических деформаций Тибетского нагорья. По кинематике активных разломов можно эффективно отразить особенность тектонической деформации.

Взбросы в основном распространены в горах Цилиан на северо-восточной границе Тибетского нагорья, в Гималаях — на южной границе и в горах Лунмэньшань — на восточной границе (рис. 1.7).

Горы Цилиан представлены кайнозойскими орогенными поясами. Их основное тектоническое направление — западно-северо-западное, и их хребты, складки и активные разломы распространены в западно-северо-западном направлении [Чэнь и Короновский, 2020]. Согласно данным GPS, скорость сокращения земной коры между горами Цилиан и их северным блоком Алашань составляет $4,0 \pm 1,0$ мм / год (рис. 1.7) [Zhang et al., 2003, 2004]. Кроме того, на западе и на востоке горы Цилиан граничат с двумя крупными разломами — левосдвиговыми разломами Алтынтаг и Хайянь.

Гималайский тектонический пояс, расположенный в южной части Тибетского нагорья, представляет собой кайнозойский орогенный пояс, образованный в результате коллизии Индостана с Евразией, и также является одним из самых молодых орогенных поясов на Земле. В этом районе преобладает деформация сжатия. При этом основная активная зона состоит из трёх активных разломов: основной пограничный разлом (the Main Boundary Thrust), основной центральный разлом (the Main Central Thrust) и предгорная надвиговая зона (the Great frontal Thrust) [Yin et al., 2000]. Согласно геологическим материалам [Lave et al., 2000] скорость смещения этой активной зоны в голоцене составляет 15–18 мм / год (табл. 1.1), а по данным GPS современная скорость смещения равна 10–13 мм / год (рис. 1.7) (табл. 1.1) [Zhang et al., 2004].

В горах Лунмэньшань в восточной части Тибетского нагорья также преобладает деформация сжатия. Разлом Лунмэньшань является активным в голоценовое время. К его зоне приурочено сильное землетрясение, произошедшее в 2008 г., в результате которого погибло более 100 000 человек [Лю и Короновский, 2016]. Согласно данным GPS [Zhang et al., 2003, 2004] современная скорость горизонтального сокращения разлома Лунмэньшань составляет 4 ± 2.5 мм / год (рис. 1.7)

(табл. 1.1).

Сбросы в основном распространены в центральной части Тибетского нагорья. В западной части блока Лхаса и Цянтан существует рифтовая зона меридионального простирания, которая состоит из сбросов, грабенов и др. Формирование рифтовой зоны связано с растяжением внутри Тибета в широтном направлении. Согласно данным GPS разница в скорости между восточной и западной частями блока Лхаса достигла 20 мм / год (рис. 1.6, б) [Zhang et al., 2004; Gan et al., 2007; Wang et al., 2020]. Движение земной коры на восток в центральной части Тибетского нагорья, вероятно, является основным способом деформации земной коры внутри Тибета, и также прямой причиной образования сбросов в долготном направлении. Согласно исследованию рифтовой зоны Ядон-гулу (самая большая рифтовая зона) на юге Тибета было обнаружено, что эта рифтовая зона начала расширяться 12 млн. лет назад [Edwards et al., 1997].

Сдвиги распространены по всей территории Тибетского нагорья и в основном расположены на границах блоков. Они играют важную роль для компенсации относительного перемещения между блоками. Основные сдвиги в Тибете с юга на север: разломы Ярлунг-Зангбо, Джяли-Хунхэ, Сяньшуйхэ, Куньлунь, Алтынтаг и Хайянь (рис. 1.7) [Yin et al., 2000; Tapponnier et al., 2001; Zhang et al., 2003].

Разлом Ярлунг-Зангбо имеет правосдвиговое смещение и простирается вдоль сuture Ярлунг-Зангбо, где произошла коллизия Индостана с Евразией. Данные GPS показывают, что его правосдвиговая скорость смещения составляет $5,0 \pm 3,0$ мм / год (рис. 1.7) (табл. 1.1) [Zhang et al., 2003].

Разлом Цзяли-Хунхэ — это крупный правосдвиговой разлом в центральной и южной части Тибетского нагорья. Западный сегмент называется разломом Джяли, а восточный — разломом Хунхэ. Исследования показывают, что блок Цянтан в центре Тибета быстро движется на восток [Zhang et al., 2003; Liu et al., 2022]. Правосдвиговая скорость смещения западного сегмента составляет 6–8 мм / год (рис. 1.7) (табл. 1.1), а скорость восточного сегмента — около 3 мм / год. Согласно данным GPS скорость смещения по разлому Цзяли составляет 3,5 мм / год, а скорость разлома Хунхэ — 3–4 мм / год (табл. 1.1) [Zhang et al., 2003; 2004].

Разлом Сяньшуйхэ расположен в северной части блока Цянтан, является левосдвиговым и

считается северной границей блока. Согласно геоморфологическим исследованиям левосдвиговая скорость смещения западного сегмента разлома в голоцене составляет 10–13 мм / год, а скорость смещения восточного сегмента равна 5–8 мм / год (табл. 1.1). Согласно данным GPS современная левосдвиговая скорость этого разлома составляет 10 ± 2 мм / год (рис. 1.7) (табл. 1.1) [Zhang et al., 2003].

Разлом Куньлунь является важной геоморфологической границей в Тибете. К югу от разлома расположено огромное центральное плато, а к северу от разлома находится позднекайнозойский осадочный бассейн — Цайдам. Этот разлом в основном характеризуется левосдвиговым смещением со взбросовой компонентой. По геологическим данным средняя левосдвиговая скорость смещения разлома с позднечетвертичного периода составляет 12–13 мм / год (табл. 1.1). По данным GPS, современная скорость смещения составляет 8–11 мм / год (рис. 1.7) (табл. 1.1) [Zhang et al., 2003].

Разлом Алтынтаг-Хайянь является основной пограничной зоной в северной части Тибетского нагорья. Разлом Алтынтаг расположен между Тибетом и Таримским бассейном. Разлом Хайянь является пограничным разломом Тибетского нагорья и блока Алашань. Эта зона разлома представляет собой крупную активную левосдвиговую зону на Евразийском континенте. Хи и др. [2003], используя геоморфологические методы, установили, что средняя скорость левосдвигового смещения в западном сегменте разлома Алтынтаг с позднечетвертичного периода составляет $17,5 \pm 2,2$ мм / год, средняя скорость левосдвигового смещения в восточном сегменте, граничащим с западной частью гор Цилиан, составляет только 4.8 ± 1 мм/год, а в самом восточном сегменте, проходящем через северный Цилианский разлом, скорость левосдвигового смещения разлома Алтынтаг составляет $2,2 \pm 0,2$ мм/год (табл. 1.1). Очевидно, что скорость левосдвигового смещения разлома Алтынтаг значительно уменьшается при движении с запада на восток. Согласно данным GPS современная скорость левосдвигового смещения центрального сегмента разлома Алтынтаг составляет 10 ± 2 мм / год, а скорость восточной части уменьшается до 1–2 мм / год (рис. 1.7) (табл. 1.1) [Zhang et al., 2004]. Разлом Хайянь является северо-восточной границей Тибета. Скорость левосдвигового смещения между горами Цилиан и блоком Алашань, полученная геологическими методами, составляет 8 ± 2 мм / год, а скорость левосдвигового смещения, полученная с помощью

GPS, составляет $7,5 \pm 1,5$ мм / год (рис. 1.7) (табл. 1.1) [Zhang et al., 2003].

Разлом Каракорум расположен в западной части Тибетского нагорья и характеризуется праводвиговым смещением. Согласно геологическим методам средняя скорость праводвигового смещения этого разлома составляет 6 мм / год (табл. 1.1) [Murphy et al., 2000]. Согласно результатам GPS скорость праводвигового смещения разлома Каракорума составляет 11 ± 4 мм / год (рис. 1.7) (табл. 1.1) [Zhang et al., 2004].

Таблица 1.1. Основные активные разломы и их скорость смещения в Тибете.

Название разлома	Вид разлома	Скорость смещения по разлому, полученная геоморфологическим методом	Современная скорость смещения по разлому, полученная GPS
Гималайский	взброс	15–18 мм / год	10–13 мм / год
Цилиан	взброс	—	$4,0 \pm 1,0$ мм / год
Лонменшань	взброс	—	$4 \pm 2,5$ мм / год
Ярлунг-Зангбо	Правосдвиг	—	$5,0 \pm 3,0$ мм / год
Цзяли-Хунхэ	Правосдвиг	6–8 мм / год	3–4 мм / год
Сяньшуйхэ	Левосдвиг	10–13 мм / год	10 ± 2 мм/год
Куньлунь	Левосдвиг	12–13 мм / год	8–11 мм / год
Алтынтаг	Левосдвиг	$11 \pm 3,5$ мм / год	10 ± 2 мм / год
Хайянь	Левосдвиг	8 ± 2 мм / год	$7,5 \pm 1,5$ мм / год
Каракорум	Правосдвиг	6 мм / год	4–6 мм / год

Согласно данным GPS в Тибете наблюдается скорость сокращения земной коры на 30–35 мм / год [Zhang et al., 2004], но способы, которыми каждый блок поглощает сокращение земной коры различаются. Горы Цилиан на севере Тибета и Гималаи на юге Тибета в основном поглощают сокращение земной коры посредством деформации сжатия, что особенно проявляется в распространенных разломах сжатия, складок в широтном направлении и бассейнах сжатия между горами. Центральная часть Тибетского нагорья, включающая блоки Лхаса, Цянган и Баянкара, в основном поглощает сокращение земной коры по боковому движению блоков на восток в

широтном направлении. Хотя горы Лунмэншань на востоке Тибета являются зоной сжатия, что, вероятно, вызвано движением блока Баянкала на восток, так как на западе блока Баянкала также существуют рифты и сбросы. Крупные сдвиговые разломы в Тибете играли важную роль в процессе бокового движения блоков на восток.

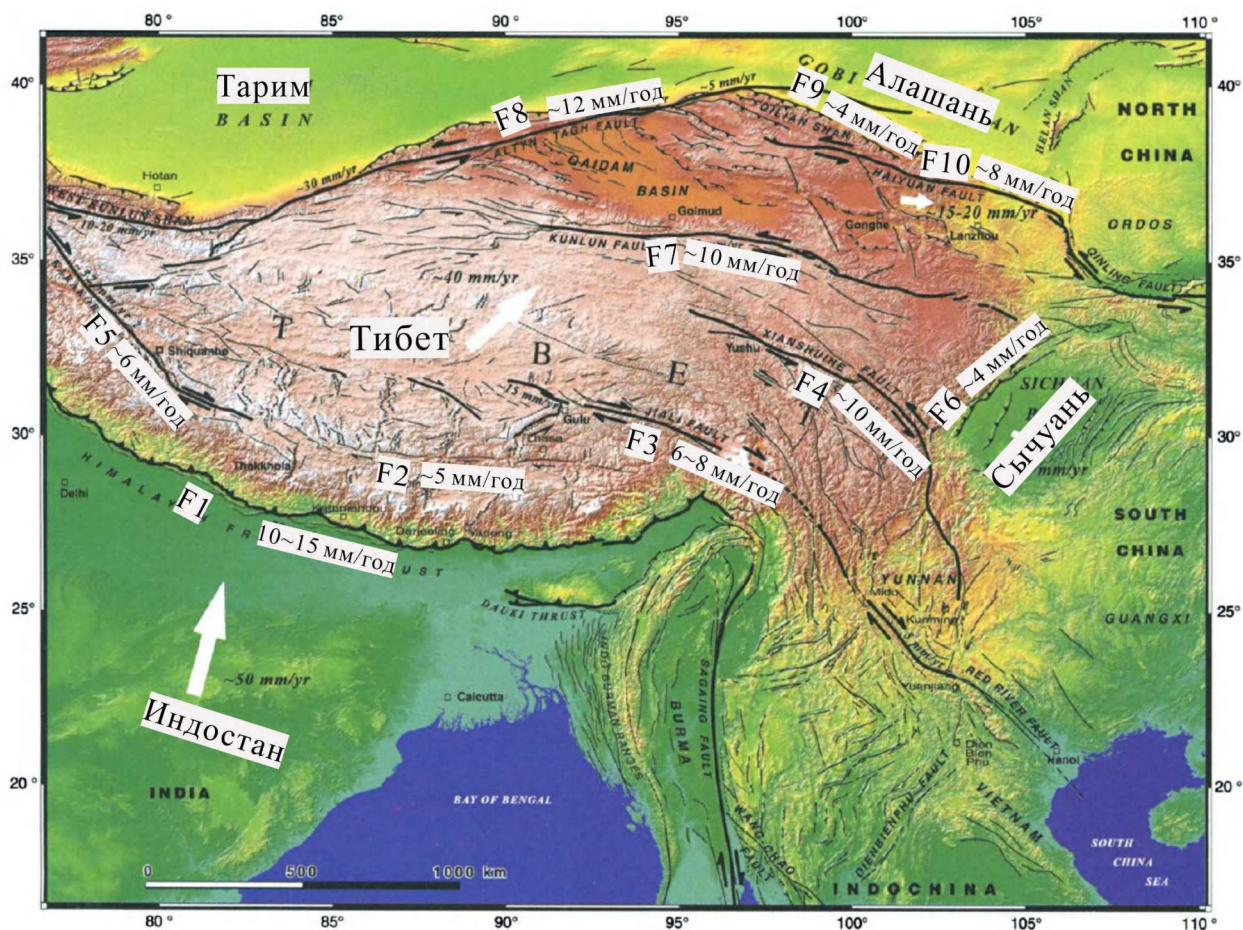


Рис. 1.7. Основные активные разломы в Тибете и их скорость смещения [Tarronnier et al., 2001 с дополнениями]. Активные разломы: F1 — Гималайский; F2 — Ярлунг-Зангбо; F3 — Цзяли; F4 — Сяньшуйхэ; F5 — Каракорум; F6 — Лунменшань; F7 — Куньлунь; F8 — Алтынтаг; F9 — Цилян; F10 — Хайянь.

1.5. Динамические модели деформации земной коры Тибетского нагорья

При обсуждении механизма деформации Тибетского нагорья необходимо зафиксировать несколько важных фактов о Тибете.

1. Тибетское нагорье имеет огромную толщину земной коры 60–70 км, которая в два раза

толще, чем средняя толщина земной коры.

2. Центральное плато начало подниматься до эоцена и вероятно достигало наибольшей высоты в миоцене, а пограничные горы в Тибете начали постепенно подниматься после позднего миоцена и становились новыми границами плато.
3. Сокращение земной коры Тибетского нагорья проявляется в виде деформации сжатия в горах Цилиан на севере плато и в Гималаях — на юге плато, а в центральной части (блоки Лхаса, Цянтан и Баянкара) в виде бокового движения земной коры на восток.
4. В Тибете существует много крупных сдвиговых разломов, которые также являются границами блоков и играют важную роль в компенсировании относительного движения между блоками.

Чтобы объяснить эти геологические явления, учёные предложили различные динамические модели.

Чтобы объяснить огромную толщину земной коры Тибетского нагорья, предлагаются две важные модели. Первая — модель двойной коры (рис. 1.8, а), которая была впервые предложена Argand [1924] и предполагает, что в результате субдукции Индийской плиты ниже плиты Азии образовалась земная кора двойной нормальной толщины [Wang et al., 1998; Буртман, 2012]. Вторая — модель утолщения земной коры (рис. 1.8, б), предложенная Bird [1979] и Dewey [1973]. Согласно этой модели столкновение жесткой Индийской плиты и мягкой Евразийской привело к сокращению последней в горизонтальном направлении и в целом к утолщению земной коры по вертикали, причём в результате изостазии земной коры образовались огромные плато и горы на поверхности.

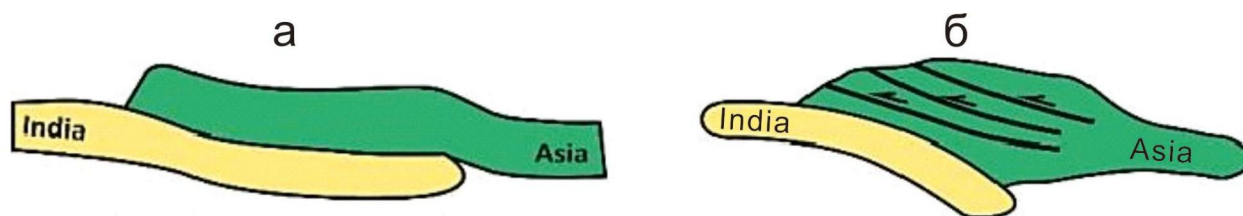


Рис. 1.8. Модель двойной коры (а) и модель увеличения мощности земной коры (б) [He, 2018 с дополнениями].

Модель экструзии земной коры Тибетского нагорья была предложена Tarponnier и Molnar

[1975, 1976, 1977] (рис. 1.9). Поле линий смещения моделировалось с помощью эксперимента пластиковых материалов, которые хорошо имитируют современные характеристики деформации земной коры в Тибете, особенно характеристики деформации крупных сдвиговых разломов. Эта модель объяснила следующее явление, как центральные блоки в Тибете двигаются на восток под воздействием напряжения сжатия вдоль крупных разломов (включая в себя разломы Алтынтаг, Куньлунь, Сяньшуйхэ, Цзяли-Хунхэ).

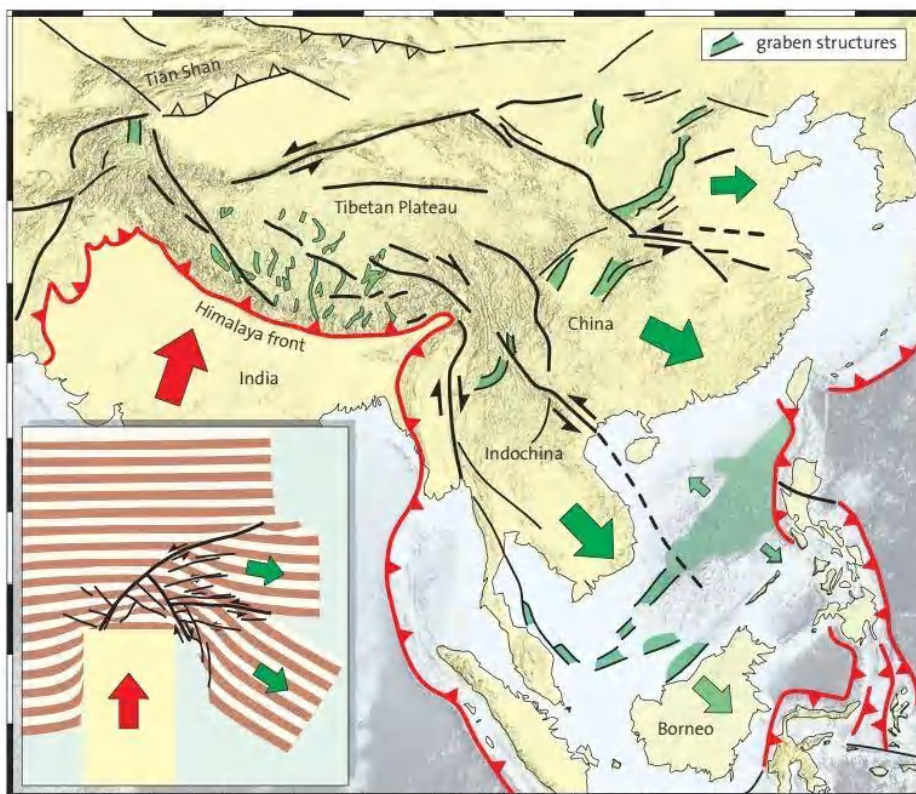


Рис. 1.9. Модель экстррузии земной коры [Frisch et al., 2011].

Литосферно-мантийная конвекционная модель. Она была предложена Molnar и др. [1993]. При непрерывном утолщении земной коры литосфера мантии также утолщается. Однако прямой контакт между холодной литосферой и горячей астеносферой вызвал тепловую конвекцию, что привело к отслаиванию нижней литосферы. В конце концов литосфера после отслаивания и истончения при действии плавучести мантии поднималась, это привело к тому, что уже поднявшиеся горы или плато снова поднимались и расширялись на периферию. Molnar и др. [1993] считали, что этот процесс произошел около 8 млн. лет назад, а боковое напряжение, обусловленное

поднятием плато, привело к расширению на периферии в Тибете. Эта модель объяснила процесс расширения Тибетского нагорья в позднем миоцене.

Модель потока нижней земной коры, предложенная Clark and Royden [2000] (рис. 1.10), предполагает, что в центральной части Тибета в нижней земной коре существует слой слабвязкого материала. Когда мягкий текучий материал в нижней земной коре в центральной части Тибета встречается с твердыми блоками (блоки Сычуань, Цайдам, Тарим) вокруг Тибета, то материал нижней земной коры накапливается вокруг этих твердых блоков и пластически выталкивается вдоль крупных пограничных сдвиговых разломов. Этот процесс вызвал орогенез на периферии Тибета, что привело к формированию периферийных гор в Тибетском плато. Согласно времени поднятия периферийных гор вокруг Тибетского нагорья этот процесс предположительно произошёл 9—13 млн. лет назад [Royden et al., 2008]. Эта модель также объясняет процесс расширения Тибета в позднем миоцене.

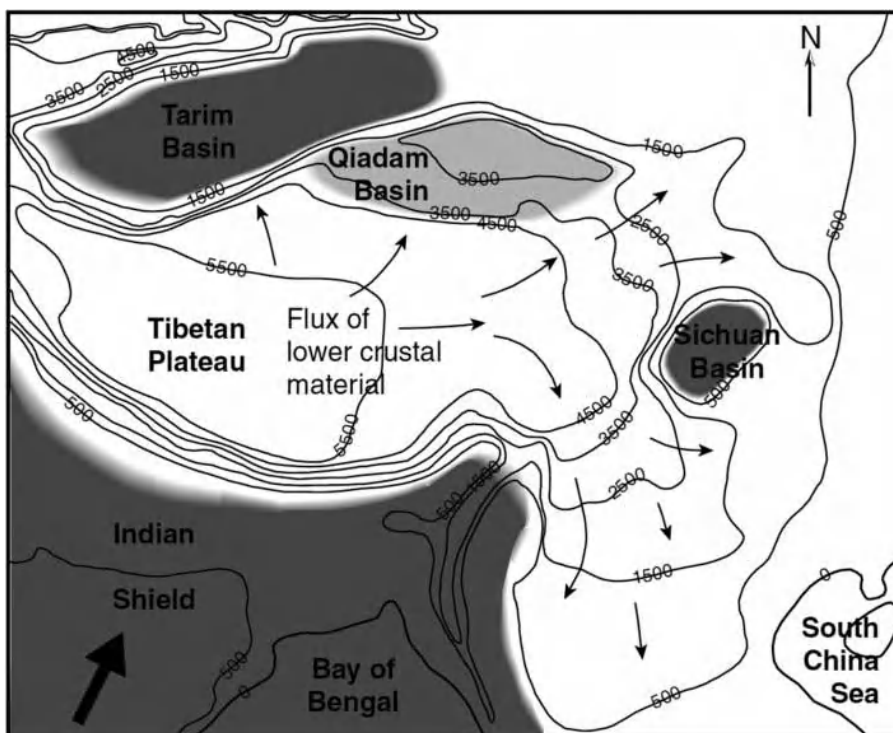


Рис. 1.10. Модель потока нижней земной коры [Clark and Royden, 2000].

1.6. Выводы

Тибетское нагорье состоит из нескольких блоков (с юга на север): Гималаи, Лхаса, Цянтан, Баянкара, Цайдам и Цилиан. Блоки ограничены шовными зонами и зонами крупных разломов.

Время закрытия сутур в Тибете постепенно увеличивается с юга на север. Сутура Ярлунг-Зангбо, расположенная между Гималайским блоком и блоком Лхаса в южной части Тибета, маркирует место коллизии Индостана с Евразией. Согласно палеомагнитным, седиментологическим и петрологическим данным, предполагается, что время начала коллизии континентов — 65–60 млн. лет назад, а полное закрытие древнего океана Тетис между ними — в 45–40 млн. лет, весь процесс столкновения продолжался 15–20 млн. лет. Поднятие Тибетского нагорья представляет собой процесс расширения от центра на периферию. Центральное плато начало подниматься до эоцена и вероятно достигало наибольшей высоты в миоцене. После позднего миоцена Тибетское нагорье постепенно расширялось на периферию, в результате чего сформировались многие пограничные горы.

В настоящее время скорость сокращения земной коры на Тибетском нагорье составляет 30–35 мм/год. Горы Цилиан на севере Тибета и Гималаи на юге в основном поглощают сокращение земной коры посредством деформации сжатия, а центральная часть Тибетского нагорья (блок Лхаса, блок Цянган, блок Баянкара) в основном поглощает сокращение по удлинению земной коры в широтном направлении. Крупные взбросы и складки распространяются внутри и вокруг блоков Цилиан и Гималаи. Это что указывает на то, что эти два блока находятся в состоянии сжатия. В центре Тибета широко развиты рифты, сбросы и грабены, которые находятся в состоянии растяжения. По всей территории Тибета существуют несколько крупномасштабных сдвиговых разломов. Кроме того, в работе рассмотрены несколько геодинамических моделей для объяснения характеристик тектонической деформации Тибетского нагорья.

Глава 2. Кайнозойское поднятие и состояние изученности неотектоники гор

Цилиан

2.1. Общие сведения о горах Цилиан

Горы Цилиан находятся на северо-восточной окраине Тибетского нагорья и простираются в северо-северо-восточном направлении. Их длина составляет 1000 км, ширина — 200 км, средняя высота — около 4000 м над уровнем моря. Горы Цилиан являются северо-восточной границей Тибетского нагорья (рис. 2.1 а, б). На севере они граничат с блоком Алашань, на юге — с блоком Цайдам. На западе часть гор Цилиан ограничена левосдвиговой зоной Алтынтаг, на востоке — разломом Хайянь [Institute of Geology, 1990]. Горы Цилиан состоят из серии полосообразных горных массивов (с юга на север: южные горы Цилиан, горы Данхэнань, горы Шуленань, горы Толай, северные горы Цилиан) и впадин, ориентированных на запад-северо-запад (рис. 2.1 с).

Горы Цилиан, расположенные на северо-востоке Тибета, считаются новообразованной орогенной зоной в связи с расширением Тибетского нагорья на север [Yin et al., 2000], но начальное время поднятия гор Цилиан в кайнозое остается неясным. Существует две различные точки зрения на то, в какое время началось поднятие гор Цилиан [Jolivet et al., 2001; Pan et al., 2013]. Согласно одной из них, поднятие гор Цилиан началось одновременно с коллизией Индийской и Евразийской литосферных плит (в позднем мелу-эоцене) [Pan et al., 2013; Li et al., 2013; Qi et al., 2016]. Другая точка зрения говорит о том, что горы Цилиан начали подниматься в миоцене, позднее времени столкновения [Jolivet et al., 2001; Wan et al., 2010; Zheng et al., 2017].

В горах Цилиан расположен ряд активных разломов и складок в западно-северо-западном направлении (рис. 2.1, б), ориентированных почти перпендикулярно к направлению столкновения Индостана и Евразии [Zhang et al., 2006; Чэнь и Короновский, 2020]. Согласно данным GPS, современная скорость сокращения земной коры гор Цилиан составляет $5,5 \pm 1,5$ мм / год, которая поглощается крупными зонами сжатых складок и разломов на их краю и внутри [Zhang et al., 2004]. Активными разломами в основном являются: Алтынтаг, северный Цилианский, Чанма, Данхэнаньшань, Шуленаньшань, северный Цайдамский, восточный Куньлуньский, Елашань, Риюешань, Хайянь и Люпаньшань [Chen et al., 2022].

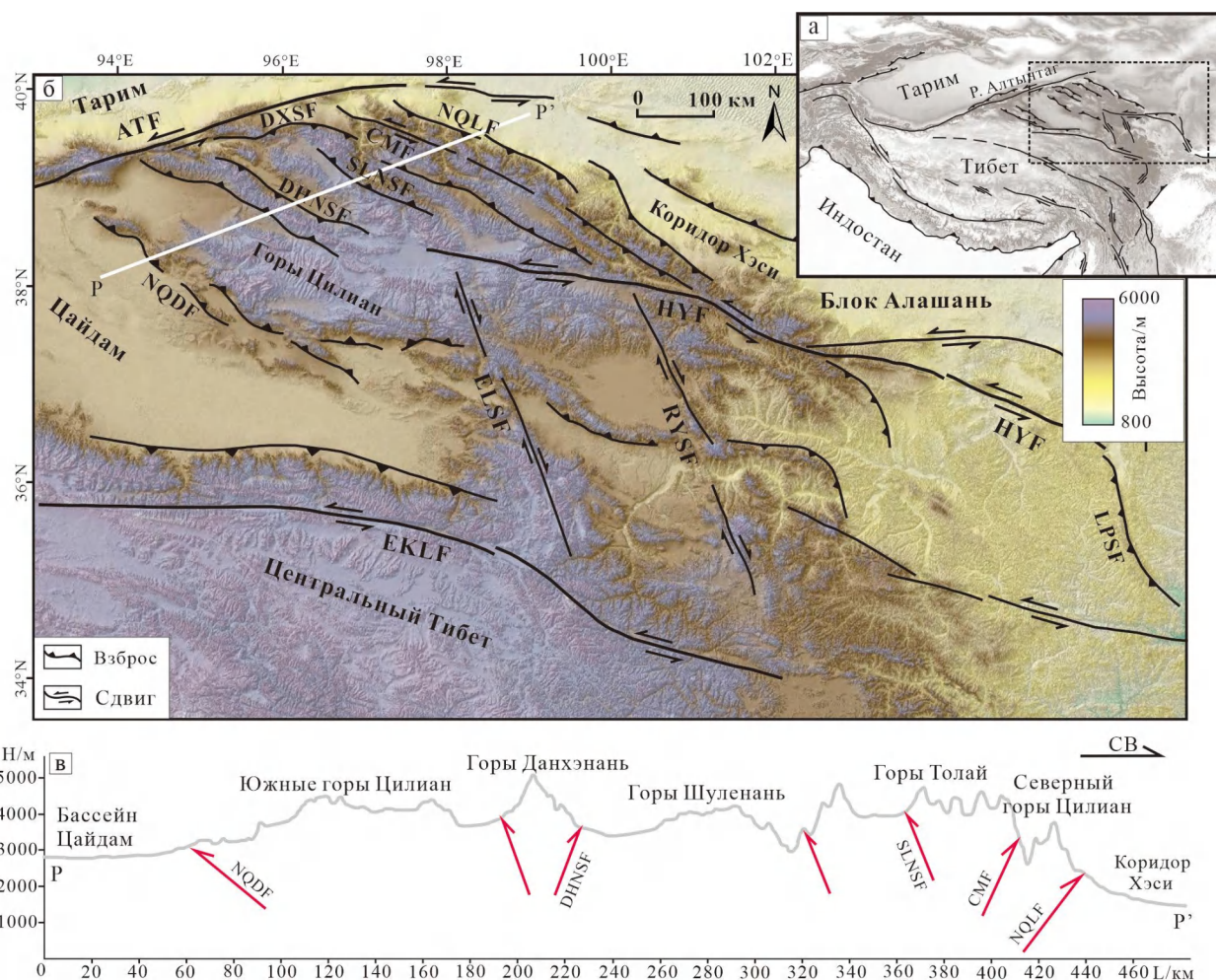


Рис. 2.1. Тектоническая карта северо-восточной части Тибетского нагорья (горы Цилян) [Chen et al., 2022]. (а) Тектоническая карта Тибетского нагорья; (б) тектоническая обстановка гор Цилян, показывающая рассматриваемый район этой статьи в рамке на рисунке (а); (в) топографический профиль через горы Цилян. Положение профиля показано на отрезке Р-Р' на рисунке (б). Активные разломы: ATF — Алтынтаг; CMF — Чанма; DHNSF — Данхэнаньшань; DXSF — Дашэшань; EKLF — восточный Куньлуньский; ELSF — Елашань; HYF — Хайянь; LPSF — Люпаньшань; NQDF — северный Цилянский; NQLF — северный Цайдамский; RYSF — Риюэшань; SLNSF — Шуленаньшань.

2.2. Геологическое строение гор Цилян

Горы Цилян являются одними из ключевых активных орогенных поясов в северо-восточной части Тибетского нагорья. Они состоят из ряда горных хребтов и впадин, расходящихся в северо-западном направлении (рис. 2.1, б, с). Ниже приведено описание комплекса пород,

слагающий горы Цилян (рис. 2.2), по материалам [Institute of Geology, 1993; Yuan et al., 2013].

Протерозойская акротема (PR)

Кристаллический фундамент гор Цилян представлен метаморфическими кристаллическими породами нижнего протерозоя и метаморфическими осадочными отложениями верхнего протерозоя [Institute of Geology, 1993; Yuan et al., 2013], включая протерозойский гнейсы, сланцы, известняки, кварциты, и др.

Фанерозойская эонотема. Палезойская эратема (PZ)

Отложения кембрийской системы отсутствуют в южных горах Цилян, местами встречаются в центральных горах Цилян. Они представлены сланцем и известняком с прослоями вулканических пород.

Породы ордовикской системы широко распространены в горах Цилян, в основном в районе горного хребта. В нижней части преобладают средние или кислые вулканические породы и пирокластические породы, а верхняя часть состоит из известняков, в том числе и органогенно-обломочных.

Отложения силурийской системы широко представлены в южных и северных горах Цилян. Это совокупность огромных терригенных обломочных осадочных пород наземного происхождения с типичными флишевыми осадочными характеристиками. В нижней части преобладают песчаники, сланцы и известняки, а в верхней части присутствуют алевролиты, сланцы и известняки.

В целом породы девонской системы имеют ограниченный ареал распространения и лишь частично обнажены в южных и северных горах Цилян. Они представлены грубообломочными отложениями фаций речных озер.

Каменноугольные пласты в основном распространены в южных горах Цилян и характеризуются неритовыми отложениями, нижняя часть которых сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами и известняками, а верхняя — сланцами и тонкими известняками.

Отложения пермской системы имеют большую площадь распространения в Центральных горах Цилян и меньшую в южных и северных горах Цилян. Они характеризуются приморско-неритовыми осадками. Литологически представлены кварцевыми песчаниками, алевролитами, песчаными сланцами и известняками.

Мезозойская эратема (MZ)

Породы триасового возраста в основном распространены в центральной части гор Цилян и представляют собой совокупность морских обломочных отложений, состоящих из песчаников, алевролитов и органогенно-обломочных известняков.

Ареал распространения юрских отложений крайне ограничен, они встречаются в основном в предгорьях гор Цилян. Породы представлены угленосными осадочными отложениями — песчаниками, алевролитами, сланцами, содержащими углистое вещество.

Меловые отложения в основном распространены в предгорных и межгорных впадинах гор Цилян. Они представлены межгорными котловинными обломочными отложениями и молассами. Нижняя часть в основном сложена песчаниками и конгломератами с аргиллитами и сланцами, а верхняя часть — аргиллитами и алевролитами [Institute of Geology, 1993; Yuan et al., 2013].

Кайнозойская эратема (KZ)

Кайнозойские пласты в районе гор Цилян в основном присутствуют в депрессионных бассейнах внутри массива и осадочных бассейнах на юге и севере гор Цилян (бассейн Цайдам и бассейн коридора Хэси). Кайнозойские отложения в основном представлены песчаниками и алевролитами фации рек и озер, а также гравием и конгломератами аллювиальной верной фации. Отложения в этих бассейнах подробно описывают процесс тектонической эволюции гор Цилян в кайнозое. Основные характеристики кайнозойских толщ будут подробно описаны в следующей части. В соответствии с геоморфологией и распределением активных разломов в орогенической зоне, горы Цилян можно условно разделить на три блока: южные горы Цилян, центральные и северные. Южные горы Цилян находятся между Цайдамским северным разломом и разломом Данхэнаньшань, центральные горы Цилян — между разломом Данхэнаньшань и разломом Чанма и северные горы Цилян — между разломом Чанма и Цилянским северным разломом [Institute of Geology, 1993; Yuan et al., 2013; Hu et al., 2021].

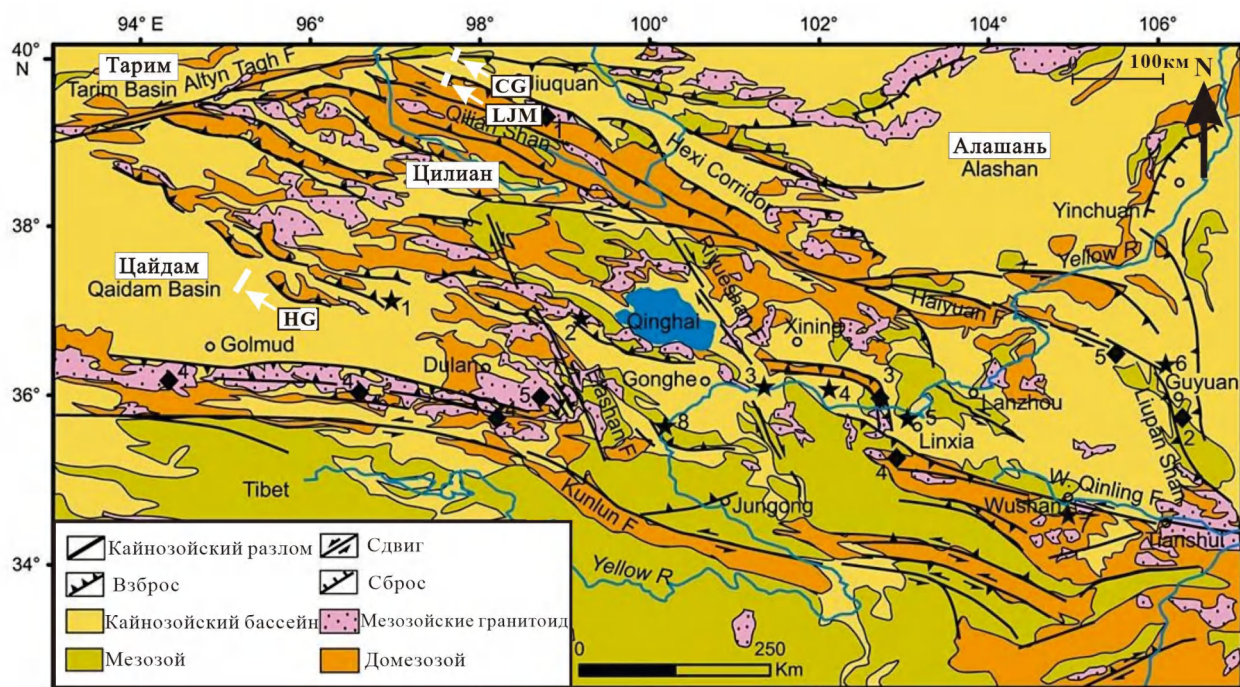


Рис. 2.2. Геологическая карта гор Цилян [Yuan et al., 2013 с дополнениями]. CG — разрез Цаогоу, LJM — разрез Лаоцзюньмао, HG — разрез Хунгоу.

В настоящее время считается, что поднятие гор Цилян является отдаленным эффектом сжатия Тибетского нагорья на север, вызванным столкновением Индии с Евразией. Но существуют разные точки зрения о том, когда горы Цилян начали подниматься. Согласно данным [Pan et al., 2013; Li et al., 2013; Qi et al., 2016; He et al., 2018], поднятие гор Цилян началось во время столкновения Индостана с Евразией в позднем мелу-эоцене. Другие исследователи [Jolivet et al., 2001; Wan et al., 2010; Zheng et al., 2010; He et al., 2018] считают, что поднятие гор Цилян началось после столкновения Индостана с Евразией.

В районе гор Цилян расположена серия кайнозойских бассейнов: Цайдам (Qaidam), Цзюцюань (Jiuquan), Коридор Хэси (Hexi Corridor), Цинхай (Qinghai), Гунхэ (Gonghe), Синин (Xinin), Ланьчжоу (Lanzhou), Линься (Linxia) (рис. 2.2 и 2.3). Мощные осадки в этих бассейнах тесно связаны с процессом подъема и денудации гор Цилян. Например, в бассейн Цайдам, расположенный в южной части гор Цилян, имеет среднюю высоту 2800 км над уровнем моря. В бассейне осаждалось огромное количество осадков, толщина которых достигает 10 км [Wang et al., 2016; Wang et al., 2017]. В бассейне коридора Хэси, который находится на севере гор Цилян и на

высоте 1500–2000 км над уровнем моря, мощность осадков превышает 2 км [Wang et al., 2016; Zheng et al., 2017]. Осадки в этих бассейнах подробно описывают процесс эволюции гор Цилиан. Для понимания процесса поднятия и роста гор Цилиан в данной работе анализируются характеристики осадков кайнозойских бассейнов в районе гор Цилиан.

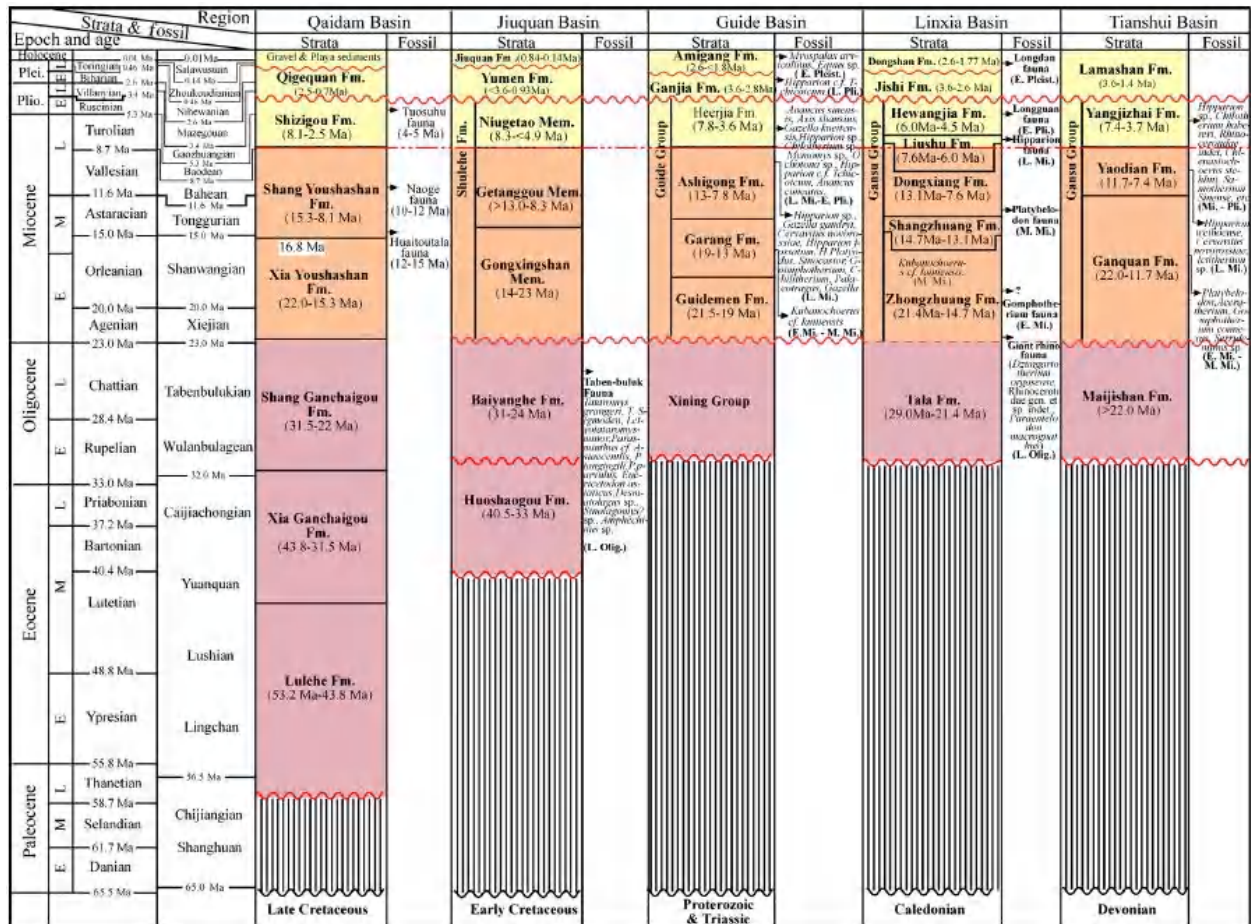


Рис. 2.3. Региональная стратиграфическая схема кайнозойских отложений в бассейнах в горах Цилиан [Li et al., 2014].

2.3. Кайнозойские отложения в бассейнах в горах Цилиан

2.3.1. Кайнозойские отложения на севере гор Цилиан

Бассейн Цзюси расположен в западной части северной окраины гор Цилиан и на западе бассейна коридора Хэси, на пересечении гор Алтынтаг и Цилиан на северной окраине Тибетского нагорья (рис. 2.2). Кайнозойские осадочные комплексы широко распространены в бассейне, который стал идеальным местом для изучения поднятия земной коры на северо-восточной окраине

Тибетского нагорья. В бассейне Цзюси кайнозойские осадки представлены пятью свитами: Хуошаогоу, Байяньхэ, Шулехэ, конгломерат Юмен и конгломерат Цзюцюань (рис. 2.3).

Свита Хуошаогоу расположена на северной окраине бассейна Цзюси. Она представлена красными аллювиальными песчаниками. Свита Байяньхэ несогласно залегает на свите Хуошаогоу и представлена пурпурно-оранжевыми аргиллитами с прослоями песчаников. Свита Шулехэ сложена желтоватыми аргиллитами, алевролитами и конгломератами. Конгломерат Юмен несогласно залегает на отложениях свиты Шулехэ и широко распространен в северной части предгорья гор Цилян. Осадки Конгломерата Юмен представлены серо-черным или темно-желтым гравием средне сортированным и хорошо окатанным. Расположение обнажений и состав конгломерата Цзюцюань аналогичны конгломерату Юмен. Граница между конгломератом Цзюцюань и конгломератом Юмен несогласная [Wang et al., 2016; Zheng et al., 2017].

В данной работе подробно изучены и описаны разрез Лаоцзюньмао, расположенный на юге бассейна Цзюси и разрез Цаогоу — на севере бассейна (рис. 2.2) [Wang et al., 2016; Zheng et al., 2017]. Разрез Лаоцзюньмао расположен в антиклинальной зоне Лаоцзюньмао на юге бассейна Цзюси рядом с северными горами Цилян. Разрез Цаогоу расположен в северной части бассейна Цзюси. Для этих разрезов был проведен детальный анализ состава отложений, их структура и фации кайнозойских отложений. Также была установлена хронологическая последовательность с помощью магнитостратиграфического метода.

Разрез Лаоцзюньмао

В разрезе Лаоцзюньмао обнажаются последовательно с юга на север: свита Байяньхэ (включая участки Гунсиншань, Гетангоу и Нюгетао), свита Шулехэ, конгломерат Юмен и конгломерат Цзюцюань (рис. 2.4, а). Этот разрез расположен на северном крыле антиклинали. Мощность всего разреза составляет около 2000 м [Zheng et al., 2017].

В нижней части разреза находится участок Гунсиншань, имеющий небольшую площадь обнажения. Породы представлены песчаником, алевролитом и аргиллитом и соответствуют отложениям в нижней части участка Гетангоу. Видимая мощность составляет около 100 м.

Участок Гетангоу представлен переслаиванием песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Преобладают прослои алевролитов и бурых аргиллитов, в которых развита

горизонтальная слоистость. Конгломераты и песчаники характеризуются плохой сортировкой. Мощность участка Гетангоу более 608 м.

В нижней части пласта участка Нюгетао преобладают крупнозернистый песчаник и алевролит с тонкими прослоями аргиллитов и конгломератов. Верхняя часть пласта представлена конгломератами и песчаниками плохо сортированными. Мощность участка Нюгетао составляет 598 м. Он находится на глубине в диапазоне 754–1354 м.

Конгломерат Юмен сложен гравием обычно субпризматическим или субкруглым, имеет хорошую цементацию и очень плохую сортировку обломков. В среднем диаметр обломков составляет 3–5 см, однако может достигать 40–50 см. Конгломерат Юмен имеет мощность около 507 м и расположен на глубинах от 247 до 754 м.

Конгломерат Цзюцюань представлен серо-белыми конгломератами и песчаниками, имеет плохую цементацию и очень плохую сортировку обломков. Диаметр обычно изменяется от 5 до 7 см, местами может достигать — 40–50 см. В верхней части пласта (около 26 м) отмечается плохая цементация и выветренная тусклая поверхность. Конгломерат Цзюцюань имеет мощность около 247 м.

В разрезе Лаоцзюньмао выделена 21 зона положительного и 21 зона отрицательного магнитного полюса (рис. 2.4, а). Многие из этих зон можно напрямую сопоставить со шкалой времени геомагнитной полярности [Fang et al., 2005]. Для этого был определен палеомагнитный возраст каждого пласта: возраст участка Гунсиншань составляет более 13 млн. лет; Гетангоу — 13– 8,3 млн. лет; конгломерата Юмен — 3,66–0,9 млн. лет; пласта Цзюцюань — 0,8–0,14 млн. лет; пласта Гоби — 0,14–0 млн. лет. (рис. 2.4, а) [Fang et al., 2005].

Согласно скорости осадконакопления было обнаружено, что скорость значительно увеличилась примерно с 8–7 млн. лет, с предыдущих 13,6 см / тыс. лет до 27 см / тыс. лет, и примерно до 3,66 млн. лет, скорость осаднения снова увеличилась до 35–60 см / тыс. лет (рис. 2.5, а) [Fang et al., 2005]. Изменение скорости осадконакопления указывает на то, что северные горы Цилян начали значительно подниматься примерно с 8–7 млн. лет назад.

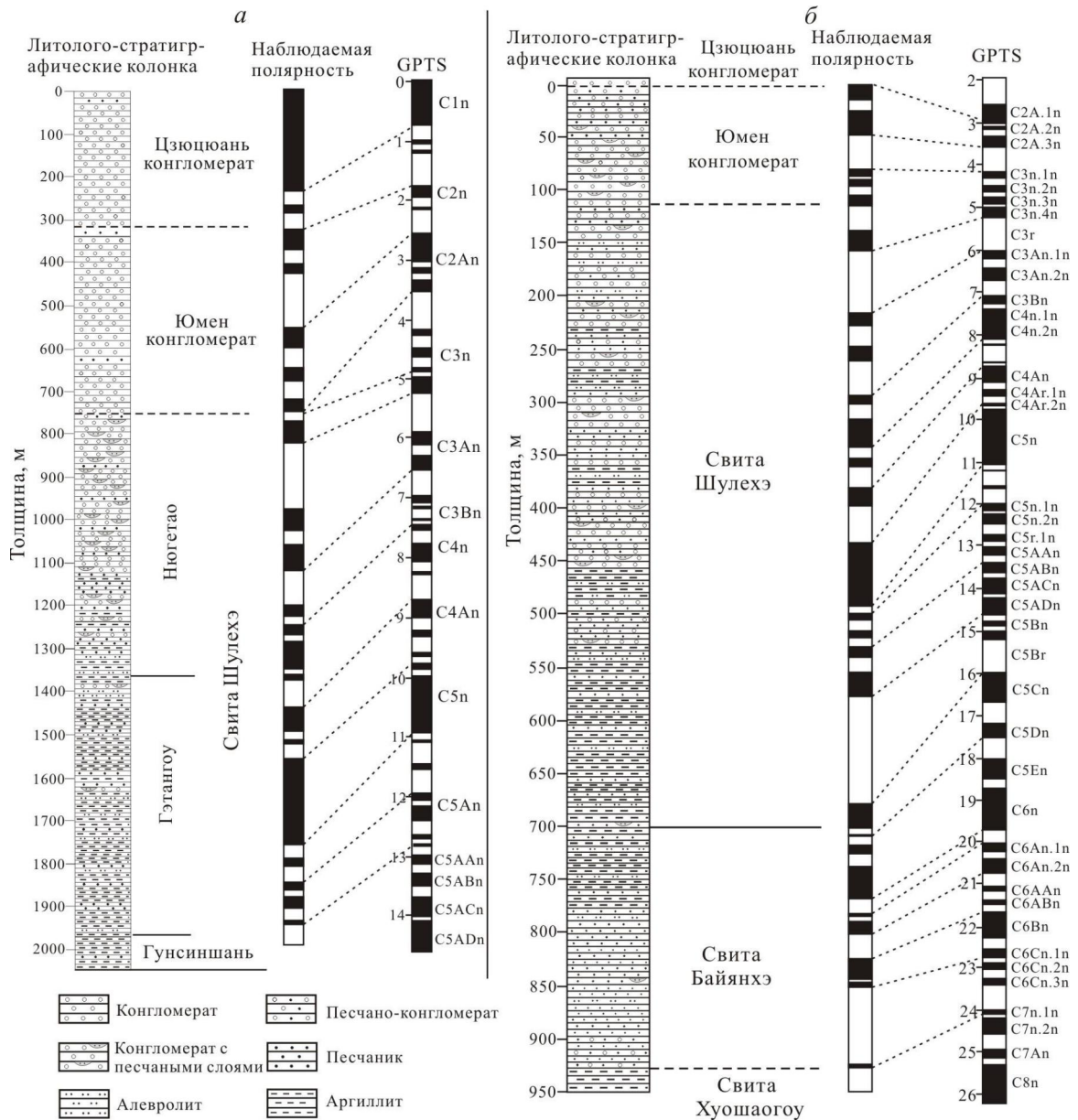


Рис. 2.4. Стратиграфические разрезы Лаоцзюньмао и Цаогоу в бассейне Цзюси на севере гор Цилян [Fang et al., 2016 и Zheng et al., 2017 с дополнениями]. (а) Стратиграфический разрез Лаоцзюньмао и его магнитостратиграфическая колонка [Fang et al., 2005]; (б) стратиграфический разрез Цаогоу и его магнитостратиграфическая колонка [Wang et al., 2016]. GPTS — Шкала времени геомагнитной полярности, единица времени — млн. лет. Положение разрезов показано на рис. 2.2.

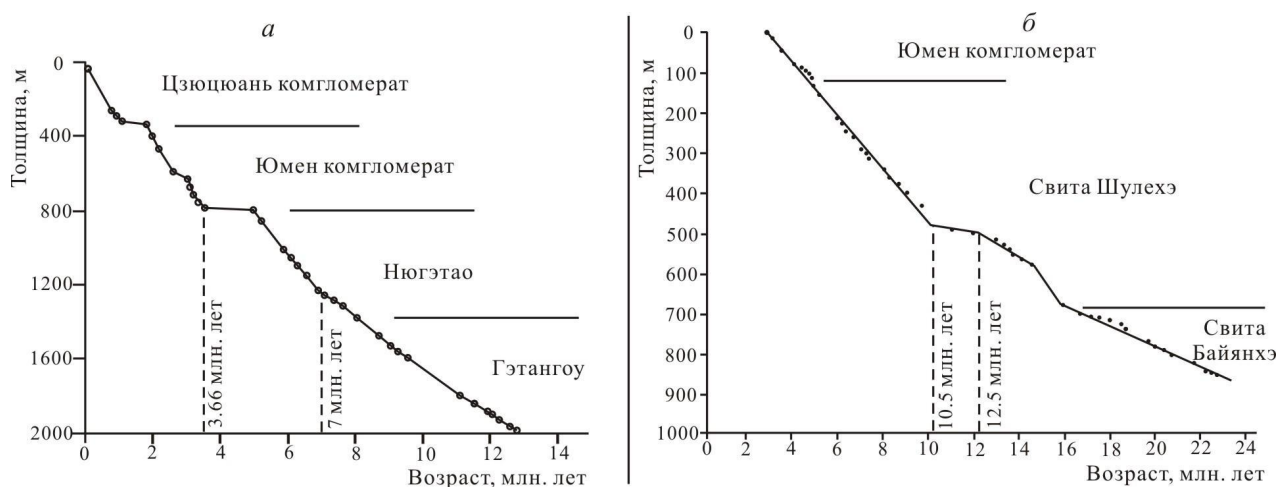


Рис. 2.5. Кривые скорости осадконакопления (а) разрез Лаоцзюаньмао [Fang et al., 2005 с дополнениями] и (б) разрез Цаогуо [Wang et al., 2016 с дополнениями].

Разрез Цаогуо

Разрез Цаогуо расположен в северной части бассейна вдали от гор Цилян (рис. 2.2). В разрезе Цаогуо обнажаются последовательно с юга на север: свита Байянхэ, свита Шулехэ, конгломерат Юмен и конгломерат Цзюцюань. Общая длина разреза Цаогуо составляет около 2100 м, а вертикальная мощность пласта разреза составляет 950 м (рис. 2.4, б) [Wang et al., 2016].

Свита Хуошаогуо — самые древние кайнозойские отложения, обнаженные в этом разрезе. В разрезе Цаогуо присутствует только малая часть этой свиты мощностью 20 м. Однако, в 5 км к югу от данного разреза отложения этой свиты обнажены полностью и ее мощность составляет около 522 м. Свита Хуошаогуо делится на 3 части. Нижний слой состоит из темно-красного до оранжево-красного аргиллита, песчаника и галечника. В песчаниках наблюдается мелкая косая и горизонтальная слоистость. Гравий в гравийном песчанике имеет угловатую или субугловатую форму и их можно интерпретировать как отложения конуса выноса. Мощность этой подсвиты составляет 181 м. Средний слой представлен толстыми прослоями песчаника и песчанистого аргиллита мощностью 198 м. Верхний слой в основном сложен мощным галечным светло-оранжевым песчаником и имеет мощность 143 м.

Свита Байянхэ имеет несогласный контакт со свитой Хуошаогуо, ее мощность достигает 250 м. Свиту Байянхэ можно разделить на три слоя. Нижний слой в основном сложен крупнозернистым песчаником серо-белого и кирпично-красного цвета средней мощности с

прослоями темно-красного мелкозернистого и крупнозернистого песчаника. Средний слой в основном характеризуется землисто-желтым, светло-красным крупнозернистым песчаником и гравийным крупнозернистым песчаником. В верхнем слое встречаются горизонтальная, перекрестная и гофрированная слоистость. В целом отложения свиты постепенно становятся более тонкими снизу вверх. Они накапливались в менее активной гидродинамической среде, чем отложения свиты Хуошаогу.

Свита Шулехэ имеет мощность 594 м и может быть разделена на два слоя. Нижний слой представлен серо-зелеными аргиллитами, алевролитами и серыми песчаниками. Горизонтальная, перекрестная и гофрированная слоистость развита в аргиллитах и алевролитах. В верхнем слое преобладают серо-зеленые алевролиты, песчаники цвета хаки и конгломераты. В алевролитах развита параллельная и мелкая гофрированная слоистость. Гравий обычно появляется вместе с песчаником с максимальным размером частиц не более 0,5 см, окатанный и хорошо сортированный.

Конгломерат Юмен несогласно залегает на свите Шулехэ и представлен гравием хорошо окатанным с плохой сортировкой. Размер гравия изменяется от 2 до 10 см. В разрезе Лаоцзюньмао на южной окраине бассейна конгломерат Юмен был деформирован, в то время как в разрезе Цаогуо на северной окраине, конгломерат Юмен не подвергся значительной деформации и сформировал горизонтальную слоистость. Мощность конгломерат Юмен составляет 112 м.

Конгломерат Цзюцюань несогласно залегает на конгломерате Юмен, его мощность составляет всего 6 м. Этот слой состоит из серо-черного гравия с песком. Сортировка и окатанность гравия плохая. Конгломераты Юмен и Цзюцюань интерпретируются как отложения конусов выноса.

Сравнивая стратиграфическую колонку магнитной полярности разреза Цаогуо со стандартной колонкой хронологии геомагнитной полярности, можно сказать, что возраст свиты Хуошаогуо составляет более 24,2 млн. лет, свиты Байяньхэ — 24,2–17 млн. лет, свиты Шулехэ — 17–5 млн. лет, конгломерата Юмен — 5–2,8 млн. лет, а возраст конгломерата Цзюцюань менее 2,8 млн. лет (рис. 2.4, б) [Wang et al., 2016]. Путем анализа характеристик отложений в разрезе установлено, что они значительно изменились примерно к 13,5 млн. лет назад.

Анализ изменения характеристик отложений и фаций указывают на то, что горы Цилиан начали значительно подниматься в период 13,5–10 млн. лет назад и вступили в стадию быстрого поднятия 10 млн. лет назад [Wang et al., 2016]. Изменения в скорости осаднения разреза Цаогоу также подтверждают эту точку зрения. Скорость осаднения 24–15 млн. лет назад была низкой и составляла 30–33 мм / тыс. лет., 15–12 млн. лет назад скорость осаднения немного увеличилась, а после 10 млн. лет назад скорость осаднения быстро увеличилась до 65 мм / тыс. лет (рис. 2.5, б) [Wang et al., 2016]. Изменение скорости осадконакопления указывает на то, что горы Цилиан начали быстро подниматься в позднем миоцене.

2.3.2. Кайнозойские отложения на юге гор Цилиан

Бассейн Цайдам — крупнейший кайнозойский бассейн в пределах Тибетского нагорья. Он расположен в южной части гор Цилиан. С востока бассейн ограничен разломом Алтунтаг, на западе — горами Елашань, с юга — разломом Куньлунь. Кайнозойские отложения широко распространены в бассейне. Их мощность в среднем составляет 6 км, а максимально может достигать 15 км [Song et al., 2006]. Кайнозойская эратема объединяет 7 свит (снизу вверх): Лулэхэ, Сяганьчайгоу, Шанганьчайгоу, Сяйюшашань, Шайюшашань, Шицзыгоу и Цигэцюань [Wang et al., 2017].

Разрез Хунгоу

Разрез Хунгоу расположен в районе антиклинали на юге гор Цилиан в северной части бассейна Цайдам (рис. 2.3). От ядра до края антиклинали мощность кайнозойских отложений в обнажении может достигать 5,3 км (рис. 2.6).

Свита Лулэхэ имеет несогласное залегание с меловыми отложениями и в основном состоит из пурпурного и кирпично-красного конгломерата с красным алевролитом и аргиллитом. Мощность свиты составляет 490 м.

Свита Сяганьчайгоу представлена алевролитами и красно-зелеными аргиллитами с линзами желто-зеленых песчаников с перекрестной слоистостью. Мощность песчаников достигает 5–40 м. Вверх по разрезу лилово-красные песчаники становятся все более мелкозернистыми, постепенно переходя к зеленым аргиллитам, алевролитам и мелким песчаникам. Мощность мелкозернистых песчаников 2–5 м, видна небольшая косая слоистость. Общая мощность отложений достигает 980 м.

Осадки свиты Сяганьчайгоу можно интерпретировать как речная фация.

Свита Шанганьчайгоу сложена аргиллитами, желтыми песчаниками и тонкими прослоями известняков различных цветов. Песчаник мелкозернистый с перекрестной слоистостью. Аргиллиты имеют красный или зеленый цвет, мощность 2–15 м. Общая мощность отложений составляет 1400 м. Свита Шанганьчайгоу интерпретируется как мелководные озерные и дельтовые фации.

Свита Сяйюшашань в основном представлена светло-коричневыми аргиллитами и алевролитами с желтыми песчаниками и слоями серых конгломератов. Параллельная слоистость наблюдается в аргиллитах и алевролитах, а косая слоистость — только в песчаниках. Мощность свиты составляет 820 м. Осадки свиты Сяйюшашань интерпретируется как озерные.

Свита Шанйюшашань состоит из аргиллитов, галечного песчаника и конгломерата. Мощность конгломератов в нижней части разреза относительно невелика, всего 10–30 см, в верхней части она возрастает, сортировка обломков плохая. Общая мощность отложений достигает 1070 м.

Свита Шицзыгоу представлена галечником и конгломератом. Обломки конгломератов плохо сортированы, разно окатанные — от округлых до угловатых. Мощность отложений составляет 550 м. Свита Шицзыгоу интерпретируется как отложения конусов выноса.

При создании стратиграфической колонки магнитной полярности в разрезе выявлен возраст осадков в разрезе Хунгоу, который составляет 25,5–4,8 млн. лет. Среди них: возраст свиты Лулэхэ составляет 25,5–23,5 млн. лет; Сяганьчайгоу — 23,5–16,5 млн. лет; Шанганьчайгоу — 16,5–11 млн. лет; Сяйюшашань — 11–9 млн. лет; Шанйюшашань — 9–6,3 млн. лет; Шицзыгоу составляет 6,3–4,8 млн. лет (рис. 2.6). Скорость осадконакопления значительно изменилась между 14–12 млн. лет. Скорость осадконакопления в разрезе между 25,5–14 млн. лет составляет 14,4 см / тыс. лет, а с 14–12 млн. лет назад быстро увеличилась до 37,7 см / тыс. лет (рис. 2.7) [Wang et al., 2017].

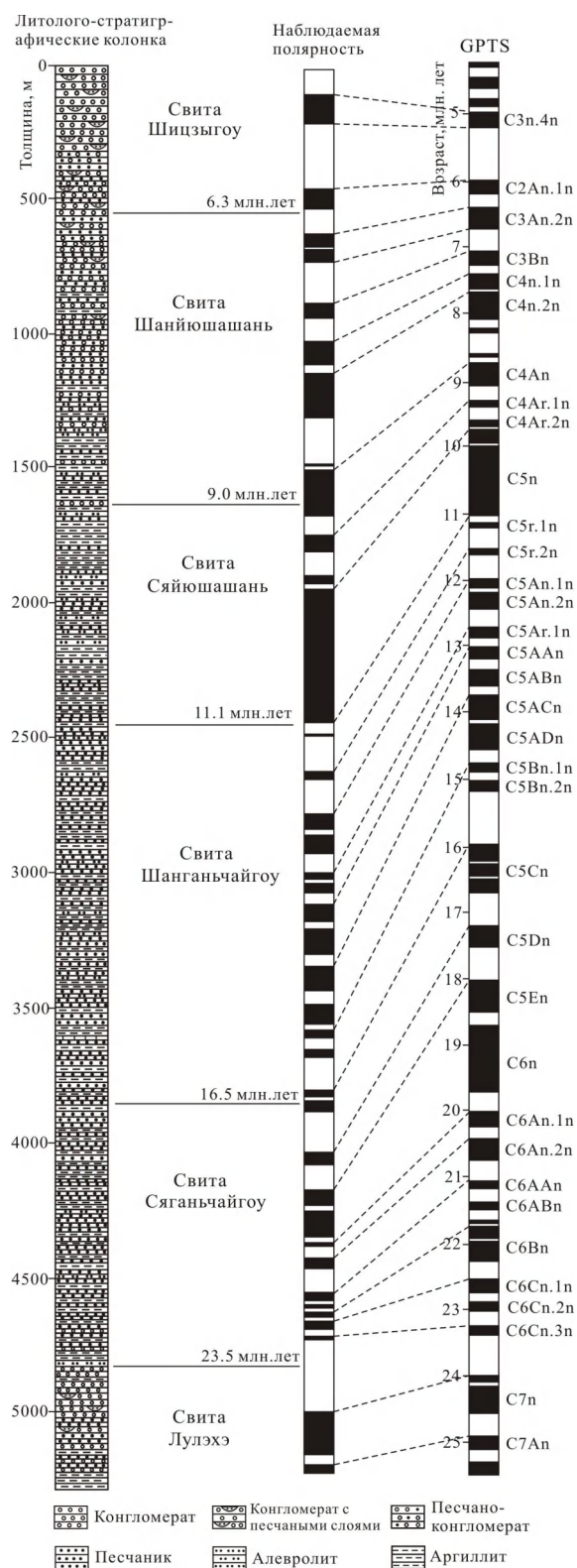


Рис. 2.6. Стратиграфический разрез Хунгоу и его магнитостратиграфическая колонка [Wang et al., 2017 с дополнениями]. GPTS — Шкала времени геомагнитной полярности, единица времени — млн. лет. Положение разреза Хунгоу показано на рис. 2.2.

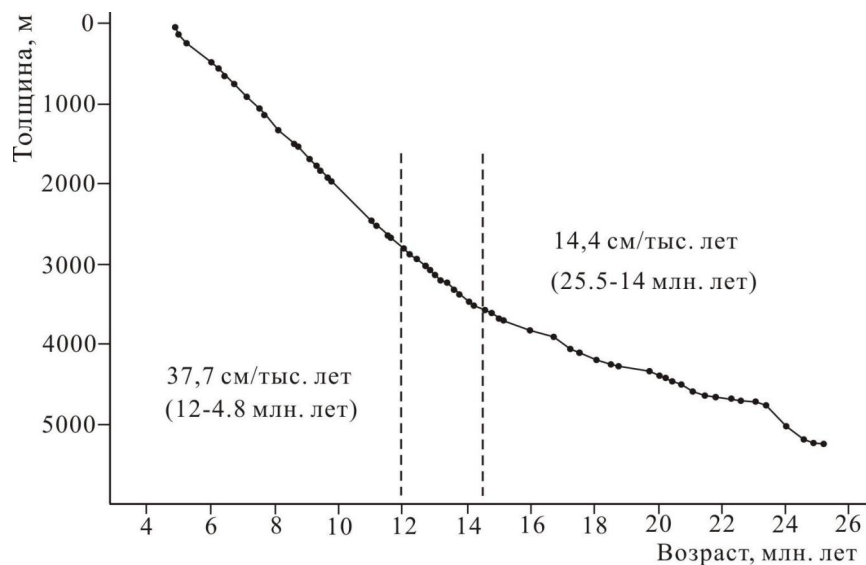


Рис. 2.7. Кривая скорости осадконакопления разреза Хунгоу [Wang et al., 2017 с дополнениями].

2.4. Поднятие гор Цилиан в кайнозое

2.4.1. Время начала поднятия гор Цилиан

Основываясь на исследовании отложений в кайнозойских бассейнах в горах Цилиан, установлено, что они начали подниматься после среднего-позднего миоцена (14–10 млн. лет). В разрезе Лаоцзюньмао отложения из гор Цилиан появились только 13,5 млн. лет назад. Это указывает на то, что с этого времени северные горы Цилиан начали подниматься [Fang et al., 2005; Zheng et al., 2017]. Скорость осадконакопления, происхождение конгломератов и литостратиграфический характер в бассейне из разреза Цаогоу указывают на то, что северные горы Цилиан начали подниматься с 13,5–10,5 млн лет назад [Wang et al., 2016]. Изменения скорости осадконакопления и источника осадков в разрезе Хунгоу указывают на то, что горы Цилиан вероятно начали значительно подниматься с 14–12 млн. лет [Wang et al., 2017]. Данные трех разрезов показывают, что горы Цилиан начали подниматься в течение среднего-позднего миоцена.

Процесс поднятия гор Цилиан в позднем миоцене также подтверждается данными низкотемпературной термохронологии. Wan и др. [2010] и Zheng и др. [2010] ограничивает время начала поднятия северных гор Цилиан ~ 9,5 млн. лет; Yuan и др. [2013] и Pang и др. [2019] рассчитали время начала поднятия центральных гор Цилиан, которое соответствует диапазону

17–14 млн. лет назад; Pang и др. [2019] рассчитали время начала поднятия южных гор Цилиан — 18–11 млн. лет назад.

Другие свидетельства также показывают быстрое поднятие гор Цилиан в среднем и позднем миоцене. Активизация тектонической зоны северного Цилиан и формирование западной части разлома Хайянь произошли ~16 млн. лет назад (рис. 2.8) [Li et al., 2020]. Время активизации южного Цилианского разлома составляет 18–11 млн. лет назад [Jian et al., 2018; Pang et al., 2019]. An и др. [2001] определили, что северо-западный муссон Китая начал усиливаться примерно 8 млн. лет назад и это событие было связано с быстрым подъёмом гор Цилиан. Особенности отложений в осадочном бассейне в восточной части гор Цилиан позволили зафиксировать значительное поднятие территории 14–8 млн. лет назад [Zheng et al., 2003]. Вышеуказанные данные также показывают, что горы Цилиан, вероятно, подверглись значительному подъёму в среднем и позднем миоцене. Большинство свидетельств подтверждают мнение о том, что горы Цилиан начали подниматься в миоцене.

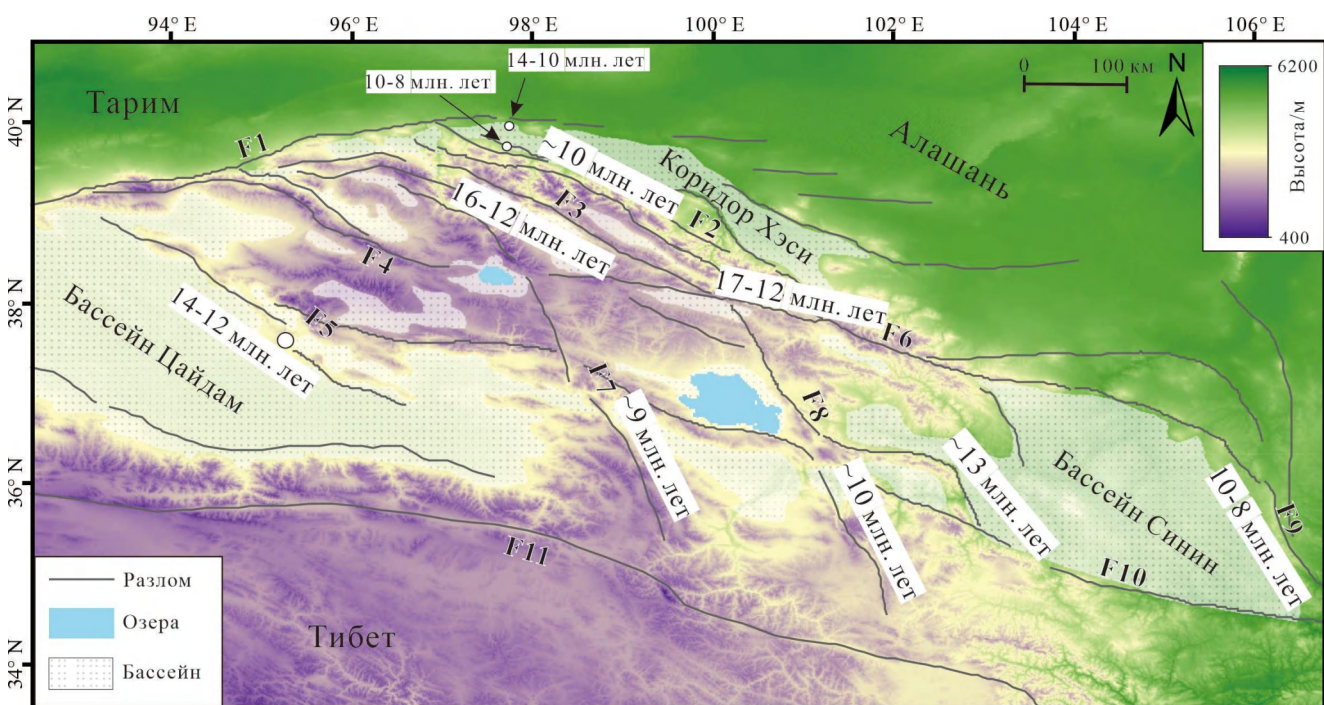


Рис. 2.8. Тектоническая карта гор Цилиан, показывающая время начала поднятия гор и активности разломов в горах Цилиан [Xu et al., 2017 с дополнениями]. Активные разломы: F1 — Алтынтаг; F2 — северный Цилианский; F3 — Шуленаньшань; F4 — Данхэнаньшань; F5 — северный Цайдамский; F6 — Хайянь; F7 — Елашань; F8 — Риюешань; F9 — Люпаньшань; F10 — западный

Циньлинский; F11 — восточный Куньлуньский.

2.4.2. Процесс поднятия гор Цилян

Процесс поднятия гор Цилян также вызывает интерес. Предыдущие исследователи выдвинули множество моделей о процессе подъема и расширения гор Цилян. Pang и др. [2019] на основе времени обнажения горных пород, выявленного низкотемпературной термохронологией в отложениях бассейна, предположили, что горы Цилян расширились из центральной части к южным и северным краям, начиная со среднего миоцена. Термохронологические данные подтверждают, что горы Цилян поднимаются поэтапно [Jolivet et al., 2001; Pan et al., 2013; Qi et al., 2016; Wan et al., 2010; Zheng et al., 2010].

В разрезе Лаоцзюньмао отмечается значительное изменение скорости осаднения, которая с 7 млн. лет назад значительно увеличилась примерно с 13,6 см / тыс. лет до 27 см / тыс. лет, а затем примерно с 3,66 млн. лет назад снова увеличилась до 35–60 см / тыс. лет. В бассейне Цзюси также отмечено увеличение скорости осадконакопления в промежутке 4–3 млн. лет назад. Также, с этого времени началось осаднение конгломератов Юмен в предгорьях северных гор Цилян [Zheng et al., 2017]. Появления конгломерата Юмен и гравийного пласта Цзюцюань можно интерпретировать как показатель начала деформации антиклинали Лаоцзюньмао. Изучая магнитостратиграфию антиклинали Лаоцзюньмао, установлено, что время начала ее деформации составляет 4,9–3,6 млн. лет назад. С помощью трекового анализа выявлено, что время начала образования гор Цилян с юга на север изменчиво: южные горы Цилян начали подниматься первыми в олигоцене (25–17 млн. лет назад), центральные — 17–14 млн. лет назад, северные — 10–8 млн. лет назад, а последняя складчато-разломная зона, расположенная в предгорьях северного края гор Цилян начала подниматься всего 4–3 млн. лет назад (рис. 2.9) [Zheng et al., 2010, 2017; Wan et al., 2010].

В тектонической зоне гор Цилян с юга на север имеется несколько разломов север—северо-западного простирания: Цайдамский (северный), Данхэнаньшань, Ладжишань и Цилянский (северный). Время активизации этих разломов также является важным пунктом в вопросе о горообразовании в данной области. Исследования показали, что время активизации северного Цайдамского разлома составляет ~40 млн. лет [Jolivet et al., 2001; Yin et al., 2002], разлома Данхэнаньшань — 33 млн. лет [Yin et al., 2002], северного Цилянского разлома — 10–8

млн. лет [Zheng et al., 2017], складчато-разломной зоны, расположенной в предгорьях северного края гор Цилиан — 4–3 млн. лет (рис. 2.9) [Zheng et al., 2017]. Начальная деформация толщ в впадинах указывает на то, что движение Цихайнанышанского разлома началось в 10–6 млн. лет назад [Craddock et al., 2011]. Исходя из этого, можно сказать, что с юга на север происходит постепенное омоложение разломных зон. По геологическому картированию, седиментологии, низкотемпературной термохронологии и активным разломам в целом полагают, что горы Цилиан постепенно поднимаются с юга на север.

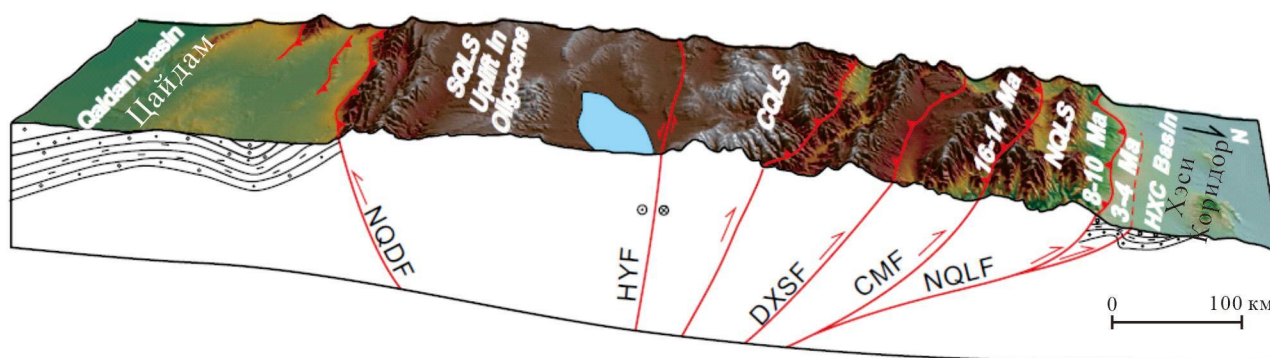


Рис. 2.9. Схема расширения гор Цилиан на север [Zheng et al., 2017 с дополнениями]. Активные разломы: NQLF — северный Цайдамский; HYF — Хайянь; DXSF — Дашэшань; CMF — Чанма; NQDF — северный Цилианский. SQLS — южные Цилианские горы; CQLS — центральные Цилианские горы; NQLS — северные Цилианские горы. Ма — млн. лет назад.

2.5. Современное состояние изученности неотектонической деформации гор Цилиан

2.5.1. Деформации земной коры гор Цилиан

Горы Цилиан расположены на северо-востоке Тибетского нагорья. На западе они граничат с бассейном Тарим, а на севере — с блоком Алашань. Восточная и западная части гор ограничены крупными левосторонними сдвигами — Алтынтаг и Хайянь (рис. 2.10). Хотя горы Цилиан находятся более чем в 1000 км от границы между Индийской и Евразийской плитами, в этом районе наблюдаются сильные тектонические деформации и активная сейсмичность.

В горах Цилиан развивается ряд активных разломов в западно-северо-западном направлении, ориентированных почти перпендикулярно к направлению столкновения Индостана и Евразии (рис. 2.10). Это указывает на то, что столкновение привело к значительному сокращению земной коры и

деформации сжатия в горах Цилиан [Zhang et al., 2006; Чэнь и Короновский, 2020]. Большинство результатов исследований показывают, что активные разломы в горах Цилиан в основном характеризуются взбросами (рис. 2.10) [Yang et al., 2018; Luo et al., 2013; Hu et al., 2021; Yuan et al., 2004; Shao et al., 2010]. Однако, в районе Цилиан также существует несколько очевидных сдвиговых разломов, таких как разлом Хайянь, Елашань, Риюешань. Кроме того, горы Цилиан являются сейсмоопасным районом, где произошло много катастрофических землетрясений, таких как землетрясение в Хайяне магнитудой 8,5 в 1920 году и землетрясение в Гулане магнитудой 8,0 в 1927 году [Liu et al., 2007].

Геологические и геодезические исследования предполагают, что горы Цилиан не только поглотили сокращение земной коры на северо-восточном направлении, но и компенсировались левосдвиговым смещением по разлому Алтынтаг и Хайянь [Zhang et al., 2006; Чэнь и Короновский, 2020; Chen et al., 2022; Yang et al., 2023]. Согласно данным GPS, современная скорость сокращения земной коры гор Цилиан составляет $5,5 \pm 1,5$ мм / год, которая поглощается пятью крупными зонами разломов и складок, расположенных на краю и внутри гор Цилиан [Zhang et al., 2004]. Xu и др. [2003] объединили геоморфологические исследования и методы датирования, чтобы показать, что скорость смещения центральной и западной части зоны разлома Алтынтаг в четвертичное время достигает $17,5 \pm 2,2$ мм / год. В районе, где западная часть разлома Алтынтаг граничит с западной частью северной окраины гор Цилиан скорость смещения составляет $4,8 \pm 1$ мм / год. После того, как разлом Алтынтаг проходит через северную окраину гор Цилиан, скорость смещения левостороннего сдвига составляет $2,2 \pm 0,2$ мм / год. По данным GPS средняя скорость смещения средней части разлома Алтынтаг составляет около 10 ± 2 мм / год, а в восточной части уменьшается до 1–2 мм / год (рис. 1.7) [Zhang et al., 2004]. Таким образом, горы Цилиан поглощают ~6 мм/год сокращения земной коры и компенсируют ~8 мм/год левостороннего смещения разлома Алтынтаг. Однако способ, которым горы Цилиан поглощают сокращение земной коры и компенсируют левостороннее смещение, остаётся неясным.

Распределение взбросовых разломов и уменьшение скорости GPS с юга на север показывают, что в горах Цилиан преобладает деформация сжатия земной коры. Однако существование некоторых крупномасштабных сдвиговых разломов и землетрясений свидетельствует о том, что в

этой области имеется сдвиговая деформация.

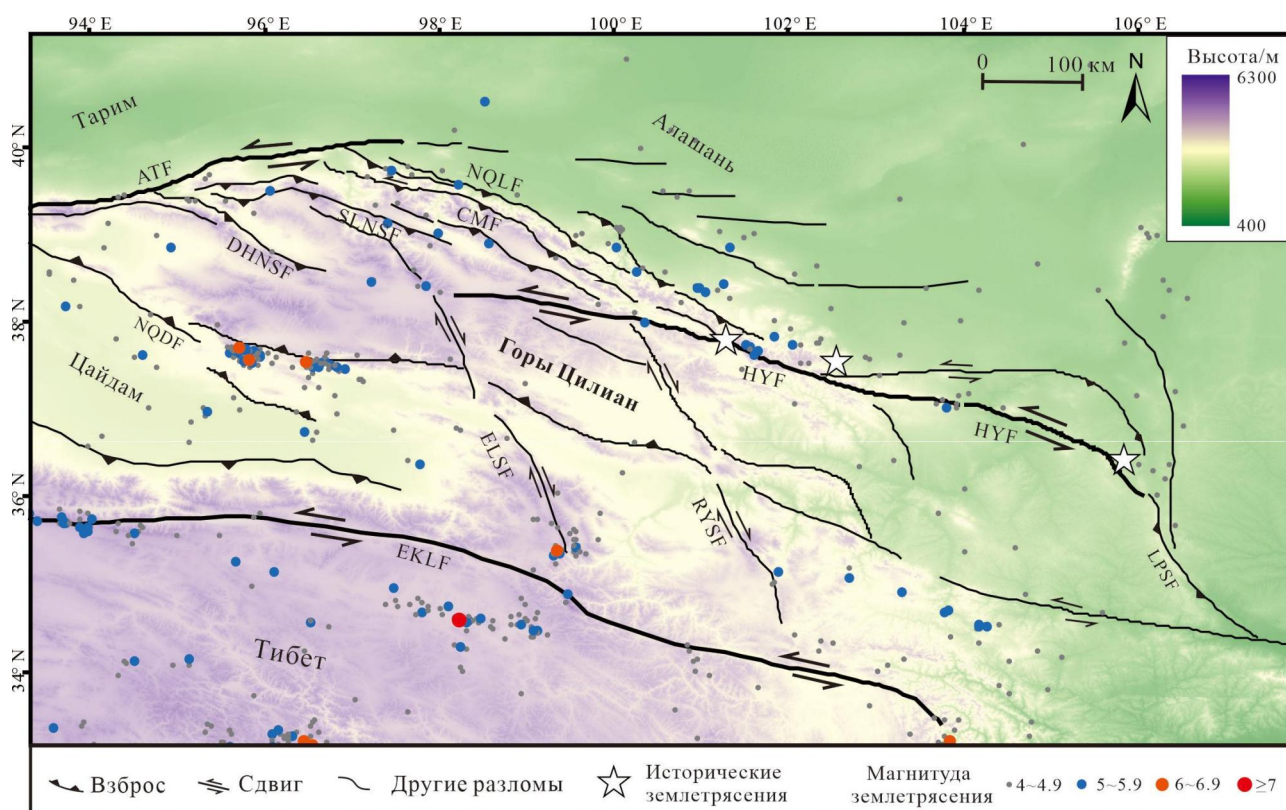


Рис. 2.10. Карта активных разломов и сейсмичности в районе гор Цилиан. Активные разломы: ATF — Алтынтаг; CMF — Чанма; DHNSF — Данхэнаньшань; EKLF — восточный Куньлуньский; ELSF — Елашань; HUYF — Хайянь; LPSF — Люпаньшань; NQDF — северный Цилианский; NQLF — северный Цайдамский; RYSF — Риюешань; SLNSF — Шуленаньшань.

2.5.2. Активные разломы в районе гор Цилиан

С востока и запада горы Цилиан ограничены левосторонними сдвигами Алтынтаг и Хайянь (рис. 2.11) [Zheng et al., 2013]. Внутри гор Цилиан существует две группы разломов.

Одна группа — это разломы в западно-северо-западном направлении, которые выровнены с основной тектонической линией гор Цилиан. Эта группа разломов включает множество взбросовых разломов в горах Цилиан.

Другая группа — это сдвиговые разломы в северо-северо-западном направлении, которые расположены под определенным углом к направлению основной тектонической линии (рис. 2.11) [Li et al., 2018; Chen et al., 2022].

Основные разломы, ограничивающие горы Цилян

Разлом Алтынтаг является основным разломом, ограничивающим северную часть Тибетского нагорья, а также представляет собой крупномасштабный левосторонний сдвиг внутри Евразийской плиты. Этот разлом влияет на геоморфологию западного Китая, а также на деформацию земной коры и сейсмическую активность этого района.

Разлом Алтынтаг имеет длину 1600 км и простирается в восточно-северо-восточном направлении. Он разделяет два основных тектонических элемента — Тибетское нагорье и Таримский бассейн (рис. 2.11). Разлом Алтынтаг характеризуется левосдвиговым смещением. Согласно геологическим данным и исследованиям GPS установлено, что скорость смещения средней и западной части разлома Алтынтаг более высокая и постепенно снижается к востоку [Zheng et al., 2013]. Xu и др. [2003] на основе геоморфологических исследований обнаружили, что скорость смещения западной части разлома Алтынтаг составляет $17,5 \pm 2,2$ мм / год, центральной части — 11 мм / год, а восточной части — 2–4 мм / год (таблица 2.1). Zhang и др. [2004] проанализировали данные GPS за последние десять лет и обнаружили, что средняя скорость смещения в центральной части разлома Алтынтаг составляет 10 ± 2 мм / год, а к востоку она уменьшается до 1–2 мм / год (рис. 2.11) (таблица 2.1).

Разлом Хайянь представляет собой крупный левосторонний сдвиг в северо-восточной части гор Цилян. Он простирается от озера Хара на западе до Люпаньшаня на востоке длиной ~1000 км. Разлом Хайянь является восточной границей многих вторичных разломов в западно-северо-западном направлении внутри гор Цилян. Все эти вторичные разломы начинаются от разлома Алтынтаг на западе и пересекают разлом Хайянь под определенным углом к востоку. По геологическим и геодезическим исследованиям скорость левосдвигового смещения в западном сегменте разлома Хайянь составляет 2–3 мм/год, в средней части разлом достигает 4–6 мм/год, а в районе Люпаньшань (в западной части) — около 2 мм/год (рис. 2.11) (таблица 2.1) [Liu et al., 2022; Huang et al., 2022].

Разлом Люпаньшань является восточной границей гор Цилян. Западная часть разлома пересекается с разломом Хайянь. Простираение разлома Люпаньшань северо-западное длиной около 90 км. Разлом является левосторонним сдвигом и имеет сбросовую компоненту. Скорость

левосдвигового смещения по разлому Люпаньшань составляет 1–3 мм / год (рис. 2.11), а скорость вертикального смещения — около 1 мм / год (таблица 2.1) [Yuan et al., 2004].

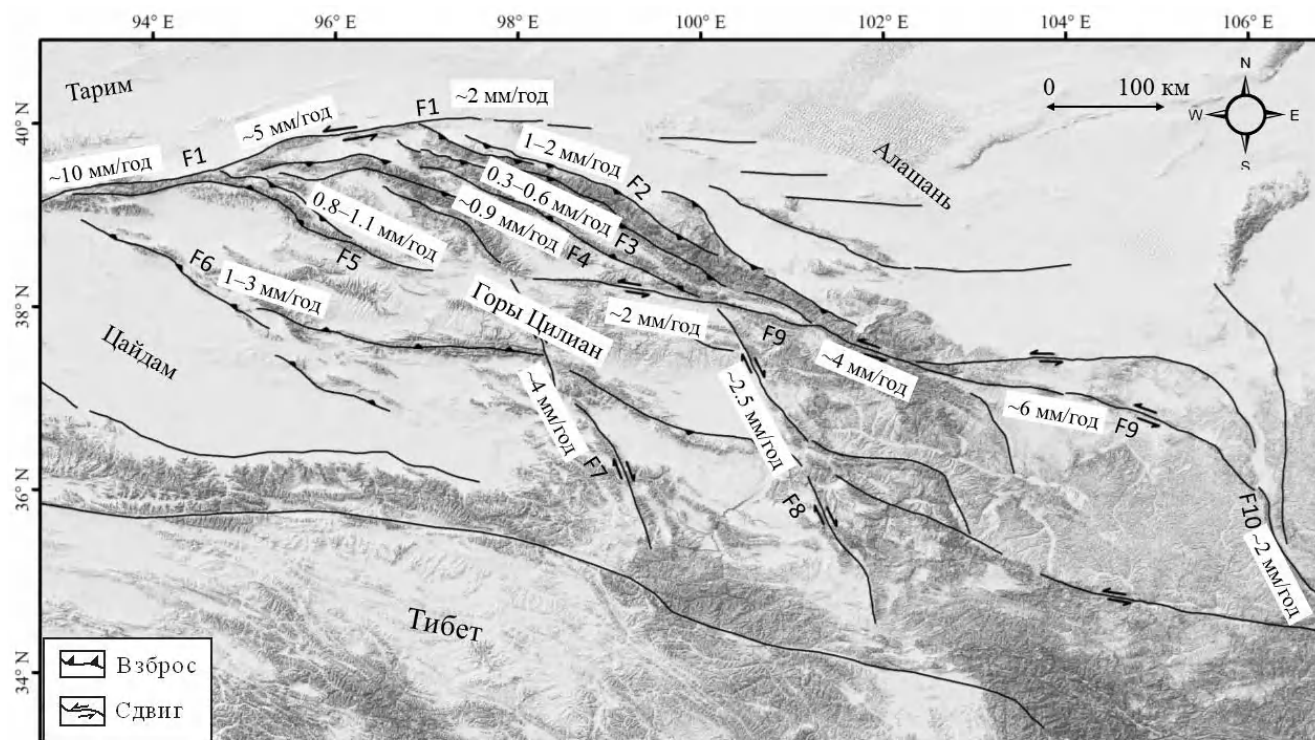


Рис. 2.11. Карта активных разломов в районе гор Цилян и их скорость смещения. Активные разломы: F1 — Алтынтаг; F2 — северный Цилянский; F3 — Чанма; F4 — Шуленаньшань; F5 — Данхэнаньшань; F6 — северный Цайдамский; F7 — Елашань; F8 — Риюешань; F9 — Хайянь; F10 — Люпаньшань.

Разломы западно-северо-западного простирания

Внутри гор Цилян находятся пять крупных разломов в западно-северо-западном направлении (с севера на юг): северный Цилянский, Чанма, Шуленаньшань, Данхэнаньшань и северный Цайдамский (рис. 2.11).

Северный Цилянский разлом разделяет горы Цилян и блок Алашань, а также является северо-восточной границей Тибетского нагорья. Этот разлом имеет надвиговую кинематику. Общее простирание разлома соответствует запад-северо-западному направлению, а общая длина достигает 1000 км. Этот разлом начинается от самого восточного края разлома Алтынтаг на западе и соединяется с разломом Хайянь на востоке. Чэнь и Короновский [2020] по геоморфологическим

методом рассчитали скорость вертикального смещения в западной части Цилианского северного разлома на 1,5–2 мм / года и скорость сокращения земной коры на 1–2 мм / год (рис. 2.11) (таблица 2.1). По данным [Zheng et al., 2009] в восточной и западной части северного Цилианского разлома скорость вертикального смещения составляет около 0,5 мм / год. С позднего плейстоцена скорость вертикального смещения в средней части северного Цилианского разлома составляет ~1,1 мм / год, а скорость сокращения земной коры — 1,3 мм / год (таблица 2.1) [Yang et al., 2018].

Разлом Чанма расположен на севере гор Цилиан. Он является левосторонним сдвигом и имеет взбросовую компоненту. Простирается разлом также соответствует западно-северо-западному направлению, поверхность сместителя наклонена под углом 60°–70° [Luo et al., 2013]. Согласно геоморфологическим особенностям зоны разлома установлено, что скорость левосдвигового смещения западного участка разлома Чанма составляет $1,33 \pm 0,39$ мм / год, среднего участка достигает $3,11 \pm 0,31$ мм / год, а восточного участка — $3,68 \pm 0,41$ мм / год (таблица 2.1) [Luo et al., 2013; Du et al., 2020]. Скорость вертикального смещения западного участка разлома Чанма составляет $0,60 \pm 0,16$ мм / год [Luo et al., 2013], восточного участка — $0,31 \pm 0,06$ мм / год (рис. 2.11) (таблица 2.1) [Чэнь и Короновский, 2020]. Таким образом, можно отметить, что скорость левосдвигового смещения разлома Чанма постепенно увеличивается с запада на восток, а скорость вертикального смещения — постепенно уменьшается.

Разлом Шуленаньшань является важным разломом внутри гор Цилиан, который разделяет центральные и северные горы Цилиан. Западный сегмент разлома Шуленаньшань стыкуется с разломом Алтынтаг и пересекается с разломом Хайянь на востоке. Направление простирания разлома примерно параллельно северному Цилианскому разлому длиной 620 км. По кинематике этот разлом является взбросом с левосдвиговой компонентой. Скорость левосдвигового смещения разлома Шуленаньшань в его западном сегменте составляет 1,4–2,7 мм / год [Shao et al., 2010], а скорость вертикального смещения — $0,9 \pm 0,1$ мм / год (рис. 2.11) (таблица 2.1) [Hu et al., 2021].

Разлом Данхэнаньшань также расположен между южными и центральными горами Цилиан. Он имеет длину около 300 км и простирается в западно-северо-западном направлении. Скорость вертикального смещения разлома составляет 0,8–1,1 мм / год, скорость горизонтального сокращения — 0,5–1,2 мм / год (рис. 2.11) (таблица 2.1) [Shao et al., 2010].

Северный Цайдамский разлом — это региональный разлом, расположенный на севере бассейна Цайдам. Северный Цайдамский разлом также простирается в западно-северо-западном направлении, распространяясь более чем на 600 км. Этот разлом соединяется с разломом Алтынтаг на западе и пересекается с разломом Елашань на востоке. Скорость горизонтального сокращения земной коры разлома с позднечетвертичного периода составляет 1–3 мм / год (рис. 2.11) (таблица 2.1) [Yuan et al., 2013; Shao et al., 2010].

Вторичные разломы северо-северо-западного простирания

Разлом Елашань является основным праводвиговым разломом северо-северо-западного простирания, расположенный во внутренней части гор Цилиан длиной около 210 км. Этот разлом разделяет бассейн Цайдам и Гонхэ. Начиная с позднего плейстоцена, скорость праводвигового смещения разлома Елашань составляет $4,0 \pm 0,9$ мм / год, а скорость вертикального смещения — $0,15 \pm 0,1$ мм / год (рис. 2.11) (таблица 2.1) [Yuan et al., 2011].

Разлом Риюешань расположен в западной части гор Цилиан. Разлом почти параллелен разлому Елашань и простирается в северо-северо-западном направлении длиной около 183 км. Согласно измерениям дислокационной геоморфологической поверхности вблизи разлома установлено, что скорость праводвигового смещения разлома Риюешань составляет $2,4 \pm 0,25$ мм / год, а скорость вертикального смещения — $0,24 \pm 0,14$ мм / год (рис. 2.11) (таблица 2.1) [Li Z. et al., 2018].

Таблица 2.1. Основные активные разломы в горах Цилиан и их скорости смещения

Название разлома	Кинематика разлома	Вертикальная скорость смещения по разлому, мм/год	Горизонтальная скорость смещения по разлому, мм/год
Алтынтаг	Левый сдвиг	—	2–10
Хайянь	Левый сдвиг	—	2–6
Люпаньшань	Взброс с леводвиговой компонентой	~0,9	1–3
Северный Цилианский	Взброс	1–2	—
Чанма	Взброс с леводвиговой компонентой	0,3–0,6	1,5–3,7
Шуленаньшань	Взброс с	~0,9	1,4–2,7

	левосдвиговой компонентой		
Данхэнаньшань	Взброс с левосдвиговой компонентой	0,8–1,1	0,5–1,2
Северный Цайдамский	Взброс	1–3	—
Елашань	Правый сдвиг	0.15	4,0 ± 0,9
Риюешань	Правый сдвиг	0,24 ± 0,14	2,4 ± 0,25

2.5.3. Две модели, отражающие деформацию земной коры гор Цилиан

Анализируя литературные данные установлено, что были предложены две модели для выявления деформации земной коры Тибетского нагорья в результате столкновения Индостана и Евразии. Первая — «Модель утолщения земной коры» предполагает [Molnar et al, 1975; Houseman and England, 1993], что сокращение земной коры поглощается равномерным утолщением и сжатием земной коры внутри блоков и на границах плит (рис. 1.8, б) [Zhang et al., 2004]. Согласно второй модели — «Модель экструзии земной коры» считается [Tapponnier et al, 1976, 1977], что сокращение земной коры в значительной степени компенсируется боковым движением блоков в широтном направлении вдоль пограничных сдвиговых разломов блоков (рис. 1.9) [Zhang et al., 2004; Liu et al., 2022]. Первая модель относится к тектоническим деформациям на южной и северо-восточной окраинах Тибетского нагорья, где широко распространены горы и взбросовые разломы в западно-северо-западном направлении, которые образовались в результате длительного сокращения земной коры с севера на юг. Вторая модель подтверждается свидетельствами с центрального Тибета, где несколько крупномасштабных сдвиговых разломов (например, разлом Цзяли, разлом Сяньшуйхэ) и ряд сбросовых разломов (рис. 1.7), вызванных широтным расширением, считаются последствием экструзии материала земной коры на восток [Zhang et al., 2004]. Первая модель подразумевает, что тектонические деформации и сейсмическая активность в основном широко распространены на границах и внутри блоков, которые характеризуется равномерной деформацией; в то время как вторая модель подчеркивает, что тектоническая активность в основном сосредоточена на границах блоков, а внутри блоков несильная [Liu et al., 2022].

До сих пор неясно соответствуют ли эти две модели деформации также району гор Цилиан.

Предыдущие исследования предполагали [Zhang et al., 2004; Zhang et al., 2013; Chen et al., 2022], что деформация земной коры гор Цилиан может в большей степени соответствовать модели утолщения земной коры из-за обнаружения большого количества сжатых хребтов, бассейнов и взбросовых разломов. Однако изучение этого района показывает, что в этой области также имеется деформация сдвига [Xu et al., 2003; Zhang et al., 2007; Zheng et al., 2013; Liu et al., 2022]. Смещения по крупномасштабным сдвиговым разломам, указывает на то, что в районе гор Цилиан также существует боковое перемещение земной коры вдоль широтного направления, которое соответствует модели экструзии земной коры в широтном направлении.

2.6. Выводы

Определение времени поднятия и процесса подъема в горах Цилиан имеет большое значение для понимания тектонической эволюции Тибетского нагорья. Большинство свидетельств подтверждают мнение о том, что горы Цилиан начали подниматься в среднем и позднем миоцене (14–8 млн. лет), что намного позже, чем время начала столкновения Индии с Евразией (65–60 млн. лет). Кроме того, данные седиментологии, низкотемпературной термохронологии и смещения по активным разломам показывают, что поднятие гор Цилиан является процессом расширения с юга на север.

Коллизия Индостана и Евразии привела к значительному сокращению земной коры и деформации сжатия в горах Цилиан. Согласно данным GPS, современная скорость сокращения земной коры гор Цилиан составляет 5–8 мм / год, которая поглощается крупными зонами разломов и складок, расположенных на краю и внутри гор Цилиан. Большое количество взбросовых разломов показывают, что в горах Цилиан преобладает деформация сжатия земной коры. Существование крупномасштабных сдвиговых разломов свидетельствует о том, что в этой области также имеется сдвиговая деформация.

Глава 3. Методы и материалы исследования¹

3.1. Интерпретация сейсмических, структурных и геодезических данных

Сейсмическая активность тесно связана с региональными тектоническими структурами. Историческое сейсмическое распределение может быть использовано для изучения региональной деформации земной коры. Для этого проводятся различные анализы и моделирование, которые позволяют определить тектонические структуры и процессы, приводящие к деформации земной коры. Один из способов изучения региональной деформации земной коры с помощью исторического сейсмического распределения — это создание карт, показывающих места возникновения землетрясений в течение определенного периода времени [Zhang et al., 2013]. Эти карты могут помочь выявить зоны с высокой сейсмической активностью и понять, как изменяется деформация коры со временем.

Решения фокальных механизмов (РФМ) также отражают деформационные характеристики региональной земной коры. РФМ является результатом математической обработки данных землетрясения, полученных в результате измерений сейсмических волн, записанных на приборах в разных точках Земли. Из этих данных можно определить ориентацию трех осей главных напряжений, которые определяют направления наибольшего и наименьшего осевых напряжений, а также вертикального направления [Zhang et al., 2013]. Таким образом, РФМ представляет собой ценный способ для изучения деформационных характеристик земной коры и позволяет определить тип тектонических структур, приводящих к возникновению землетрясений.

¹ При подготовке данного пункта диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московской государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Chen Zhidan, Xu Wenbin, Liu Rui, Li An, Koronovsky N. V.** Tectonic Deformation of the Western Qilian Shan in Response to the North–South Crustal Shortening and Sinistral Strike-Slip of the Altyn Tagh Fault Inferred From Geomorphologic Data // *Frontiers in Earth Science*. 2022. 10:808935. Scopus (1,09 п.л., личный вклад автора — 70%, SJR 1,027)
2. **Liu Rui, Li An, Zhang Shimin, Guo Changhui, Chen Zhidan.** A NW-striking dextral strike-slip fault at the eastern end of the Altyn Tagh fault and its tectonic implications for northernward growth of the Tibetan Plateau // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. Vol. 188. P. 1–15. Scopus (0,86 п.л., личный вклад автора — 30%, SJR 1,123)
3. **Liu Rui, Li An, Zhang Shimin, Chen Zhidan, Guo Changhui.** The late quaternary tectonic deformation revealed by the terraces on the Baiyang River in the northern Qilian Mountains // *Dizhen Dizhi*. 2017. Vol. 39. №. 6. P. 1237–1255 (in Chinese with English abstract). Scopus (1,09 п.л., личный вклад автора — 30%, SJR 0,381)

В этой работе собраны сейсмические данные с магнитудой более трех в горах Цилиан с 2009 по 2021 годы (Приложение 1) и построены решения механизмов очагов землетрясений в программе GMT [Wessel et al., 2019]. Сначала сейсмические данные накладываются на топографическую карту в соответствии с магнитудой землетрясения. Затем, в соответствии с программным кодом, предоставленным в GMT, сейсмические параметры выражаются в виде шарового механизма очагов землетрясений [<https://docs.gmt-china.org/>]. Данные о землетрясениях и фокальных параметрах загружаются из национального центра обработки данных о землетрясениях в Китае (Приложение 1) [<https://data.earthquake.cn/>].

Кинематика разломов может отражать деформационные характеристики региональной земной коры, так как разломы являются результатом движения тектонических плит и деформации коры. Разломы могут формироваться как в результате сжимающих напряжений (например, при подъеме горных цепей), так и при растягивающих напряжениях (например, на континентальном шельфе). Кинематическая информация о разломах включает их геометрию, поведение и скорость смещения и другие параметры, которые, в свою очередь, могут отражать деформационные характеристики региональной земной коры и напряженно-деформационное состояние [Zhang et al., 2013]. Скорость смещения разломов является ключевым параметром, который может отражать не только интенсивность разлома, но и региональную деформацию и сейсмическую опасность [Hetzel, 2013]. В данной работе собраны данные о геометрии разломов и скорости смещения основных активных разломов в горах Цилиан. Региональные активные разломы получены от Центра обработки данных сейсмоактивных исследований разломов Китая [www.activefault-datacenter.cn/map].

Глобальная система позиционирования (GPS), которая является одним из видов космических геодезических инструментов, обеспечивает количественные данные по движению земной коры и успешно применяется для мониторинга деформаций земной коры во многих активных тектонических зонах на Земле [Kreemer et al., 2014]. С начала 1990-х годов мониторинг деформации земной коры с помощью GPS проводится на Тибетском плато и смежных регионах [Gan et al., 2007; Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004]. В частности, создание Китайской сети наблюдения за движением земной коры (CMONOC: Crustal Movement Observation Network of China)

позволило осуществить масштабный мониторинг деформации земной коры на всей территории континентального Китая [Wang and Shen, 2020]. В данном исследовании были собраны данные наблюдений GPS в районе гор Цилиан и прилегающих территориях, полученные в период с 1998 по 2015 годы в рамках проектов CMONOC I/II (рис. 3.1) [Zheng et al., 2017]. Построение или визуализация поля скорости движения осуществлялись в программе GMT [https://docs.gmt-china.org/]. Далее на основе данных GPS и поля скорости движения земной коры были проанализированы распределение деформаций земной коры и неотектоническая деформация в горах Цилиан.

Путем анализа сейсмических, структурных и GPS данных анализируются характеристики неотектонической деформации гор Цилиан. Кроме того, было выявлено пространственное изменение движения земной коры в горах Цилиан по данным GPS.

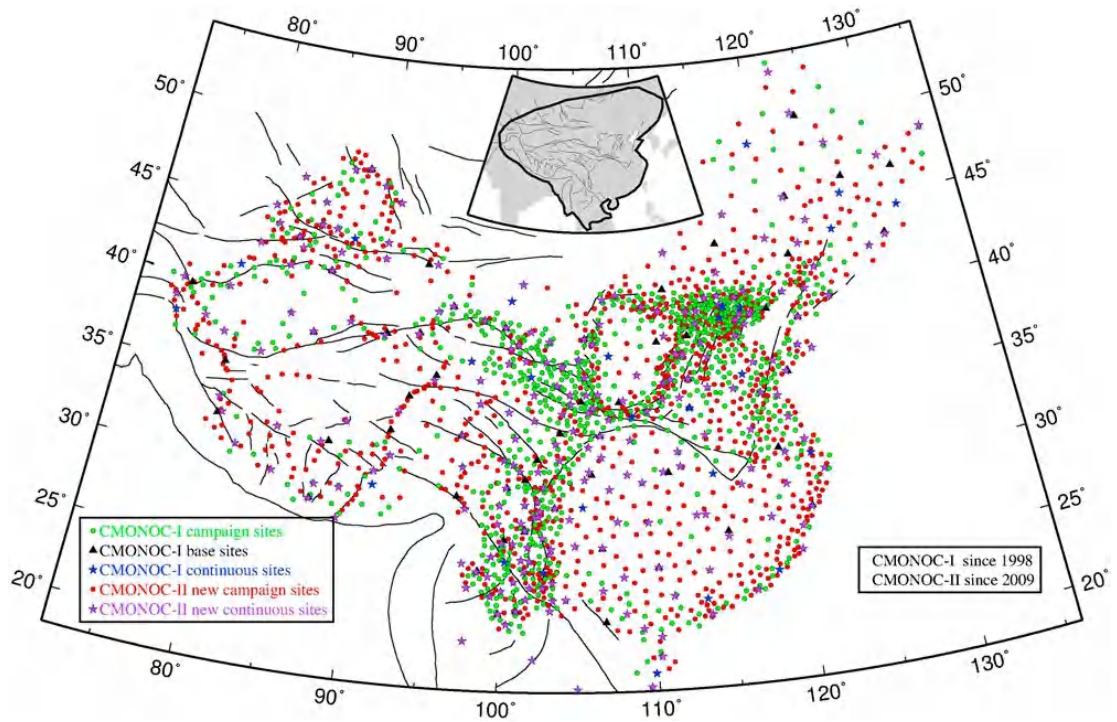


Рис. 3.1. Карта местоположения станций GPS проектов CMONOC-I/II [Zheng et al., 2017].

3.2. Полевые исследования в двух ключевых районах

Для проверки характеристик неотектонической деформации гор Цилиан было выбрано два важных района для проведения полевых исследований — бассейн реки Байян на западе гор Цилиан и район гор Лаохушань на востоке гор Цилиан (рис. 3.2). В этих двух районах расположены

репрезентативные активные разломы, которые могут отражать региональную деформацию земной коры.

С помощью данных дистанционного зондирования и полевых исследований были первоначально определены местоположения активных разломов в исследуемой области. Затем, на основе геологических признаков определены основные параметры разломов и их поведение смещения. После выполнены высокоточные геоморфологические измерения высотных отметок рельефа в ключевых областях (рис. 3.2).

Для определения кинематики активных разломов используются геологические и геоморфологические признаки. Геологические и геоморфологические признаки, которые могут указывать на активность разлома, в основном включают: 1) участки горных пород, находящиеся на разных сторонах разлома, имеют сильно отличающуюся форму и расположение; 2) наличие трещин, которые простираются вдоль разлома; 3) смещение слоев горных пород на разных сторонах разлома; 4) отложения грунта на поверхности разлома, который может указывать на то, что разлом был активен в недавнем прошлом; 5) изменение направления русла реки или потока на месте пересечения с разломом; 6) обрывы на склонах гор, которые образуются в результате движения горных пород по разлому.

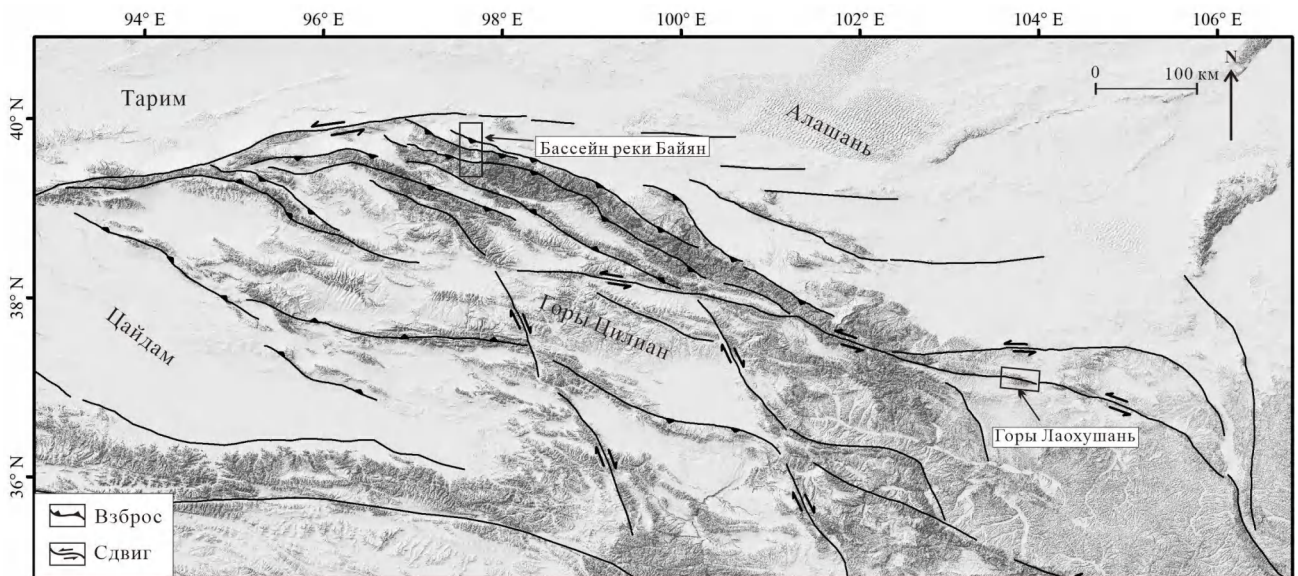


Рис. 3.2. Тектоническая карта гор Цилян. Прямоугольниками показаны районы полевых исследований.

3.3. Структурно-геоморфологический анализ рельефа

Структурно-геоморфологический анализ рельефа является одним из методов исследования геологической и тектонической структуры земной коры. Он основывается на изучении форм рельефа и их связи с геологическими и тектоническими процессами. Данный метод начинается с изучения основных элементов рельефа: склоны, долины и горных хребтов. Затем производится подробный анализ этих элементов, на основании которого делается вывод о структуре и тектонике геологических объектов.

Геоморфологические признаки могут качественно отражать поднятие и неотектоническую деформацию орогенного пояса. Например, уклон и экспозиция склона являются основными параметрами, которые используются для изучения характеристик рельефа и его изменений. Поднятие земной коры ведет к образованию высоких горных хребтов и плато, которые имеют большой уклон и вертикальную экспозицию склона, тогда как низины и депрессии имеют меньший уклон и более горизонтальную экспозицию склона. Неотектоническая деформация также может привести к изменению уклона и экспозиции склона, в результате сдвигов и смещений блоков вдоль разломов и других зон деформации. Такие изменения могут быть заметны на поверхности земли в виде скальных выходов, срезов, осыпей и других геоморфологических форм.

Геоморфологический анализ в районе гор Цилиан был проведен с использованием инструмента ArcGIS "Slope" (Наклон). Этот инструмент используется для расчета углов наклона поверхности на основе цифровой модели рельефа. Данный инструмент может быть полезен при анализе ландшафта и определении топографических характеристик местности. В этой работе построена карта склонов на основе данных DEM с точностью до 30 м. В результате получена карта наклона гор Цилиан в программе ArcGIS (рис. 4.2). Кроме того, для западной части гор Цилиан созданы два топографических профиля (рис. 5.2), проходящих через основные горные хребты. Данные DEM загружены из Geospatial Data Cloud (www.gscloud.cn).

Геоморфологические особенности речных долин позволяют определить позднечетвертичную тектоническую деформацию зоны разломов и складок, основываясь на анализе формы русел рек и их отношения к рельефу окружающей местности [Hetzl, 2013]. Речные террасы — это плоские участки, образующиеся вдоль берегов реки. Они напоминают лестницу, состоящую из нескольких

плоскостей с крутыми склонами между ними. Новый врез возникает из-за изменения базиса эрозии. Когда река протекает через определенную территорию, она постоянно эродировывает и транспортирует грунт, камни и другие материалы, а затем откладывает их на дне русла реки. Поскольку скорость течения реки разная, высота дна русла также различна. Когда образуются речные террасы, они могут сохраняться на поверхности в течение длительного времени. Однако, перемещения активных разломов вызывают разрушение и деформацию речных террас. Например, движение взброса вызывает вертикальное смещение террас, а движение сдвига — горизонтальное смещение (рис. 3.2). По измерению перемещений речных террас и определению их возраста можно количественно оценить скорость смещения по активным разломам [Hetzel, 2013].

В данной работе в основном рассматривается деформация речных террас реки Байян в западной части гор Цилян. Путем измерения перемещения террас реки Байян количественно проанализированы характеристики тектонической деформации разломов и складок в западной части гор Цилян. Аналогичным образом, мы провели полевое исследование и получили речную геоморфологическую съемку в средней части разлома Хайянь на востоке гор Цилян. В результате съемки местности с беспилотных летательных аппаратов получены данные DEM с точностью до сантиметра. Также проведены измерения смещения и датирования речных террас. На основе смещения и хронологических данных рассчитана скорость смещения активных разломов с позднечетвертичного периода.

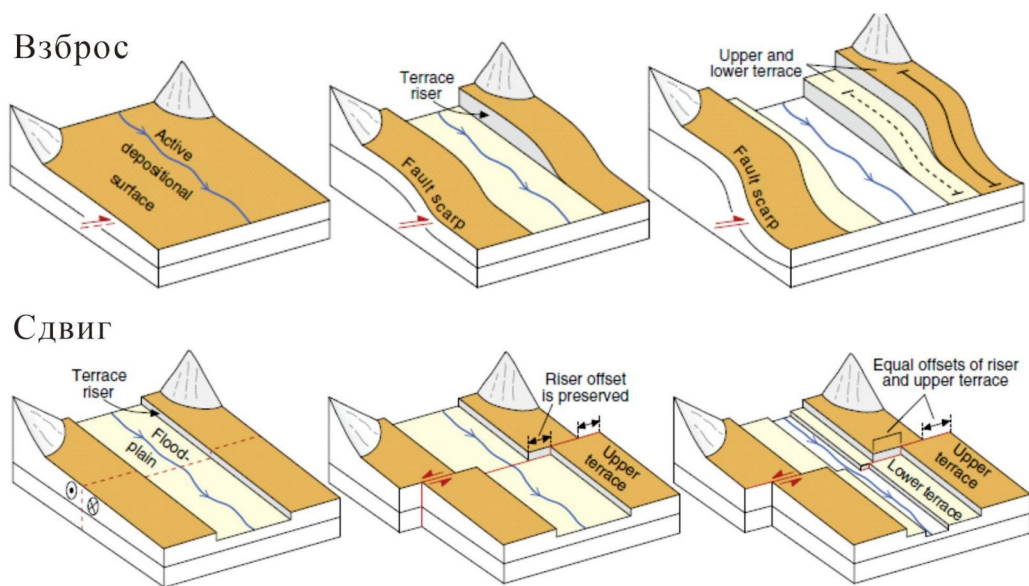


Рис. 3.3. Деформация террас, вызванная смещением по разломам разной кинематики [Hetzel, 2013 с

дополнениями].

3.4. Определение возраста речных террас

Возраст террас является ключевым параметром для расчета скорости смещения по разлому. В данной работе для определения возраста террас используются два метода: люминесцентное датирование (Luminescence dating) и космогенное нуклидное датирование (Cosmogenic nuclide dating, ^{10}Be) [Liu et al., 2020].

Фотолюминесцентное датирование (OSL). После захоронения минеральные частицы в осадке поглощают энергию, излучаемую окружающими радиоактивными элементами, которая увеличивается со временем. Количество энергии излучения, запасенной в минеральных частицах, можно измерить с помощью лучевой или тепловой стимуляции в лаборатории и сравнить со стандартной скоростью накопления энергии с целью получить время, за которое минеральные частицы были захоронены под землей [Zhang et al., 2015]. Фотолюминесцентное датирование может быть использовано для определения возраста террас, если на их поверхности содержатся минералы, такие как кварц или фельдспат, которые были нагреты в прошлом до высоких температур. Когда эти минералы подвергаются радиационному воздействию, они начинают накапливать энергию, которая потом может быть измерена в лаборатории с помощью фотолюминесцентных методов. Для датирования террас методом фотолюминесценции необходимо извлечь образцы минералов с их поверхности и провести анализ с помощью специализированных приборов. В этой работе используется этот метод для измерения возраста речных террас в бассейне реки Байян [Liu et al., 2020].

Космогенное нуклидное датирование (^{10}Be) — это метод, который используется для определения возраста террас на основе измерения концентрации космогенных нуклидов в минералах, находящихся на поверхности террас [Hetzl, 2013]. Космогенные нуклиды образуются в результате взаимодействия космических лучей с атомами в атмосфере и на поверхности Земли. Когда горные породы или минералы находятся на поверхности, они подвергаются постоянной бомбардировке космическими лучами, которые могут изменять количество космогенных нуклидов в этих материалах. Метод космогенного нуклидного датирования измеряет количество космогенных нуклидов, которые накапливаются в материалах на протяжении времени, что может

быть использовано для определения возраста террас. По количеству нуклида в отложениях можно определить продолжительность нахождения пород на земной поверхности [Kong, 2002]. Было измерено содержание нуклида ^{10}Be в горных породах на севере разломов Юмен, Байнан и Хайянь, в результате чего был получен возраст формирования речных террас [Liu et al., 2020; Liu et al., 2022].

Образцы OSL были собраны в осадочных отложениях, образовавших геоморфологическую поверхность. Чтобы избежать нарушений, связанных с процессами на поверхности, и чтобы обеспечить взятие образцов из оригинальных осадочных слоев, позиция для их взятия была определена на определенной глубине под поверхностью. Все образцы OSL были протестированы в ключевой лаборатории динамики земной коры Института динамики земной коры Администрации землетрясений КНР в Пекине (the Key Laboratory of Crustal Dynamics, Institute of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration). Космогенное нуклидное датирование может использоваться для оценки возраста поверхностей террас путем расчета из измеренной концентрации космогенного нуклида и местной скорости его образования в определенном минерале [Liu et al., 2020; Hetzel, 2013]. В данном исследовании мы собрали более 100 образцов кварцевых гравиев с самых плоских и высоких частей хорошо сохранившихся поверхностей, вдали от вымытых желобов и ручьев. Диаметр образцов составлял около 2 см и варьировал от 1 до 4 см. Затем образцы были обработаны в лаборатории динамики земной коры Института динамики земной коры Администрации землетрясений КНР в Пекине и протестированы в Центре ускорительной масс-спектрометрии Сианя (ХААМС). Результаты датирования и дополнительная информация представлены в таблицы 5.1, 5.2 и 6.1.

Глава 4. Сейсмичность, активные разломы и поле скоростей GPS гор Цилян²

По особенностям рельефа и тектонической деформации региона, горы Цилян делятся на две части: западную и восточную (рис. 4.1). Их разделяют разломы Элашань и Хайянь (рис. 2.1). Западная часть гор Цилян состоит из множества компрессионных горных хребтов и бассейнов, и связанных с ними складок западно-северо-западного простирания. Восточная часть гор Цилян характеризуется меньшим числом горных хребтов и наличием сдвиговых разломов (рис. 2.10). Учитывая местоположение региональных разломов и особенности распространения литологических разностей, горы Цилян разделены на десять субблоков: Коридор Хэси, Северный Цилянский, Центральный Цилянский, Южный Цилянский, Цинхайху, Гонхэ, Синин, Тунсин, Ланьчжоу, Ганьнан. В состав западных гор Цилян входят блоки Коридор Хэси, Северный Цилянский, Центральный Цилянский, Южный Цилянский, в состав восточных гор Цилян — блоки Цинхайху, Гонхэ, Синин, Тунсин, Ланьчжоу и Ганьнан (рис. 4.1) [Hu et al., 2021; Li et al., 2018]. В этой работе для оценки неотектонической деформации гор Цилян проанализированы материалы о сейсмичности региона, активных разломах и данных GPS.

² При подготовке данного пункта диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московской государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Chen Zhidan, Xu Wenbin, Liu Rui, Li An, Koronovsky N. V.** Tectonic Deformation of the Western Qilian Shan in Response to the North–South Crustal Shortening and Sinistral Strike-Slip of the Altyn Tagh Fault Inferred From Geomorphologic Data // *Frontiers in Earth Science*. 2022. 10:808935. Scopus (1,09 п.л., личный вклад автора — 70%, SJR 1,027)
2. **Yang Haibo, Li An, Cunningham Dickson, Yang Xiaoping, Zhan Yan, Chen Zhidan, Hu Zongkai, Zuo Yuqi, Sun Xiangyu, Tang Ruoni.** An evolving lithospheric-scale wrench fault system along the eastern end of the Altyn Tagh Fault: Kinematics and Quaternary Activity of the Heishan fault system, western China // *Tectonics*. 2023. Vol. 42. №. 3. 2023TC007764. Scopus (1,61 п.л., личный вклад автора — 20%, SJR 1,962)
3. **Chen Zhidan.** The seismogenic characteristics of the 2022 Mw6.7 Menyuan earthquake and its implications for tectonic deformation in the northeastern margin of the Tibetan Plateau // *Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2022»*, Москва. 2022. С. 24. (личный вклад автора — 100%)
4. **Чэнь Чжидань.** Поднятие и характеристики тектонических деформаций гор Цилян (северо-восточная окраина Тибета) // *Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2021»*, Москва. 2021. С. 21. (личный вклад автора — 100%)

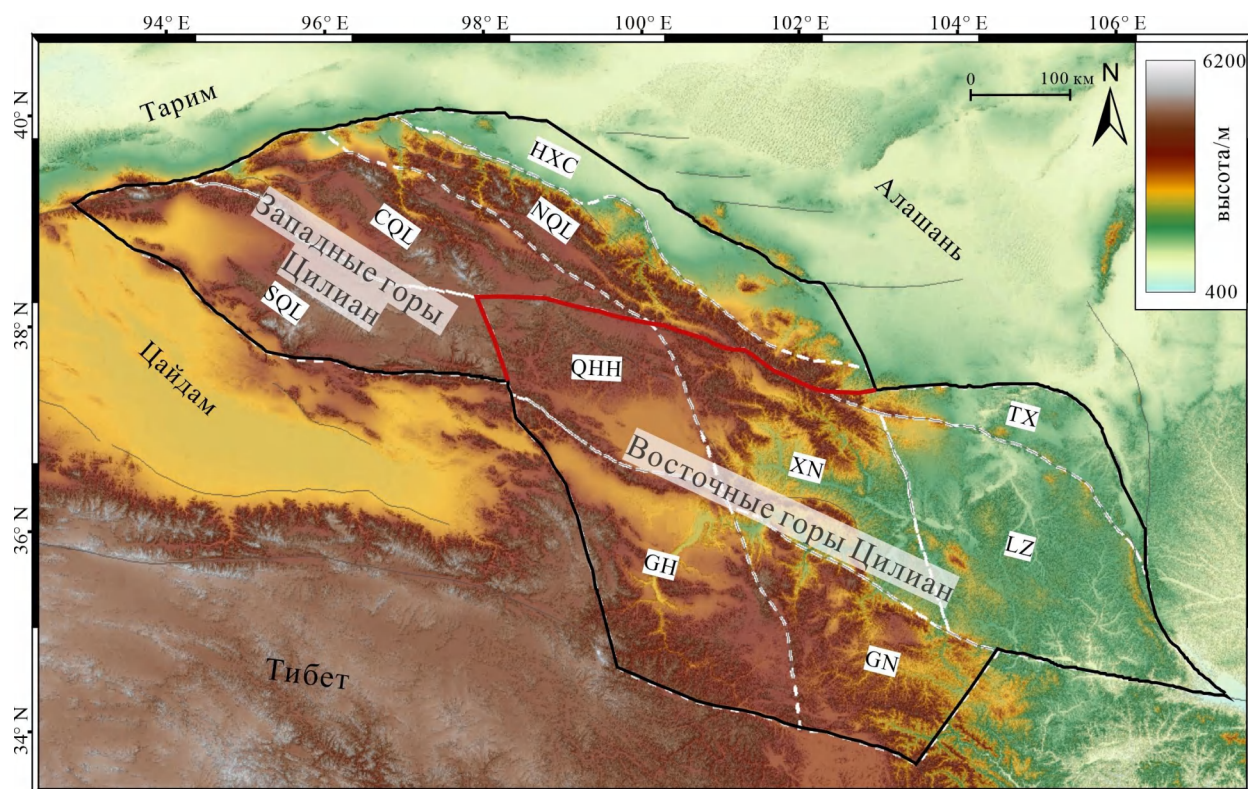


Рис. 4.1. Субблоки гор Цилян [Hu et al., 2021; Li et al., 2018 с дополнениями]. Черные линии обрамляют изучаемую зону. Серые линии соответствуют местоположению основных активных разломов в этом регионе. Красная линия обозначает границу между западными и восточными горами Цилян. Белые пунктирные линии — границы блоков. Названия блоков: HXC — Коридор Хэси; NQL — Северный Цилянский; QNL — Центральный Цилянский; SOL — Южный Цилянский; QNH — Цинхайху; GN — Гонхэ; XN — Синин; TX — Тунсин; LZ — Ланьчжоу; GN — Ганьнан.

4.1. Геоморфология гор Цилян

Рельеф является результатом совместного влияния тектоники, эрозии и климата. Геоморфологические признаки (такие как уклон и экспозиция склона) могут качественно отражать пространственные различия в региональных характеристиках тектонических деформаций и их интенсивности. В ходе работы построена карта склонов гор Цилян на основе данных DEM с точностью до 30 м. Прежде чем анализировать пространственные изменения наклона местности, необходимо определить систему классификации склонов. В работе использовалась классификация, разработанная «Комитетом геоморфологических исследований и картографирования

Международного географического союза»: 0° – $0,5^{\circ}$ — равнинная поверхность, $0,5^{\circ}$ – 2° — пологий склон, 2° – 5° — умеренный склон, 5° – 15° — крутой склон, 15° – 35° — очень крутой склон, 35° – 55° — утёс и 55° – 90° — вертикальная стенка [Chu, 2015]. На карте склонов (рис. 4.2) значения величины уклонов отмечены разными цветами, чтобы продемонстрировать пространственные изменения склонов.

Наиболее типичной геоморфологической особенностью гор Цилиан является существование сжатых горных хребтов, ориентированных в западно-северо-западном направлении (рис. 4.2). Общее простирание гор Цилиан — северо-западное. Оно перпендикулярно направлению, в котором Индостан и Евразия сталкиваются друг с другом. Это указывает на то, что сокращение земной коры, вызванное коллизией плит, является непосредственной причиной поднятия гор Цилиан. Карта склонов показывает, что в западных горах Цилиан больше сжатых гор, чем в восточных горах Цилиан. В северной части гор Цилиан развит высокогорный рельеф, а в южной части — более равнинный рельеф.

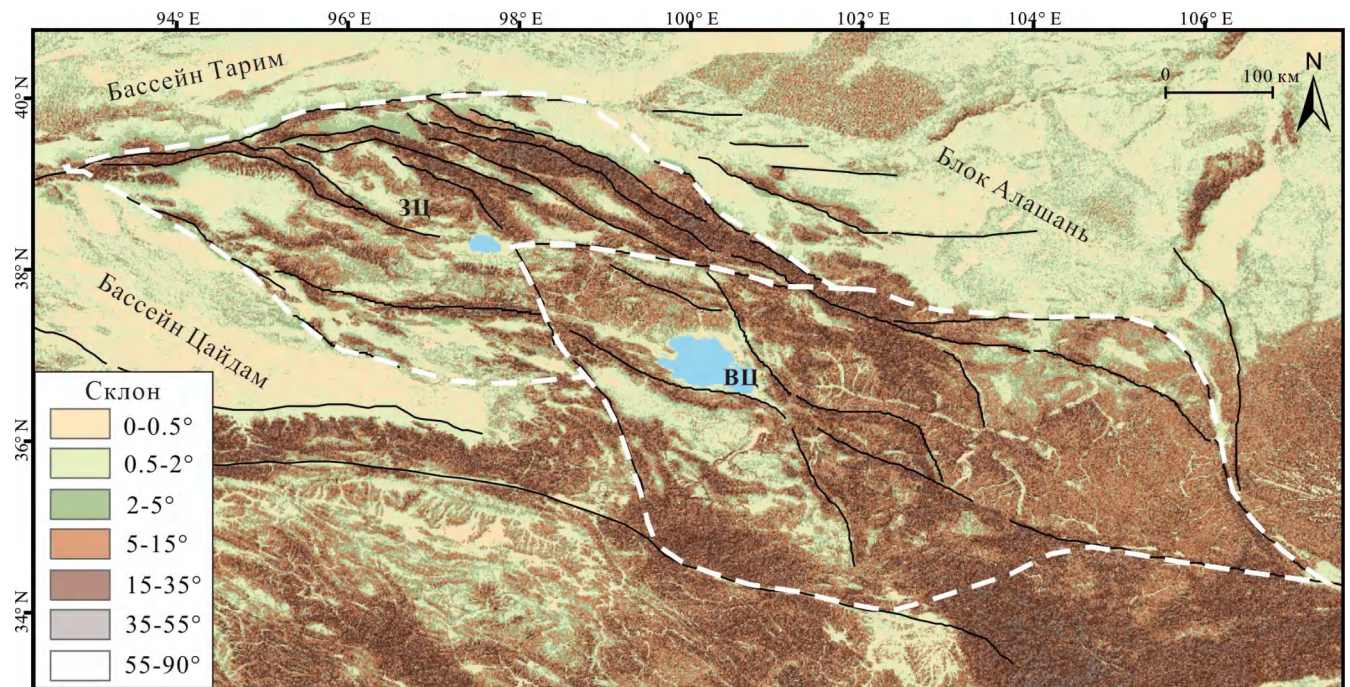


Рис. 4.2. Карта крутизны склонов гор Цилиан. Чёрные линии — основные активные разломы в этом районе. ЗЦ — западные горы Цилиан; ВЦ — восточные горы Цилиан. Цветом показаны углы наклона поверхности рельефа.

4.2. Сейсмическая активность в районе гор Цилян

Анализ сейсмических событий и решения механизмов очагов землетрясений в горах Цилян показывают, что сейсмическая активность в этом районе неоднородна. Количество землетрясений в западных горах Цилян гораздо выше, чем в восточных горах (рис. 4.3). В западных горах Цилян преобладают компрессионные землетрясения, сдвиговые встречаются реже (рис. 4.3). Сейсмическая активность в этом районе распределена относительно равномерно. Землетрясения отмечаются как на границе, так и внутри блока и проявляется в виде равномерной деформации пород.

В восточных горах Цилян преобладают сдвиговые землетрясения. Сейсмическая активность в основном сконцентрирована по периферии блоков и приурочена к разломным зонам (Хайюань, Юла и др.), внутри блоков она относительно слабая. Для разлома Хайянь, расположенного на севере восточных гор Цилян, характерны умеренно-сильные землетрясения (рис. 4.3). Согласно сейсмологическим исследованиям, почти все сильные землетрясения магнитудой 7 и выше в районе гор Цилян тяготеют к разлому Хайянь. Например землетрясение Хайянь магнитудой 8.5 и землетрясение Гулан магнитудой 8.0 [Liu et al., 2007].

В западных горах Цилян широко распространены взбросы в западно-северо-западном направлении, и данное количество взбросов значительно больше, чем в восточных горах Цилян (рис. 4.3). Эти взбросы совпадают с полосчатыми горами в западных горах Цилян и являются основным проявлением сокращения земной коры в этом регионе. Сдвиги в восточных горах Цилян в основном распределены по границам блоков (рис. 4.3).

Пространственные различия в сейсмической активности в горах Цилян указывают на то, что западная область гор Цилян в основном характеризуется деформацией сжатия, а восточная область — деформацией сдвига.

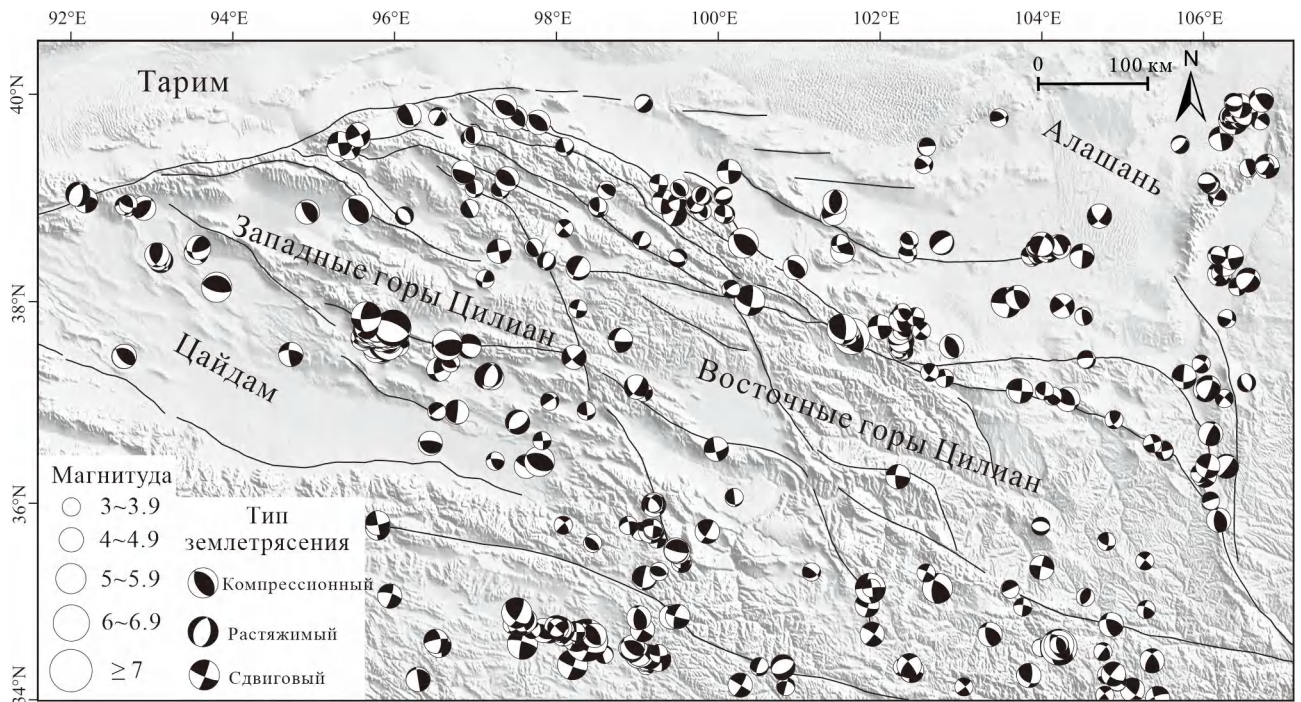


Рис. 4.3. Карта эпицентров землетрясений и решения механизмов очагов землетрясений в горах Цилян. Сейсмические данные взяты из национального центра обработки данных о землетрясениях в Китае [data.earthquake.cn]. Решения механизмов очагов землетрясений построены в программе GMT [www.globalcmt.org].

4.3. Распределение активных разломов в горах Цилян

В горах Цилян существует две группы разломов. Одна группа — это разломы в западно-северо-западном направлении, которая включает множество взбросовых разломов. Другая группа — это сдвиговые разломы в северо-северо-западном направлении, которые расположены под определенным углом к направлению основной тектонической линии (рис. 4.4). Местоположение региональных активных разломов получено из Центра обработки данных сейсмоактивных исследований разломов Китая [www.activefault-datacenter.cn/map].

Согласно данным активных разломов в районе гор Цилян, большинство взбросовых разломов находится в западных горах Цилян (рис. 4.4), включая северный Цилянский, Чанма, Шуленаньшань, Данхэнаньшань, северный Цайдамский. Взбросовая активность этих разломов показывает, что западные горы Цилян в основном характеризуется деформацией сжатия, что согласуется с характеристиками сейсмических данных (рис. 4.3). В восточных горах Цилян также

существует несколько взбросовых разломов, но количество и масштаб этих разломов значительно меньше, чем в западных горах Цилиан. Изучения активных разломов показывают (рис. 2.11) [Yang et al., 2018, 2023; Luo et al., 2013; Hu et al., 2021; Yuan et al., 2003; Shao et al., 2010; Chen et al., 2022], что сокращение земной коры западных гор Цилиан равномерно распределено по этим взбросам, поскольку скорости смещения этих разломов не сильно отличаются.

В отличие от плотно распределенных взбросовых разломов в западных горах Цилиан, в восточных горах Цилиан существует ряд крупномасштабных сдвиговых разломов (рис. 4.4), таких как разлом Хайянь, Елашань, Риюешань и Сицинлин. Эти сдвиговые разломы также являются основными структурами, вызывающими землетрясения в районе восточных гор Цилиан. Сдвиговые землетрясения и эти сдвиги совместно подтверждают, что земная кора восточных гор Цилиан в основном деформируется сдвигом (рис. 4.3, 4.4). Исторические исследования показали [Yuan et al., 2004; Li et al., 2018; Pan et al., 2020; Liu et al., 2022], что эти сдвиговые разломы имеют относительно высокую скорость и являются важными областями для накопления энергии и провоцирования землетрясений. Данные сейсмической активности и активных разломов в горах Цилиан находятся в согласии с деформацией сжатия в западных горах Цилиан и деформацией сдвига в восточных горах Цилиан.

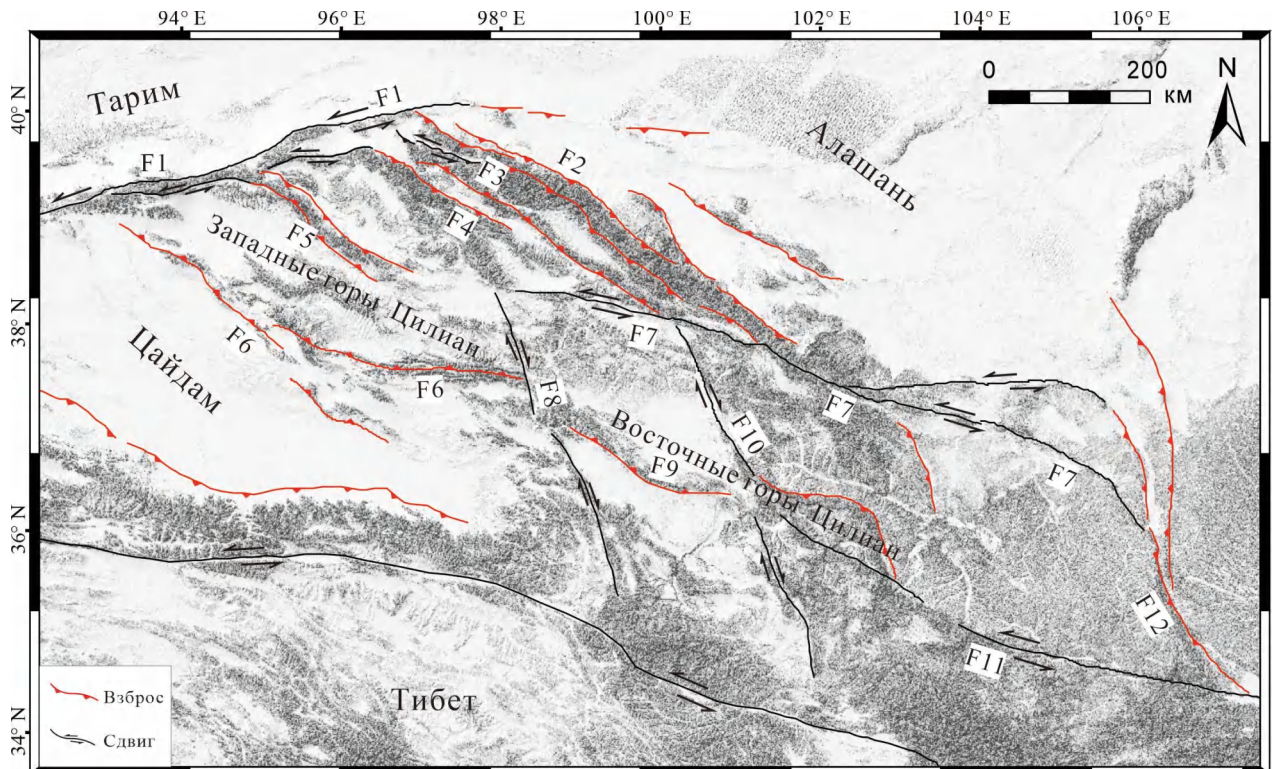


Рис. 4.4. Карта распределения активных разломов в горах Цилиан. F1—Алтынтаг; F2—северный Цилианский; F3—Чанма; F4—Шуленаньшань; F5—Данхэнаньшань; F6—северный Цайдамский; F7—Хайянь; F8—Елашань; F9 —Цинхай-Наньшань; F10—Риюешань; F11 —Сицинлин; F12 —Люпаньшань [www.activefault-datacenter.cn/map].

4.4. Поле скоростей движения земной коры гор Цилиан по данным GPS

Данные GPS позволяют выявить неотектоническую деформацию Тибетского нагорья. Согласно полю скоростей движений земной коры по GPS для западных гор Цилиан характерно сокращение земной коры в северо-северо-восточном направлении, для восточных гор отмечается движение земной коры на восток с вращением по часовой стрелке (рис. 4.5, а). В западных горах Цилиан величина вектора скорости GPS значительно уменьшается, а направление остается не измененным. В восточных горах Цилиан величина вектора скорости GPS также значительно уменьшается, а направление изменяется — вращается по часовой стрелке (рис. 4.5, а).

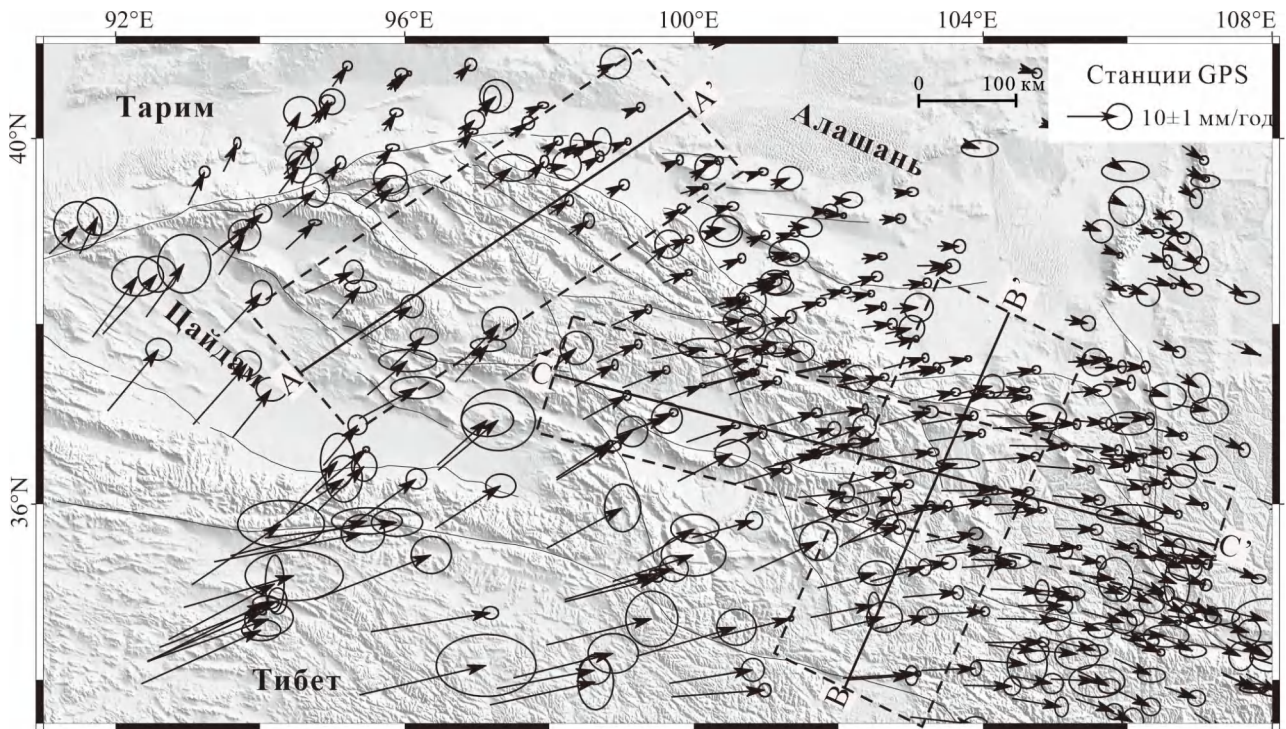


Рис. 4.5. Карта поля скоростей движения земной коры гор Цилиан по данным GPS, взятым из проекта CMONOC (Crustal Movement Observation Network of China).

Чтобы представить скорость движения земной коры, построены три профиля скоростей в

горах Цилян — профили А-А', В-В' и С-С' (рис. 4.6). Профиль А-А' показывает, что составляющая скорости в направлении $S30^{\circ}E$ в западных горах Цилян линейно уменьшается с юга на север. Составляющая скорости $S30^{\circ}E$ на юге Цилян достигает 8–10 мм/год, на севере Цилян уменьшается до 2–3 мм/год. Таким образом, скорость сокращения земной коры западных гор Цилян составляет 5–7 мм/год, что согласуется с предыдущими результатами (рис. 4.6, а) [Zhang et al., 2004; Zheng et al., 2017; Wang et al., 2020]. Профиль В-В' показывает, что составляющая скорости вдоль направления $S20^{\circ}E$ в восточных горах Цилян уменьшается меньше по сравнению с западными горами Цилян. Составляющая скорости вдоль направления $N20^{\circ}E$ в южной части профиля составляет 5–7 мм/год (рис. 4.6, б), но в северной части составляет 3–4 мм/год. Скорость сокращения земной коры в восточных горах Цилян составляет 2–3 мм/год, которая соответствует примерно половине скорости сокращения земной коры западных гор Цилян.

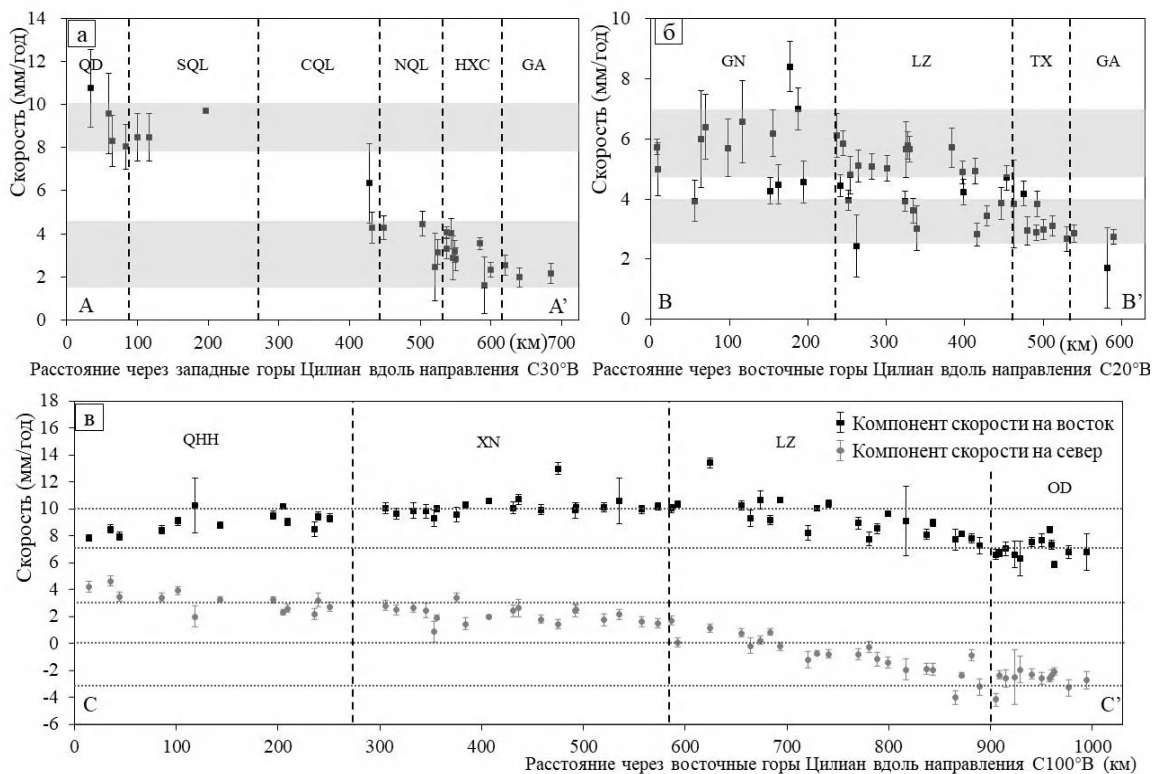


Рис. 4.6. Профили скорости GPS через горы Цилян. (а) Профиль А-А' через западные горы Цилян вдоль направления $S30^{\circ}E$. (б) Профиль В-В' через восточные горы Цилян вдоль направления $S20^{\circ}E$. (в) Профиль С-С' через восточные горы Цилян вдоль направления $S100^{\circ}E$. Векторы скорости в профили С-С' разделяются на компоненты скорости на север и на восток.

Расположение профилей показано на рис. 4.5. Названия блоков: QD–блок Цайдам; SQL–Южный Цилянский блок; CQL–Центральный Цилянский блок; NQL–Северный Цилянский блок; НХС–блок Коридор Хэси; GA–блок Алашань; GN–блок Ганьнан; LZ–блок Ланьчжоу; TX–блок Тунсин; QNH–блок Цинхайху; XN–блок Синин; OD–блок Ордос.

Хотя скорость сокращения земной коры в восточной части гор Цилян меньше, чем в западной части, поле скоростей GPS показывает заметное движение земной коры на восток и ее вращение по часовой стрелке в восточной части гор Цилян. Поэтому был создан профиль С-С' примерно в широтном направлении через восточные горы Цилян, где векторы скорости GPS разложены на две компоненты: скорость на восток и скорость на север (рис. 4.6, в). Компонента скорости на восток изменяется в пределах 8-10 мм/год (рис. 4.6, в). По сравнению со скоростью движения земной коры на восток в северном блоке Алашань в 2–3 мм/год (рис. 4.5), установлено, скорость движения восточных гор Цилян на восток составляет 5–7 мм/год. Компонента скорости на север показывает вращение земной коры по часовой стрелке. В блоке Цинхайху она составляет 3–4 мм/год, в блоке Синин — 0–2 мм/год в (рис. 4.6, в). Затем в блоке Ланьчжоу компонента скорости на север становится отрицательной и изменяется от -2 до -3 мм/год (рис. 4.6, в). Изменение компоненты скорости в северном направлении указывает на очевидное вращение земной коры по часовой стрелке, происходящее в восточной части гор Цилян.

Поле скоростей движений GPS показывает, что деформация земной коры западных гор Цилян характеризуется сжатием земной коры в северо-восточном направлении. Скорость сокращения земной коры западных гор составляет 5–7 мм/год. Восточные горы Цилян характеризуется боковым движением земной коры на восток с вращением по часовой стрелке.

4.5. Выводы

Западные горы Цилян характеризуются деформацией сжатия в северо-восточном направлении, которая проявляется в виде полосчатых горных хребтов западно-северо-западного простирания, взбросовых разломов, широкого распределения землетрясений сжатия и линейного уменьшения скоростей GPS в северо-восточном направлении.

Восточные горы Цилян характеризуются концентрированной деформацией сдвига с

вращением блоков по часовой стрелке, что проявляется в виде сосредоточенной сейсмической активности вдоль пограничных разломов, а также в виде незначительной сейсмичности и активности разломов внутри блоков. Кроме того, для восточных гор Цилиань по данным GPS рассчитана скорость их движения на восток относительно северного блока Алашань, которая составляет 5–7 мм/год.

Учитывая сейсмическую активность, смещение по разломам и поле скорости GPS в районе гор Цилиан, предполагается, что западные горы Цилиан соответствуют “модели утолщения земной коры”, а восточные горы Цилиан — “модели экстррузии земной коры в широтном направлении”.

Глава 5. Позднечетвертичная тектоническая деформации по активным разломам в западных горах Цилян³

5.1. Тектоническая обстановка западных гор Цилян

Западные горы Цилян расположены в северо-восточной части Тибетского нагорья. С севера и юга они окружены блоками Алашань и Цайдам соответственно, на западе граничат с левосдвиговым разломом Алтынтаг, на востоке — со сдвиговыми разломами Хайянь и Елашань. Западные горы Цилян состоят из ряда горных хребтов и бассейнов северо-западного простирания. В предгорьях в основном встречаются взбросы и складки сжатия. Активными взбросами являются (с юга на север): северный Цайдамский разлом, разлом Данхэнаньшань, разлом Шуленаньшань, разлом Чанма и северный Цилянский разлом [Chen et al., 2020, 2022; Liu et al., 2017]. Согласно геодезическим данным, скорость сокращения земной коры западных гор Цилян составляет 5–7 мм/год, которая поглощается этими взбросами и складками сжатия [Zhang et al., 2004; Pan et al.,

³ При подготовке данного пункта диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московской государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Chen Zhidan**, Xu Wenbin, Liu Rui, Li An, Koronovsky N. V. Tectonic Deformation of the Western Qilian Shan in Response to the North–South Crustal Shortening and Sinistral Strike-Slip of the Altyn Tagh Fault Inferred From Geomorphologic Data // *Frontiers in Earth Science*. 2022. 10:808935. Scopus (1,09 п.л., личный вклад автора — 70%, SJR 1,027)
2. **Чэнь Чжидань**, Н. В. Короновский. Активные современные разломы западного сегмента гор Цилян (северный Тибет) // *Вестник Московского университета.*, Серия 4: Геология. 2020. №. 2. С. 9–17. RSCI (0,52 п.л., личный вклад автора — 80%, ИФ РИНЦ 0,575)
3. Liu Rui, Li An, Zhang Shimin, Guo Changhui, **Chen Zhidan**. A NW-striking dextral strike-slip fault at the eastern end of the Altyn Tagh fault and its tectonic implications for northernward growth of the Tibetan Plateau // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. Vol. 188. P. 1–15. Scopus (0,86 п.л., личный вклад автора — 30%, SJR 1,123)
4. Liu Rui, Li An, Zhang Shimin, **Chen Zhidan**, Guo Changhui. The late quaternary tectonic deformation revealed by the terraces on the Baiyang River in the northern Qilian Mountains // *Dizhen Dizhi*. 2017. Vol. 39. №. 6. P. 1237–1255 (in Chinese with English abstract). Scopus (1,09 п.л., личный вклад автора — 30%, SJR 0,381)
5. **Chen Zhidan**, Liu Rui, Zhang Shimin, Li An, Koronovskii N. V. The research of crustal activity in the western segment of the northern margin of the Qilian Mountains based on river geomorphology // *South China Journal of Seismology*. 2020. Vol. 40. №. 1. P. 1–10 (in Chinese with English abstract). (0,58 п.л., личный вклад автора — 30%)
6. **Чэнь Чжидань**. Исследование активности земной коры с помощью речных геоморфологических методов в западном сегменте гор Цилян (на северо-восточном краю Тибета) // *Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2019»*, Москва. 2019. С. 22. (личный вклад автора — 100%)
7. Li An, Liu Rui, **Chen Zhidan**, Zhang Shimin. Folds and faults characteristics in the western end of Hexi Corridor and its significance to the extension model of the northern margin of the Tibet Plateau // *GSA Annual Meeting in Indianapolis, Indiana, USA*. 2018. №. 173. P. 10. (личный вклад автора — 30%)

2020].

В соответствии с геоморфологическими особенностями и распределением активных разломов в орогенической зоне, западные горы Цилиань можно условно разделить на три блока: южные, центральные и северные. Южные горы Цилиань находятся между Цайдамским северным разломом и разломом Данхэнаньшань, центральные горы Цилиань ограничены разломами Данхэнаньшань и Чанма, северные горы Цилиань – разломами Чанма и Цилианским северным (рис. 2.1, б). Основные исследования были проведены в северо-западной части гор Цилиань на стыке блоков Цилиань, Тарим и Алашань (рис. 5.1, а, б). Для этой области характерны сложная топография и интенсивная тектоническая деформация в четвертичный период (рис. 5.1, б) [Чэнь и Короновский, 2020].

В данной работе основное внимание уделяется складкам и нескольким активным разломам, расположенным в этой области (с юга на север): разлом Чанма, разлом Ханьща, антиклиналь Лаоцзюньмао и разлом Юмен, разлом Байнан (рис. 5.1, в). Разломы представляют собой взбросы, ограничивающие параллельные хребты горной системы Цилиань. Разлом Ханьща ограничивает северный край горной системы, однако перед ним возник совсем молодой взброс Юмен, ограничивающий антиклиналь Лаоцзюньмао [Luo et al., 2013; Chen et al., 2020, 2022]. Разлом Чанма — взброс с леводвиговой компонентой.

В работе по данным топографии реки Байян, литологического состава ее террас и амплитуды их перемещения, проанализирована активность земной коры в этой области и рассчитана скорость смещения по активным разломам.

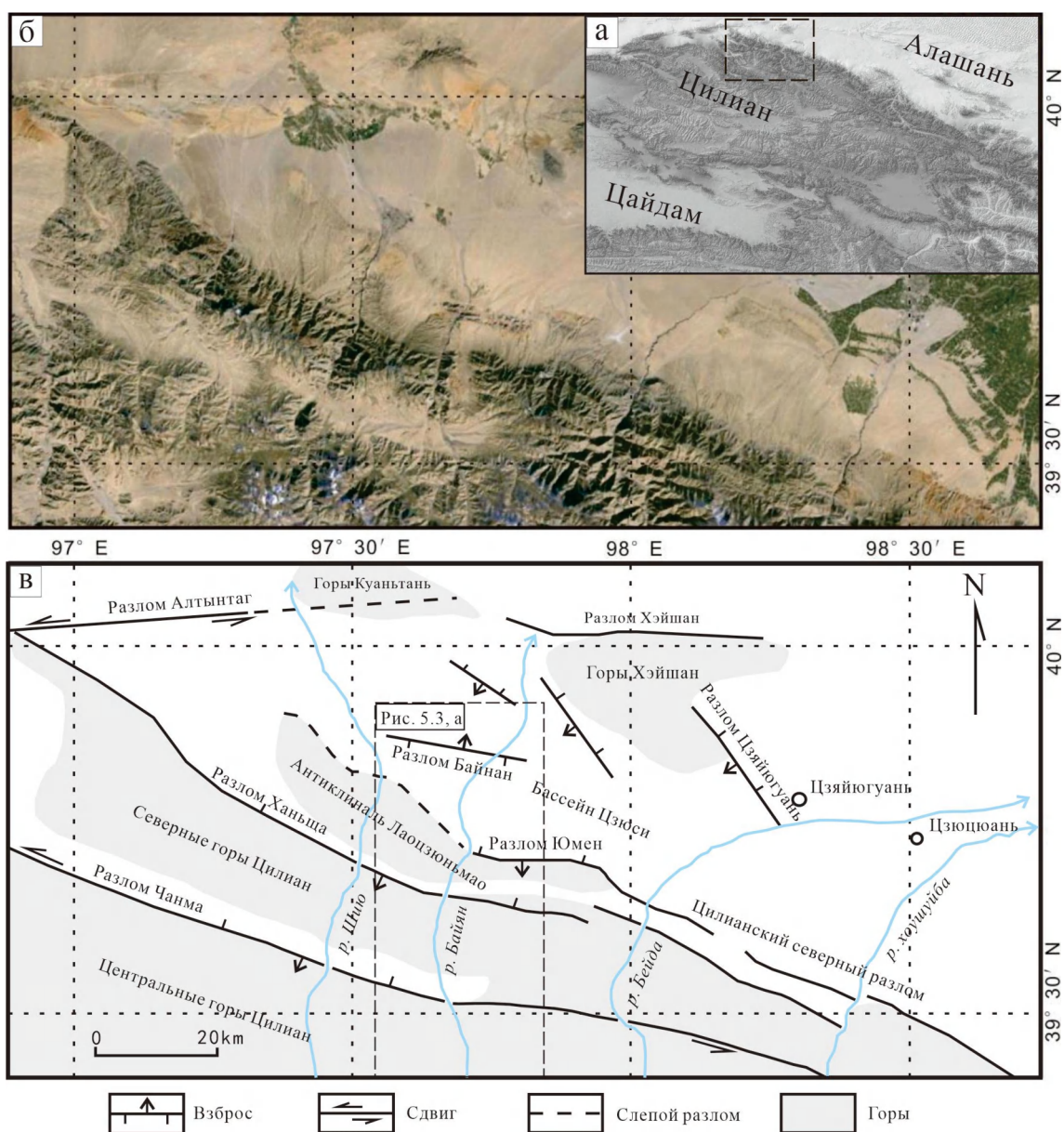


Рис. 5.1. Тектоническая схема района исследования (северо-западная часть гор Цилян). а — космоснимок гор Цилян; б — изображение северо-западной части гор Цилян; в — карта тектонической обстановки северо-западной части гор Цилян.

5.2. Геоморфологические особенности западных гор Цилян

Чтобы охарактеризовать геоморфологические особенности западных гор Цилян были построены два топографического профиля по данным цифровой модели рельефа (DEM) с точностью до 30 м (рис. 5.2, а). Направление профилей перпендикулярно простиранию гор Цилян. Каждый профиль имеет ширину 5 км и длину 500 км (рис. 5.2, а). На профилях показаны четыре

кривые (Max, Mean, Min, и Range) на основе расчета высот. Кривая Max обозначает максимальную высоту рельефа, Mean — среднюю высоту, Min — минимальную высоту, и Range — разницу высоты между Max и Min (рис. 5.2, а, б, в).

По этим профилям видно, что кривая Range лучше всего отражает волнистость рельефа в районе исследования. Кривая Range достигает максимума в северных горах Цилян. Здесь значения Range относительно велики — превышают 1000 м, а в некоторых районах даже выше 1500 м (рис. 5.2, б, в). В южных и центральных горах Цилян значения Range относительно невелики, в основном ниже 1000 м. Изменение высоты кривой Range показывает, что топографическая волнистость рельефа западных гор Цилян достигает максимума в северных горах Цилян.

Скалы и вертикальные стены широко распространены в главном горном хребте западных гор Цилян (рис. 4.2), но их площади распространения различаются. В северной части гор Цилян они широко распространены и составляют более 60% от всей площади территории. В центральной части гор Цилян они находятся в верхней части гор Шуленань и Данхэнань, что составляет ~30% от всей площади территории. В южной части гор Цилян скалы и вертикальные стены распространены редко и занимают менее 10% от всей площади территории (рис. 4.2). Таким образом, площадь, занимаемая высокими склонами, значительно больше в северных горах Цилян, чем в южных и центральных горах.

Распределение углов наклона рельефа и анализ топографических профилей, показывают, что наибольшая площадь с высоким уклоном рельефа и повышенные значения кривой Range достигают максимума в северной части гор Цилян. Из этого следует, что волнистость рельефа в северных горах Цилян намного выше, чем в центральных и южных горах. Это может быть связано с быстрым поднятием земной коры в северной части гор Цилян [Chen et al., 2020, 2022].

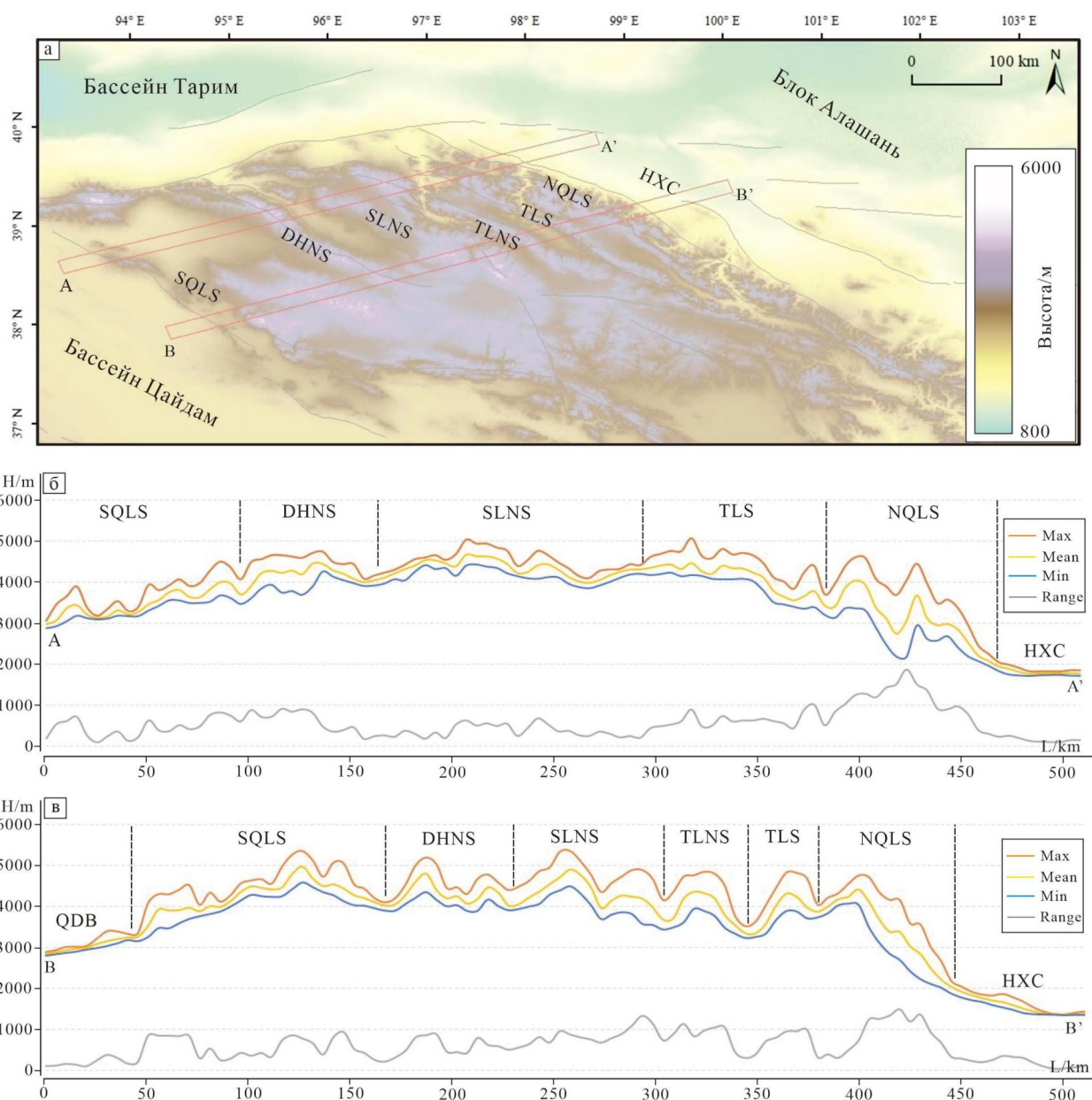


Рис. 5.2. Геоморфологические характеристики западных гор Цилиан. (а) Цифровая модель рельефа (DEM) западных гор Цилиан; (б, в) топографические профили западных гор Цилиан, положение профелей показано на (а). Кривая Max обозначает максимальную высоту рельефа, Mean — среднюю высоту, Min — минимальную высоту, и Range — разницу высоты между Max и Min. SQLS — южные Цилианские горы; DHNS — Горы Данхэнань; SLNS — Горы Шуленань; TLNS — Горы Толайнань; TLS — Горы Толай; NQLS — северные Цилианские горы; HXC — Коридор Хэси; QDB — Бассейн Цайдам.

5.3. Характеристики долины реки Байян в западных горах Цилиан

Река Байян, прорезающая северный край гор Цилиан — одна из крупнейших рек в этом районе. Она пересекает с юга на север четыре крупных активных разлома — Чанма, Ханьща, Юмен, Байнан. В соответствии с распределением разломов и морфологическими характеристиками реки Байян территория разделяется на три отрезка: верхний — от разлома Чанма на юг, средний — от разлома Чанма до разлома Юмен, нижний — от разлома Юмен на север (рис. 5.3, а) [Chen et al., 2020, 2022].

В верхнем течении реки Байян площадь водосборного бассейна велика, долина и русло реки широкие — 50–150 м. В верхнем течении обычно присутствует 2–3 террасы высотой от 2–3 м до 20–30 м соответственно (рис. 5.3, г, ж). Все террасы аккумулятивные, сложенные в основном речным гравием и покрытые эоловым лёссом (рис. 5.3, ж).

В среднем течении речная долина сужается. Ширина русла в некоторых местах составляет только несколько метров. По типу строения речные террасы постепенно от аккумулятивных сменяются на цокольные и эрозионные. При этом число террас постепенно увеличивается. В южной части северных гор Цилиан присутствуют 2–3 террасы, в центральной части — 4–5 террас, в северной части — 6–7 террас. Высота террас изменяется от 2–3 м до 85–90 м (рис. 5.3, в, е). Террасы становятся эрозионными и цокольными (рис. 5.3, е), что свидетельствует об энергичных поднятиях хребта. Пройдя через аллювиальный веер, река Байян вливается в бассейн Цзюси.

Нижнее течение реки Байян протекает через предгорный аллювиальный веер. Здесь число террас уменьшается и только две высокие террасы остаются. Судя по высоте речных террас, две высокие террасы могут контрастировать с террасами T4 и T5 в среднем течении высотой 45–50 м и 70–80 м над современным руслом соответственно (рис. 5.3, б, д). Эти террасы в основном представляют собой фундаментные террасы. Фундамент сложен плейстоценовыми конгломератами, а вышележащие слои состоят из речного гравия и эолового лесса (рис. 5.3, д).

Таким образом, в верхнем, среднем и нижнем течении реки Байян отмечаются различные геоморфологические характеристики, имеющие тектоническую природу. Анализируя характеристики каждого участка долины реки Байян, обнаружено, что поведение долины реки Байян в среднем течении, очевидно, отличается от верхнего и нижнего течения. Основные

проявления — сужение долины и русла рек, углубление рек, увеличение количества террас, широко развиты высокие террасы, меняется тип террас, в основном — эрозионные и цокольные террасы. В соответствии с геоморфологическими характеристиками террас реки Байян было предварительно выявлено, что скорость поднятия северных гор Цилиан с позднего плейстоцена больше, чем скорость поднятия центральных гор Цилиан.

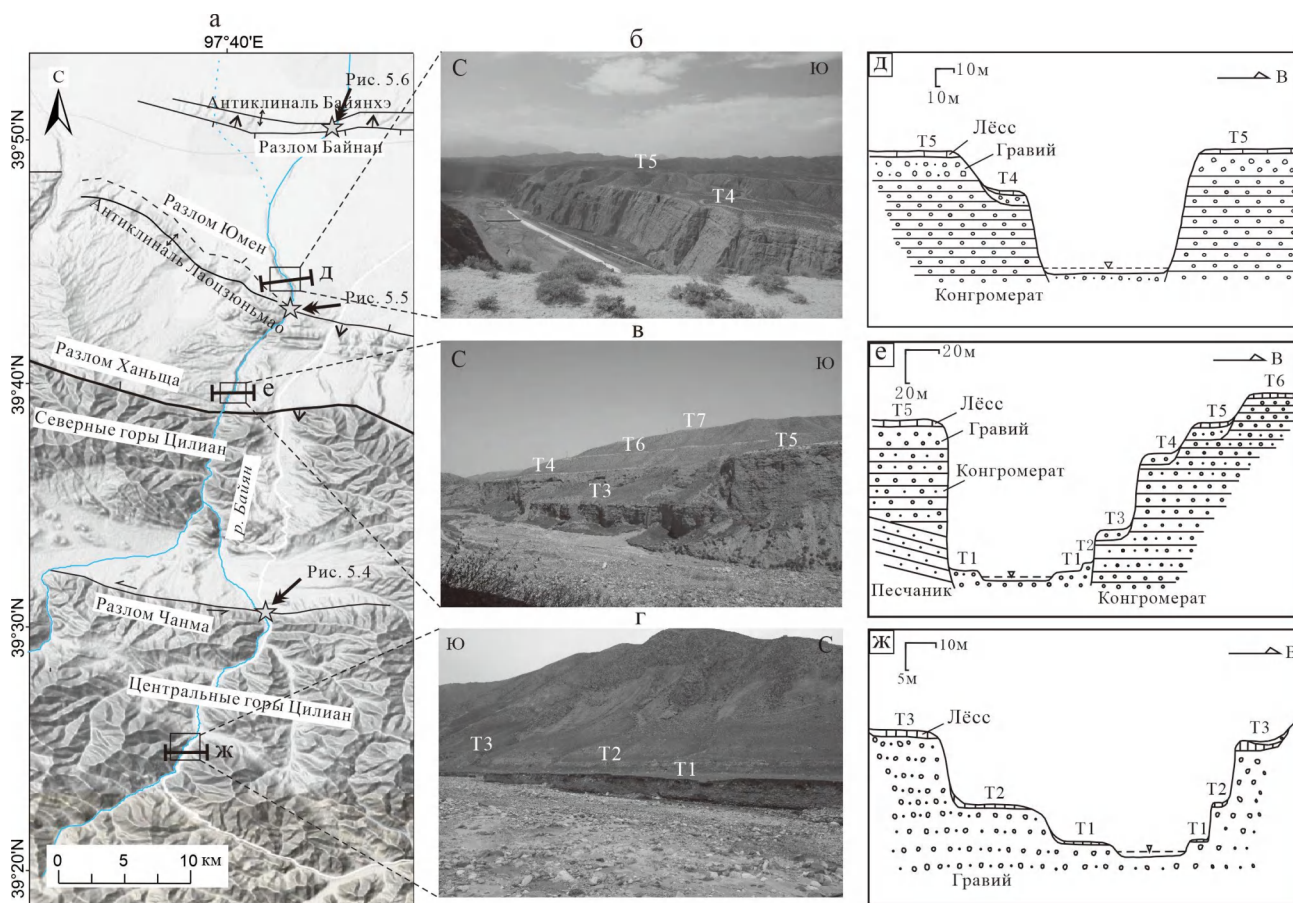


Рис. 5.3. Террасы реки Байян. (а) Изображение реки Байян, положение изображения показано на (рис. 5.1, в); (б, в, г) фото террас нижнего, среднего и верхнего течения; (д, е, ж) поперечные профили нижнего, среднего и верхнего течения.

5.4. Кинематика активных разломов в бассейне реки Байян

Река Байян проходит через четыре активных разлома (с юга на север): Чанма, Ханща, Юмен и Байянаи. Тектонические движения активных разломов вызывают разрушение и деформацию речных террас, что отражает активность разломов. По измерению деформации речных террас и определению их возраста можно количественно оценить скорость смещения по активным разломам.

Нами использованы измерения с помощью GPS для получения данных о высоте речных террас вблизи активных разломов. Возраст определялся методом люминесцентного датирования (Luminescence dating) и космогенных радионуклидов (^{10}Be) (Cosmogenic nuclide dating) [Liu et al., 2017, 2020].

5.4.1. Разлом Чанма

Разлом Чанма длиной около 120 км представляет собой один из главных разломов в западной части гор Цилян. Направление простирания разлома Чанма северо-северо-западное, наклон сместителя на юго-запад составляет 50° – 70° [Institute of Geology, 1993]. Восточный сегмент разлома Чанма нарушил террасы реки Байян (рис. 5.4, а). В профиле разлома можно наблюдать, что докембрийские серые гнейсы перекрывают миоценовый песчаник, а сам разлом обладает взбросовой кинематикой с углом сместителя 70° (рис. 5.4, в).

По измерению высоты террас установлено, что на террасе Т3 произошло вертикальное смещение на 18 ± 2 м (рис. 5.4, б). Образец для датирования взят из песчаного слоя террасы Т3 (рис. 5.4, г). Согласно датированию методом фотолюминесценции возраст террасы Т3 составляет $58,72 \pm 9,47$ тыс. лет [Liu et al. 2017]. Исходя из этого средняя вертикальная скорость смещения по разлому Чанма с $58,72 \pm 9,47$ тыс. лет оценивается в $0,31 \pm 0,06$ мм/год.

По перемещению речных террас и морен, датированных изотопными методами, было получено, что в познем плейстоцене и голоцене скорость левосдвигового смещения западного участка разлома Чанма составляет $1,33 \pm 0,39$ мм / год, скорость левосдвигового смещения среднего участка достигает $3,11 \pm 0,31$ мм / год, и скорость левосдвигового смещения восточного участка — $3,68 \pm 0,41$ мм / год. При этом средняя скорость взбросового смещения западного участка разлома Чанма составляет $0,60 \pm 0,16$ мм / год [Luo et al., 2013]. В сочетании со скоростью взбросового смещения восточного участка разлома Чанма в $0,31 \pm 0,06$ мм / год с познего плейстоцена, установлено, что скорость левосдвигового смещения разлома Чанма постепенно увеличивается с запада на восток, в то время как скорость надвигового смещения постепенно уменьшается в этом же направлении.

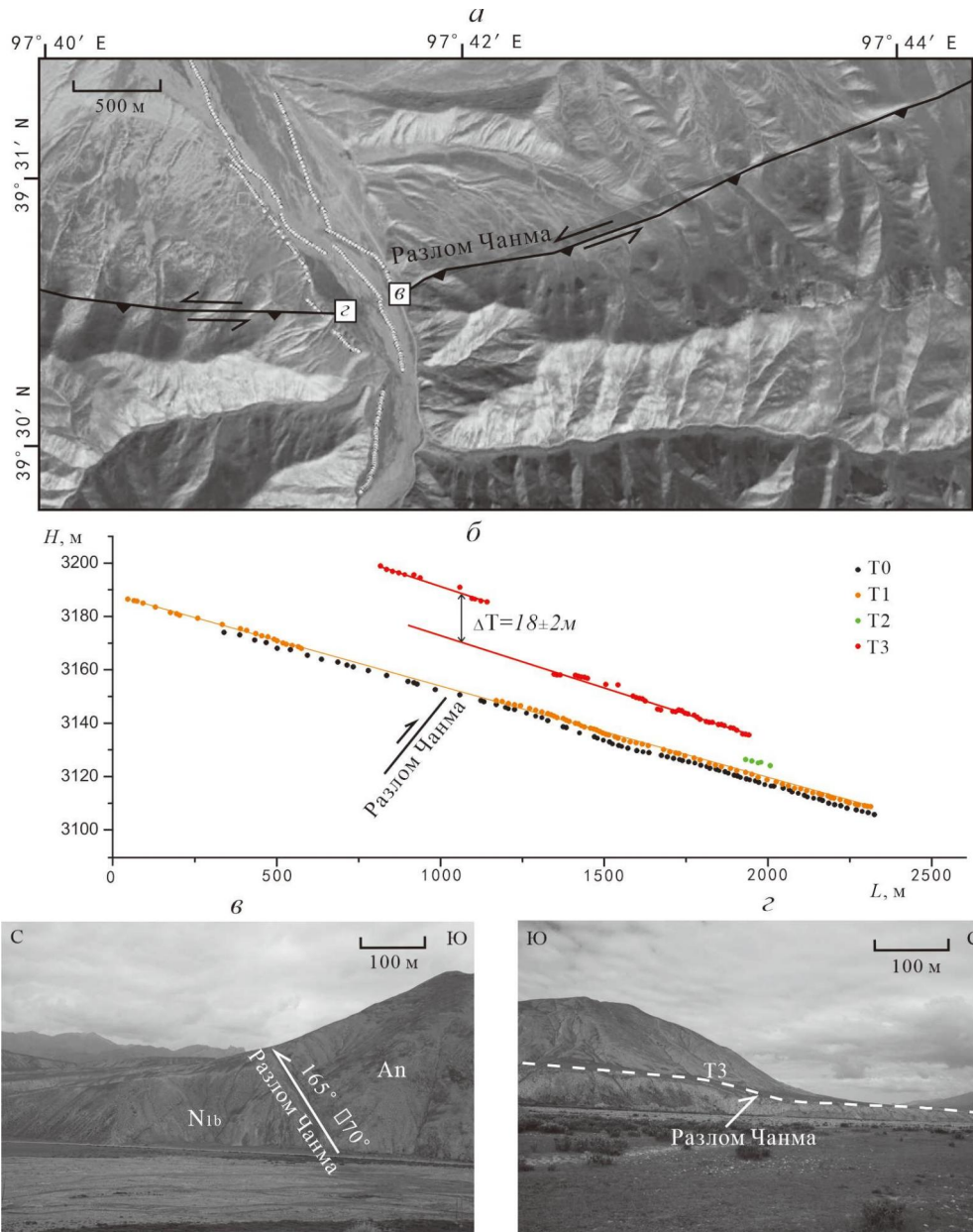


Рис. 5.4. Деформации террас разлома Чанма. (а) Изображение разлома Чанма, серые точки — путь измерения высот террас; (б) продольные профили террас; (в) изображение разлома Чанма на восточном берегу реки Байян; (г) изображение разлома Чанма, полученное в ходе полевых исследований на западном берегу реки Байян. Расположение измерения террас показано на (рис. 5.3).

5.4.2. Северный Цилянский разлом

Северный Цилянский разлом — крупная и сложная система взбросов, подразделяющихся на западный, центральный и восточный сегменты. При этом в западном сегменте главный разлом —

взброс, который разделяется на 2 разлома — Ханьща и северный Юмен, являющийся наиболее молодым и ограничивающим антиклиналь Лаоцзюньмао (рис. 5.5, а). Таким образом, северная часть гор Цилиан представляет собой систему высокогорных хребтов, ограниченных крупными взбросами Тибетского нагорья, смещаемые в северо-восточном направлении, которое происходит и в настоящее время, что подтверждается деформациями речных террас главных рек, пересекающих хребты.

Деформации речных террас особенно четко проявлены в долине реки Байян, где смещения выявлены в местах пересечения долин крупными взбросами. В зоне разлома Ханьща перемещение террас не везде было одинаковым, что свидетельствует о разных подвижках на левом и правом склонах долины реки Байян. Очевидного вертикального перемещения террас в ущелье реки Шию, расположенной на западной стороне долины реки Байян, не произошло [Hetzl et al., 2006; Institute of Geology, 1993]. Это доказывает, что с позднего плейстоцена разлом Ханьща был относительно спокойным.

В зоне наиболее молодого северного разлома Юмен, который подрезает антиклиналь Лаоцзюньмао [Fang et al., 2005], хорошо выражены деформации молодых террас в долинах реки Байян. Здесь происходит повышение высот этих террас, и они переходят от низких к высоким (рис. 5.5, б, в, г). По измерению высоты террас установлено, что вертикальное смещение террасы Т3 составляет $8,8 \pm 1,2$ м и Т5 — $21,4 \pm 1,2$ м. Возраст террас изменяется от $13,0 \pm 4,5$ до $64,4 \pm 9,0$ тыс. лет (таблица 5.1). За последние $13,0 \pm 4,5$ тыс. лет скорость вертикального смещения по разлому Юмен составляет $0,68 \pm 0,09$ мм/год. Скорость вертикального смещения по разлому Юмен с $64,4 \pm 9,0$ тыс. лет составляет $0,33 \pm 0,02$ мм/год (рис. 5.5).

Таблица 5.1. Возраст террас вблизи разлома Юмен, установленный хронометрическим методом космогенного радионуклида (^{10}Be).

Положение выборки	Номер образца	Высота террасы, м	Возраст, тыс. лет	Возраст коррекции, тыс. лет
Русло реки	BYBe-10	0	18,59	—
Терраса Т3	BYBe-15	60—70	31,56	$13,0 \pm 4,5$
Терраса Т5	BYBe-16	90—100	83,02	$64,4 \pm 9,0$

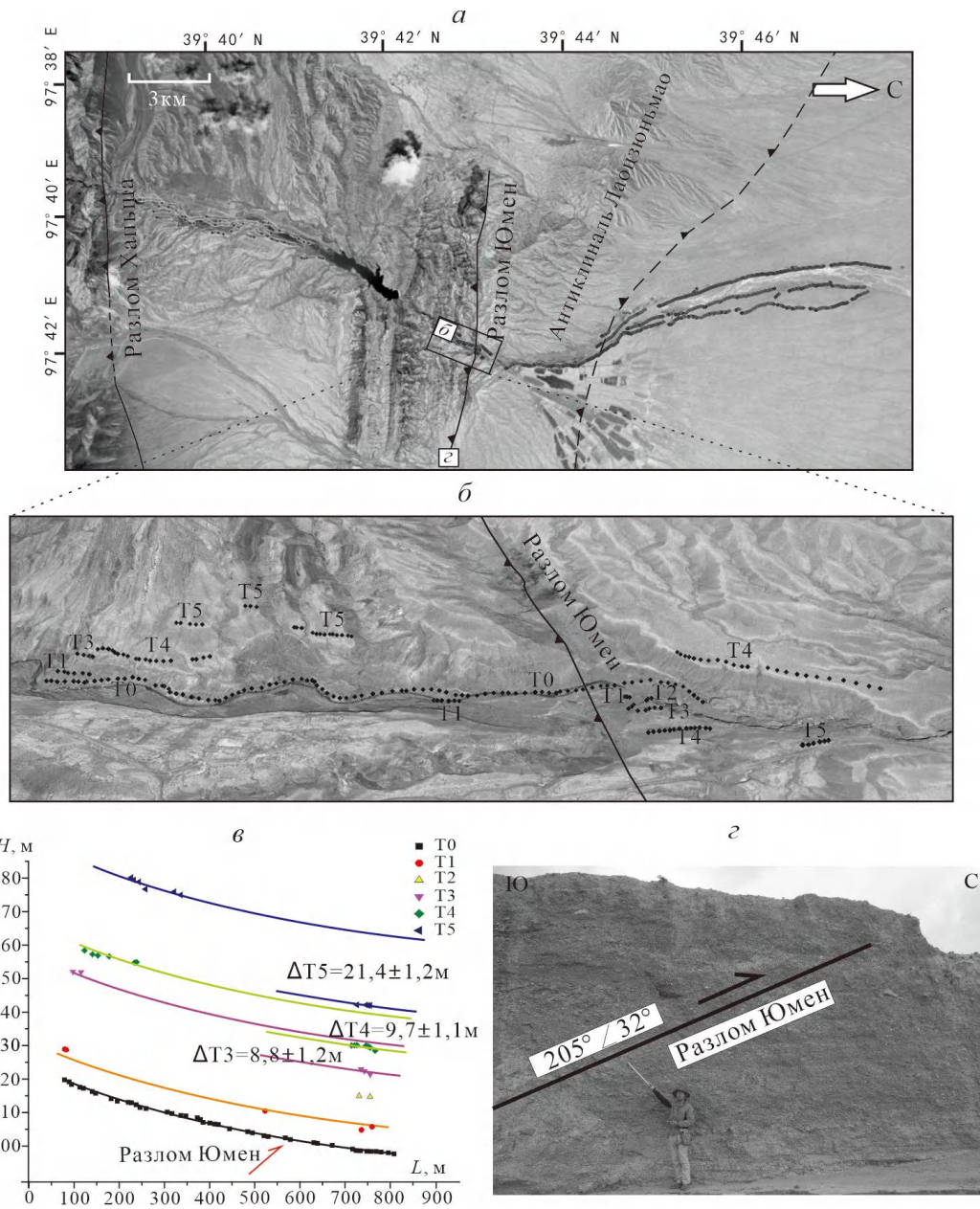


Рис. 5.5. Деформации террас разлома Юмен. (а, б) Изображения разлома Юмен, серые точки на рисунке — путь измерения террас; (в) продольные профили террас около разлома Юмен; (г) фото разреза разлома Юмен на восточном склоне долины реки Байян. Расположение измерения террас показано на (рис. 5.3).

5.4.3. Разлом Байнан

Антиклиналь Байяньхэ расположена в центре бассейна Цзюси. Она простирается в западно-северо-западном направлении с южной стороны разлома Байнан (рис. 5.6, а). Разлом Байнан наклонен к северу с углом падения около 30° и протяженностью около 20 км. На южном

крыле антиклинали Байяньхэ обнажается пять террас.

В результате геоморфологических наблюдений реки Байян были зафиксированы высоты всех террас. Максимальная высота самой древней поверхности T5 составляет 36 м; на вторичной поверхности T5b — около 30 м; на поверхности T4—23,5 м; на поверхности T3—14,5 м; на поверхности T2—10,5 м; на поверхности T1—5,0 м (рис. 5.6, б, в).

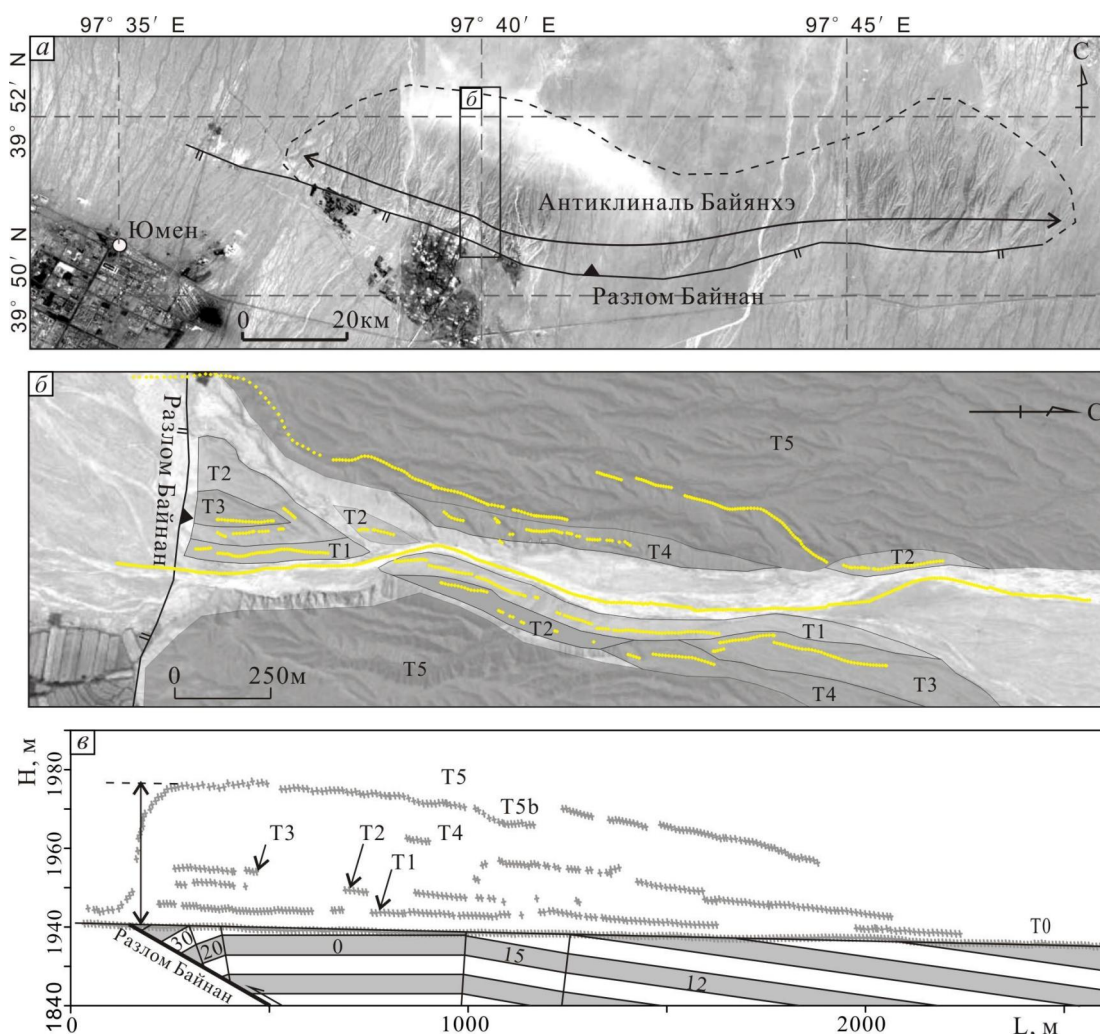


Рис. 5.6. Антиклиналь Байяньхэ и разлом Байнань. (а) Изображения антиклинали Байяньхэ и разлома Байнань; (б) распределение измеренных точек по террасам; (в) продольные профили различных геоморфологических поверхностей. Расположение измерения террас показано на (рис. 5.3).

Максимальная высота для всех террас находится около разлома Байнан. Используя величины высот и возраст определенной геоморфологической поверхности (таблица 5.2) удалось установить

скорости вертикального смещения по разлому: для поверхности T5 ($174,6 \pm 18,2$ тыс. лет) и T5b ($127,4 \pm 13,7$ тыс. лет) скорость вертикального смещения по разлому Байнан составляет $0,21 \pm 0,02$ мм / год и $0,24 \pm 0,03$ мм / год; для поверхности T4 ($85,0 \pm 9,8$ тыс. лет) — $0,28 \pm 0,03$ мм / год; для поверхности T3 ($73,4 \pm 8,8$ тыс. лет) — $0,20 \pm 0,02$ мм / год; для поверхности T2 ($39,9 \pm 5,8$ тыс. лет) — $0,27 \pm 0,04$ мм / год. Используя возраст T1 (10—14 тыс. лет), измеренный Hetzel et al. [2002] на поверхности T1, рассчитана скорость вертикального смещения поверхности T1, которая составляет $0,36–0,5$ мм / год.

Скорость вертикального смещения, рассчитанная по самой высокой поверхности T5, представляет собой среднюю скорость вертикального смещения антиклинали Байянгхэ ($0,21 \pm 0,02$ мм / год) и среднюю скорость горизонтального сокращения земной коры ($0,36 \pm 0,03$ мм/год) за длительный период времени (с около 170 тыс. лет) [Liu et al., 2017]. Используя среднюю скорость вертикального смещения ($0,21 \pm 0,02$ мм / год), можно оценить, что время начала движения антиклинали Байянгхэ составляет около 0,3 млн. лет назад [Liu et al., 2017].

Таблица 5.2. Возраст террас антиклинали Байянгхэ, установленный хронометрическим методом космо генного радионуклида (^{10}Be).

Положение выборки	Номер образца	Высота террасы, м	Возраст, тыс. лет	Возраст коррекции, тыс. лет
VXT ₀	BYBX-5	0	12,69	—
VXT ₂	BYBX-2	10,5	52,58	$39,9 \pm 5,8$
VXT ₃	BYBX-3	14,5	86,06	$73,4 \pm 8,8$
VXT ₄	BYBX-7	23,5	97,69	$85,0 \pm 9,8$
VXT _{5b}	BYBX-1	30	140,1	$127,4 \pm 13,7$
VXT ₅	BYBX-6	36	187,3	$174,6 \pm 18,2$

5.5. Характеристики неотектонической деформации западных гор Цилян

Вертикальное смещение речных террас в бассейне реки Байян показывает, что активные разломы в западных горах Цилян характеризуются взбросовым смещением и вызывают поднятия земной коры. Детальное изучение геоморфологии речных долин на севере гор Цилян показало,

что с позднего плейстоцена скорость поднятия земной коры в северных отрогах гор Цилян была больше, чем в их центральной части. Изучение высоты речных террас за последние 60 тыс. лет показало, что скорость вертикального смещения по разлому Чанма составляет $0,31 \pm 0,06$ мм/год. Для разлома Юмен скорость вертикального смещения составляет $0,33 \pm 0,02$ мм/год. Для разлома Байнан скорость вертикального смещения равна $0,21 \pm 0,02$ мм/год (рис. 5.7). Кроме того, геоморфологические характеристики склонов и особенности строения долины реки Байян показывают, что самый высокий рельеф характерен для северных гор Цилян, а самое интенсивное эрозионное воздействие наблюдается в западных горах Цилян. Эти свидетельства указывают на то, что с позднего плейстоцена скорость поднятия северных гор Цилян была больше, чем в центральных горах Цилян [Chen et al., 2022].

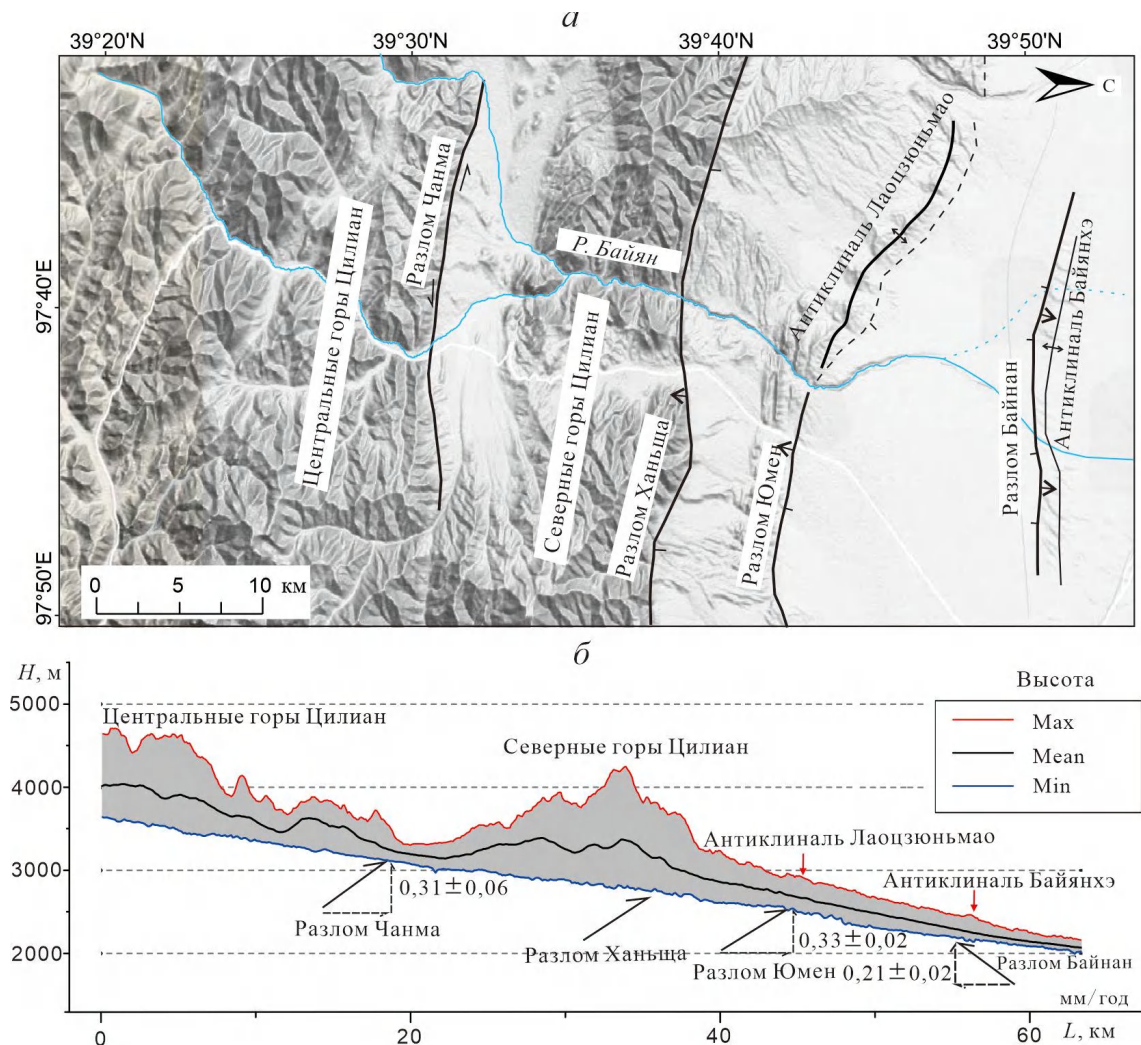


Рис. 5.7. Топографический профиль реки Байян. (а) Изображение реки Байян в плане; (б) Профиль рельефа в районе реки Байян, на котором показана скорость смещения по активным разломам.

Разлом Алтынтаг является западным пограничным разломом гор Цилян. Он пересекается с горным хребтом и взбросовым разломом северо-северо-западного простирания в горах Цилян под небольшим углом. По данным GPS рассчитана скорость левосдвигового смещения центральной части разлома Алтынтаг в 10 ± 2 мм/год, тогда как в восточном сегменте она уменьшается до 1–2 мм/год [Zhang et al., 2004]. По измерению перемещений речных террас и определению их возраста в западной части сдвига Алтынтаг скорость смещения с позднего плейстоцена составляет $17,5 \pm 2,2$ мм/год, в восточной части — $4,8 \pm 1$ мм/год, в конце сдвига — $2,2 \pm 0,2$ мм/год [Xu et al., 2003]. Таким образом, западные горы Цилян поглощают левостороннее смещение со скоростью около 10 мм/год, которое преобразуется в деформацию сжатия внутри гор Цилян [Chen et al., 2022].

Сдвиг Чанма представляет собой границу между северными и центральными горными хребтами Цилян. На западе он граничит с разломом Алтынтаг. Левосдвиговая компонента по разлому Чанма увеличивается при движении с запада на восток: на западе составляет $1,33 \pm 0,39$ мм/год, в центре — $3,11 \pm 0,31$ мм/год, на востоке — $3,68 \pm 0,41$ мм/год. Скорость вертикального смещения по разлому Чанма составляет $0,60 \pm 0,16$ мм/год на западе и $0,31 \pm 0,06$ мм/год на востоке (рис. 5.8, б) [Luo et al., 2013]. Поэтому с позднего плейстоцена скорость левостороннего смещения по разлому Чанма постепенно увеличивается с запада на восток, а скорость вертикального перемещения, наоборот, уменьшается. Разлом Чанма может компенсировать левосдвиговый компонент разлома Алтынтаг.

5.6. Выводы

Западные горы Цилян характеризуются сжатием в северо-восточном направлении и поднятием земной коры. Карта уклонов, профили рельефа и геоморфологические особенности террас реки Байян показывают, что поднятие земной коры в северных горах Цилян происходит быстрее, чем в центральных и южных горах. Деформация сжатия в районе западных гор Цилян проявляется в преобладании взбросов и складок на основе вертикального смещения речных террас. Скорость вертикального смещения по разломам в бассейне реки Байян, полученная по данным вертикального смещения террас и их возрастным датировкам, с позднего плейстоцена изменялась в пределах 0,3–0,7 мм/год.

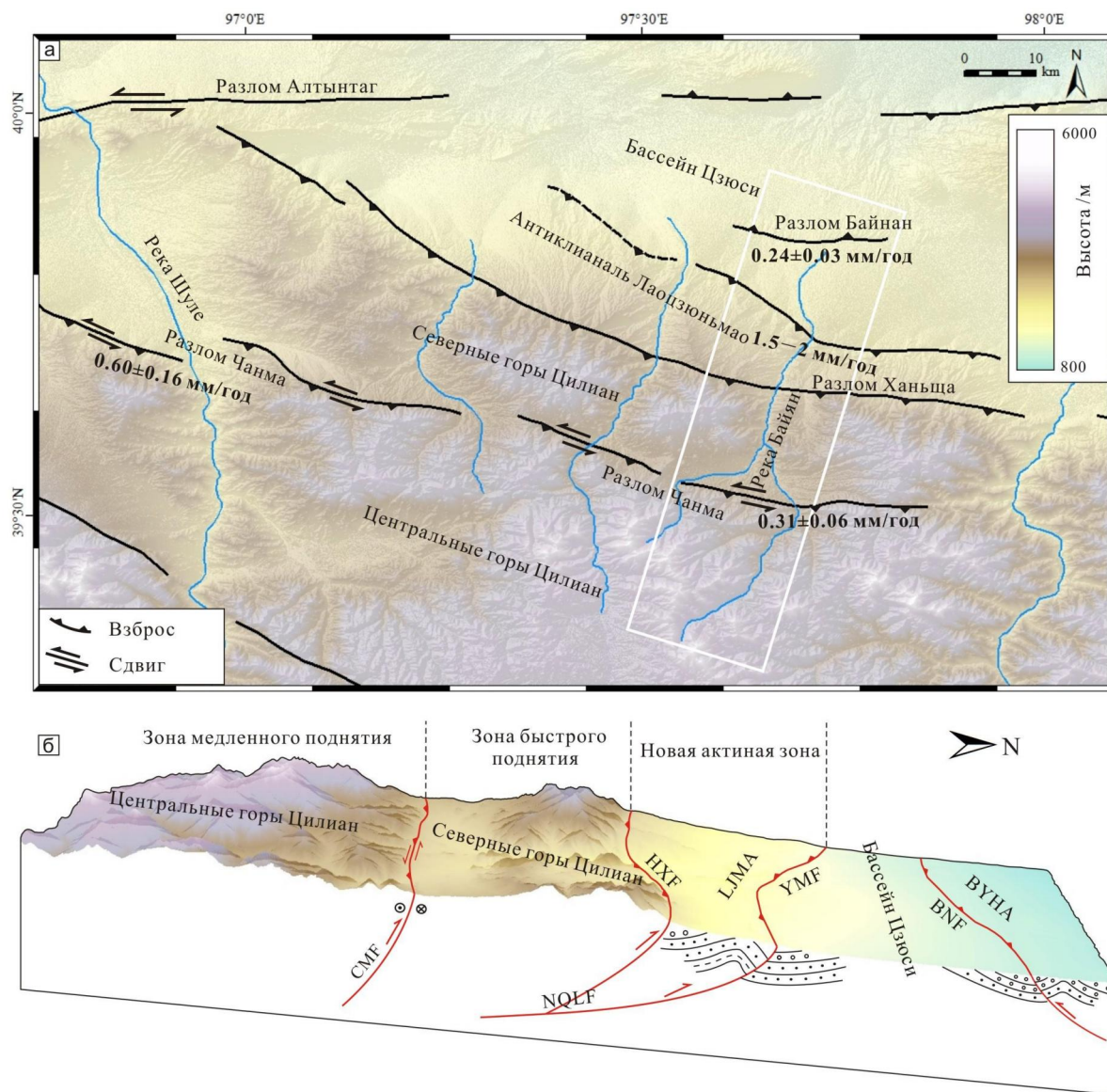


Рис. 5.8. Карта тектонической деформации гор Цилян. (а) Основные активные разломы и их скорости смещения в северо-западных горах Цилян; (б) трехмерная карта деформации земной коры, область этой карты показана в белой пунктирной рамке на рис. (а). CMF — разлом Чанма; NQLF — северный Цилянский разлом; HXF — разлом Ханьща; LJMA — антиклиналь Лаоцзюньмао; YMF — разлом Юмен; BNF — разлом Байнан; BYNA — антиклиналь Байнхэ.

Глава 6. Позднечетвертичная тектоническая деформация в средней части разлома Хайянь в восточных горах Цилян⁴

6.1. Тектоническая обстановка восточных гор Цилян

Восточные горы Цилян расположены на северо-востоке Тибетского нагорья, к западу от разлома Люпаньшань и к востоку от разлома Элашань (рис. 6.1). В восточных горах Цилян в отличие от западных гор развиты крупномасштабные сдвиги, которые являются активными границами различных блоков. Деформация горных пород и сейсмическая активность на территории восточных гор Цилян в основном сосредоточены в этих сдвиговых разломах, а внутри гор они незначительны (рис. 6.1). Концентрированные характеристики сдвиговых деформаций восточных гор Цилян резко контрастируют с распространенным сокращением земной коры западных гор Цилян. Кроме того, высота восточных гор Цилян также значительно меньше, чем у западных гор, что указывает на то, что интенсивность поднятия земной коры восточных гор Цилян слабее, чем у западных гор (рис. 4.2).

Разлом Хайянь представляет собой крупномасштабный левосдвиговой разлом, расположенный в пределах восточных гор Цилян, который играет важную роль в направлении относительного смещения между блоками [Zheng et al., 2013]. Этот разлом также является северной границей различных блоков восточных гор, который способствует движению блоков на восток (рис. 6.1). Разлом Хайянь ориентирован на запад-северо-запад, что согласуется с основным простиранием гор Цилян и пересекает ряд взбросовых разломов в западной части гор Цилян под острым углом [Li et al., 2009]. Предыдущие исследователи предположили, что разлом Хайянь образовался в результате проникновения многочисленных взбросовых разломов на севере гор Цилян. Основываясь на процессе формирования и эволюции бассейна Лаолунвань, находящегося в западной части разлома Хайянь, Tian и др. [2001] считают, что левостороннее смещение по

⁴ При подготовке данного пункта диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московской государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Chen Zhidan. The seismogenic characteristics of the 2022 Mw6.7 Menyuan earthquake and its implications for tectonic deformation in the northeastern margin of the Tibetan Plateau // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2022», Москва. 2022. С. 24. (личный вклад автора — 100%)

разлому Хайянь началось примерно 10 млн. лет назад. Gaudernier и др. [1995] полагают, что этот процесс начался 8 млн лет назад. Скорость левостороннего смещения по разлому Хайянь составляет 3–6 мм/год [Liu et al., 2022].

Помимо разлома Хайянь в восточных горах Цилиан расположены два почти параллельных сдвига. Это разломы Элашань и Риюешань, которые ориентированы на северо-северо-запад и характеризуются правосдвиговым смещением под большим углом (рис. 6.1). Эти два разлома сыграли важную роль в координации относительного смещения внутренних блоков в горах Цилиан. Их существование показывает, что скорость сокращения земной коры западных гор Цилиан намного больше, чем у восточных гор Цилиан. Результаты геологических исследований показывают, что скорость правосдвигового смещения разлома Элашань составляет $4,0 \pm 0,9$ мм/год [Yuan et al., 2004, 2011], тогда как скорость смещения разлома Риюешань составляет $2,4 \pm 0,25$ мм/год [Yuan et al., 2011; Li et al., 2018]. Кроме того, в восточной части гор Цилиан ещё присутствуют некоторые взбросовые разломы. Направление этих разломов согласуется с простираем главной тектонической линии гор Цилиан, но масштаб и интенсивность активности взбросовых разломов значительно меньше, чем в западной части гор Цилиан.

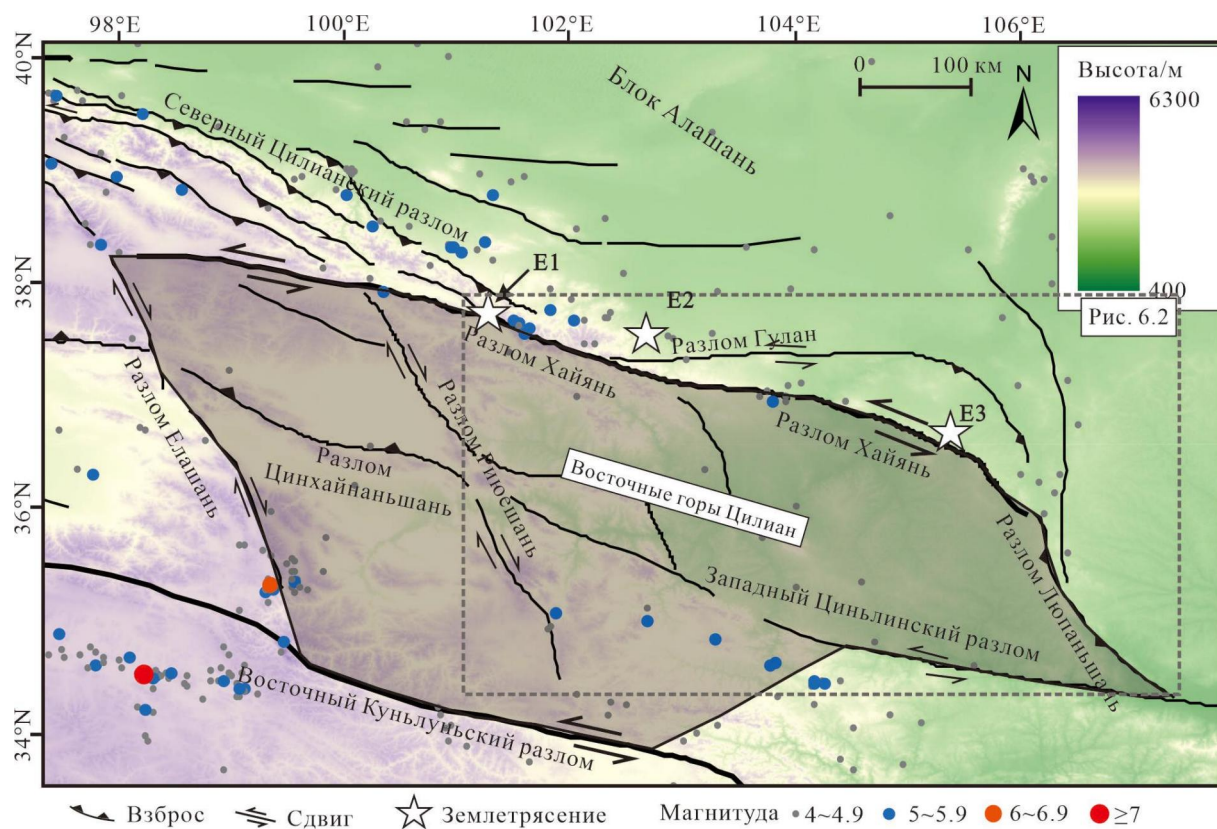


Рис. 6.1. Карта тектонической обстановки восточных гор Цилиан. Е1—землетрясение Меньюань в 2022 году; Е2—землетрясение Гулан в 1927 году; Е3—землетрясение Хайянь в 1920 году.

6.2. Разлом Хайянь

Разлом Хайянь — это крупномасштабный левосдвиговой разлом, расположенный на северо-востоке Тибетского нагорья. Разлом Хайянь начинается от района озера Хараху внутри гор Цилиан на западе и простирается на восток до района Люпаньшань общей протяжённостью около 850 км [Yuan et al., 2004]. Разлом Хайянь ориентирован в западно-северо-западном направлении и соединяется с северным Цилианским разломом на западе и разломом Люпаньшань на востоке. С запада на восток его можно дополнительно разделить на разломы Ленглунлин, Цзиньцянхэ, Маомаошань, Лаохушань, узкий разлом Хайянь и разлом Люпаньшань (рис. 6.2). Разлома Хайянь имеет левосдвиговое смещение с юго-западным падением поверхности сместителя под углом 70° – 80° .

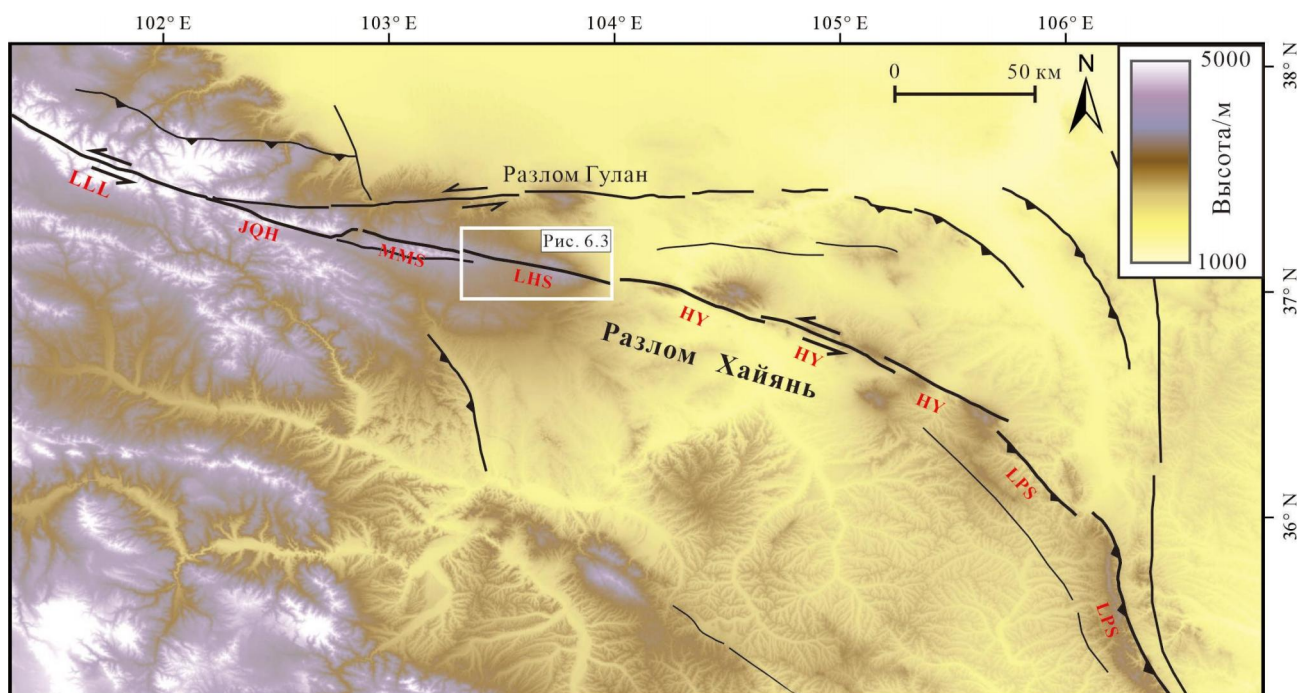


Рис. 6.2. Карта пространственного распределения разлома Хайянь. LLL — разлом Ленглунлин; JQH — разлом Цзиньцянхэ; MMS — разлом Маомаошань; LHS — разлом Лаохушань; HUH — разлом узкий разлом Хайянь; LPS — разлом разлом Люпаньшань. Область этой карты показана в серой пунктирной рамке на рис. 6.1.

6.3. Кинематика разлома Лаохушань

Разлом Лаохушань располагается в середине разлома Хайянь (рис. 6.2). Разлом простирается в западно-северо-западном направлении, поверхность сместителя наклонена на юго-запад под углом 70° – 80° (рис. 6.3). Геоморфологические признаки показывают, что разлом Лаохушань в основном имеет левосдвиговое смещение. К данному разлому приурочено множество землетрясений средней интенсивности, таких как землетрясение Тяньчжу магнитудой 6,2 в 1990 году и землетрясение Цзинтай магнитудой 5,9 в 2000 году. Геологические исследования ограничивают скорость левосдвигового смещения разлома Лаохушань на уровне 4,0–8,0 мм/год (рис. 6.3). Большинство результатов исследований также подтверждают относительно низкую скорость смещения [Liu et al., 2022].

В 2021 году были проведены детальные полевые геологические исследования, и высокоточные топографические измерения в районе 10 км от восточной части разлома Лаохушань (рис. 6.4). В соответствии с тектоническими и геоморфологическими признаками разломов, такими как крутизна склонов, разломных обрывов, смещенных хребтов и террас, а также зон дробления разломов, точно определено местоположение разлома Лаохушань. Так же установлены пространственное местоположений и геометрия разлома. В результате топографической съемки с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) была получена трёхмерная высокоточная цифровая модель рельефа (DEM) разлома Лаохушань с точностью до сантиметра (рис. 6.4).

В соответствии с разломными характеристиками геоморфологических признаков, таких как разломные хребты, водные системы и геоморфологические поверхности, определены особенности смещения разлома Лаохушань. Путём измерения смещения по разлому и определения хронологических геоморфологических признаков установлена скорость смещения разлома Лаохушань.

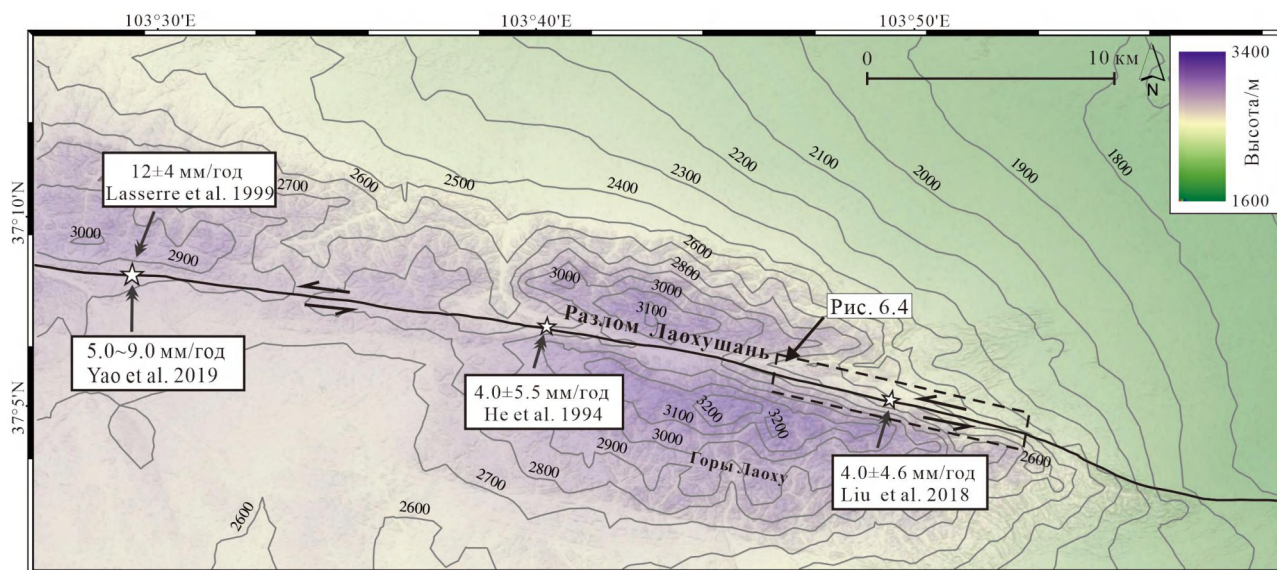


Рис. 6.3. Топографическая карта разлома Лаохушань и его скорость смещения. Область этой карты показана в белой рамке на рис. 6.2.

6.3.1. Геометрия разлома Лаохушань

Разлом Лаохушань простирается в западно-северо-западном направлении вдоль северного подножия гор Лаохушань. Движение по разлому не только вызывает очевидные поверхностные разрывы, но и предопределяет геоморфологию района. В южной части разлома в рельефе проявлены высокие и крутые горные хребты, т.е. рельеф гористый, а отложения по составу в основном представлены палеозойскими песчаниками, аргиллитами, средними и кислыми магматическими породами. В северной части разлома в рельефе отмечается аллювиальный веер с более низкими высотными отметками, породы в основном состоят из песчано-гравийных слоёв позднечетвертичного возраста.

В результате полевых геологических исследований и геоморфологических измерений были получены высокоточные топографические материалы и данные DEM длиной около 10 км от участка Дашитоугоу-Шансигоу восточной части разлома Лаохушань (рис. 6.4). В сочетании со спутниковыми снимками удалось определить пространственное местоположение разлома Лаохушань. Участок Дашитоу-Шансигоу разлома Лаохушань в основном линейный и простирается в западно-северо-западном направлении. В восточной части разлома наблюдается отклонение на юг на 10° – 15° в пределах 10 км. Простирание разлома составляет $\sim 105^{\circ}$ у западного Шансигоу и $\sim 120^{\circ}$

у Дашитоугоу на востоке (рис. 6.4). Вдоль направления разлома образовалась серия перемежающихся лощин шириной 50–150 м (рис. 6.5). Серо-черные зоны разломов в основном наблюдаются у рек, пересекающих разлом. В зонах разлома развиваются катаклазиты и милониты, рыхлая глина трения с признаками минерализации (рис. 6.6). В Дашитоугоу видны явные разломные геоморфологические признаки. Слой тёмно-жёлтого песчаника перекрыт разбитым гравием иссиня-черного цвета, который более рыхлый и предположительно моложе. Простираие разлома Лаохушань составляет 115° , падение на юго-запад (рис. 6.6).

Исходя из комбинации различных форм рельефа вдоль разлома и тектонических признаков, вырисовывается общее простирание разлома Лаохушань на восток—юго-восток в пределах от 105° до 120° . Восточная часть разлома Лаохушань отклоняется на юго-восток под углом 10° – 15° . Разлом падает на юго-запад под углом 70° – 80° .

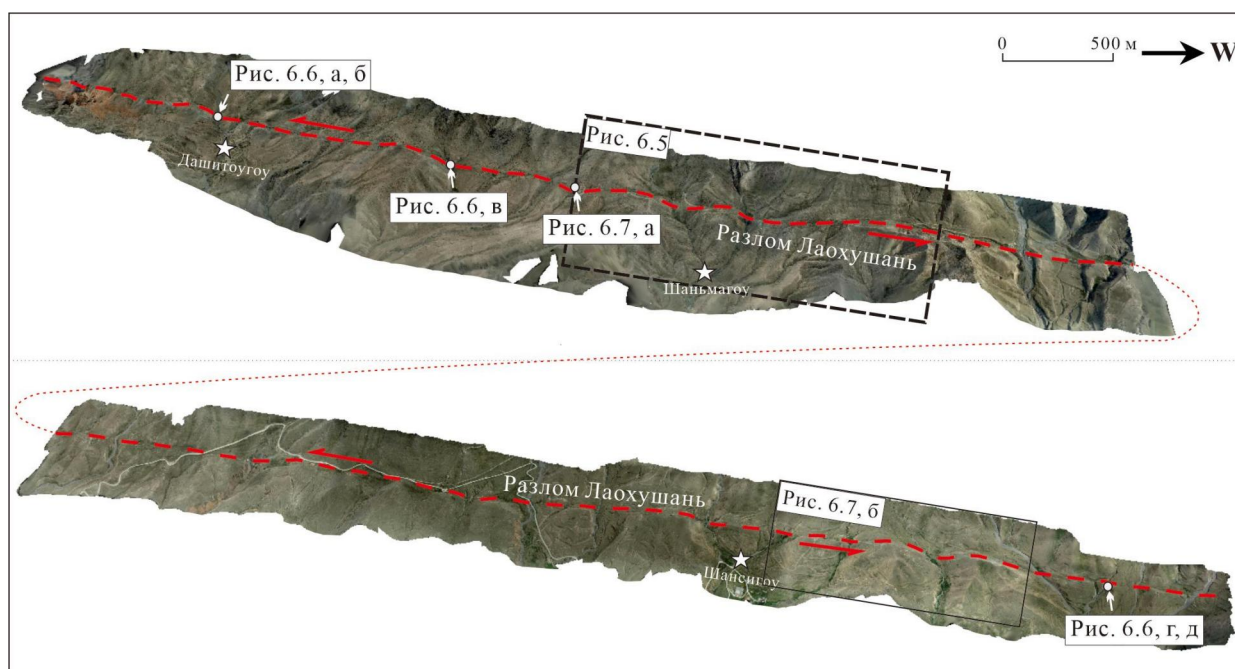


Рис. 6.4. Трехмерное изображение рельефа вдоль разлома Лаохушань. Область этой карты показана в чёрной пунктирной рамке на рис. 6.3.

6.3.2. Характеристики деформаций по разлому Лаохушань

Различные тектонические признаки говорят о том, что в разломе Лаохушань с позднего четвертичного периода преобладает левосдвиговое движение со сбросовой компонентой. У северного подножия гор Лаохушань присутствует ряд геоморфологических признаков, таких как

горные хребты, каналы, террасы с веерными потоками, что указывают на характеристики левосдвигового движения (рис. 6.5). Левосдвиговое движение высоких горных хребтов и локальных форм рельефа чётко выражены. Самый высокий хребет в Дашитоугоу в восточной части разлома Лаохушань подвергся левостороннему смещению примерно на 180 м. Левостороннее смещение высокогорного хребта Шаньмагоу в средней части разлома составило около 200 м, а высокогорного хребта Шаньсигоу в западной части разлома — около 300 м.

В дополнение к смещению высоких горных хребтов и типичных форм рельефа, русла рек и высотное положение их террас, проходящих через разлом, также говорят о левостороннем смещении вдоль разлома Лаохушань. В районе Шаньмагоу и Шансигоу в нескольких оврагах наблюдался левосторонний изгиб. В нескольких небольших оврагах, расположенных вблизи Шаньмагоу наблюдалось левосдвиговое смещение длиной от 10 до 20 м (рис. 6.5). На профиле разлома отмечается ступенчатая структура, которая может указывать на левосдвиговое смещение по разлому.

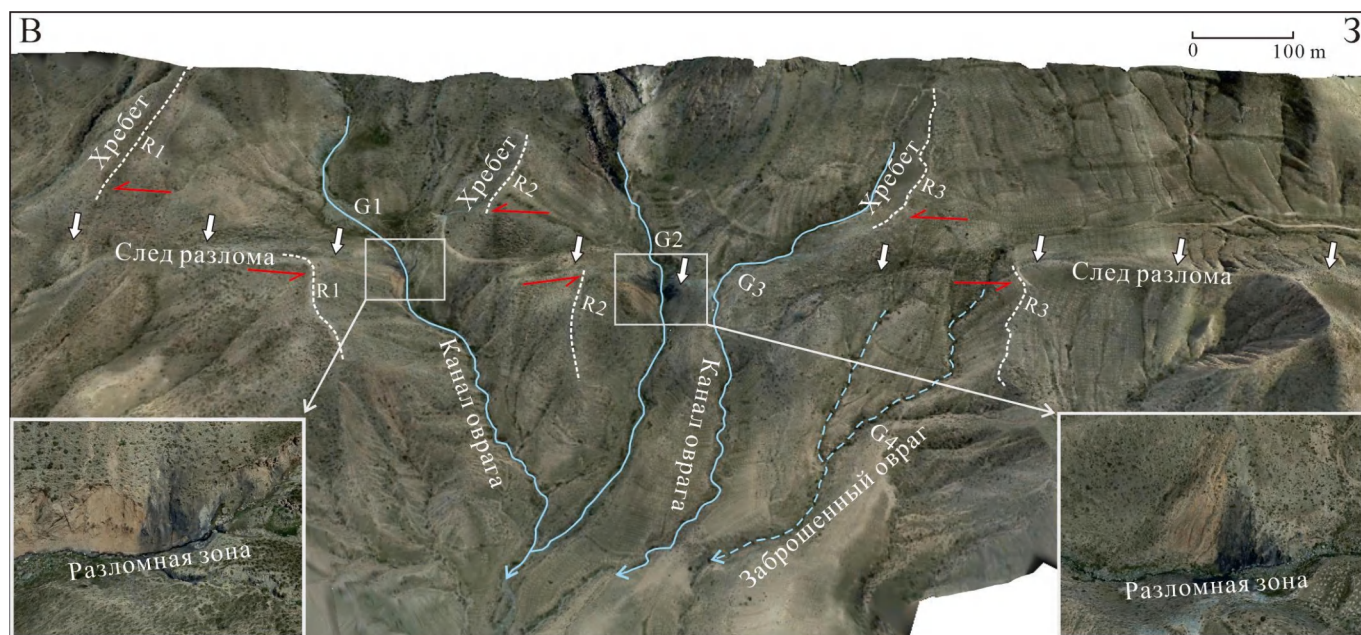


Рис. 6.5. Трехмерная геоморфологическая карта восточной части разлома Лаохушань, полученная с помощью беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). Область этой карты показана чёрной пунктирной рамкой на (рис. 6.4).

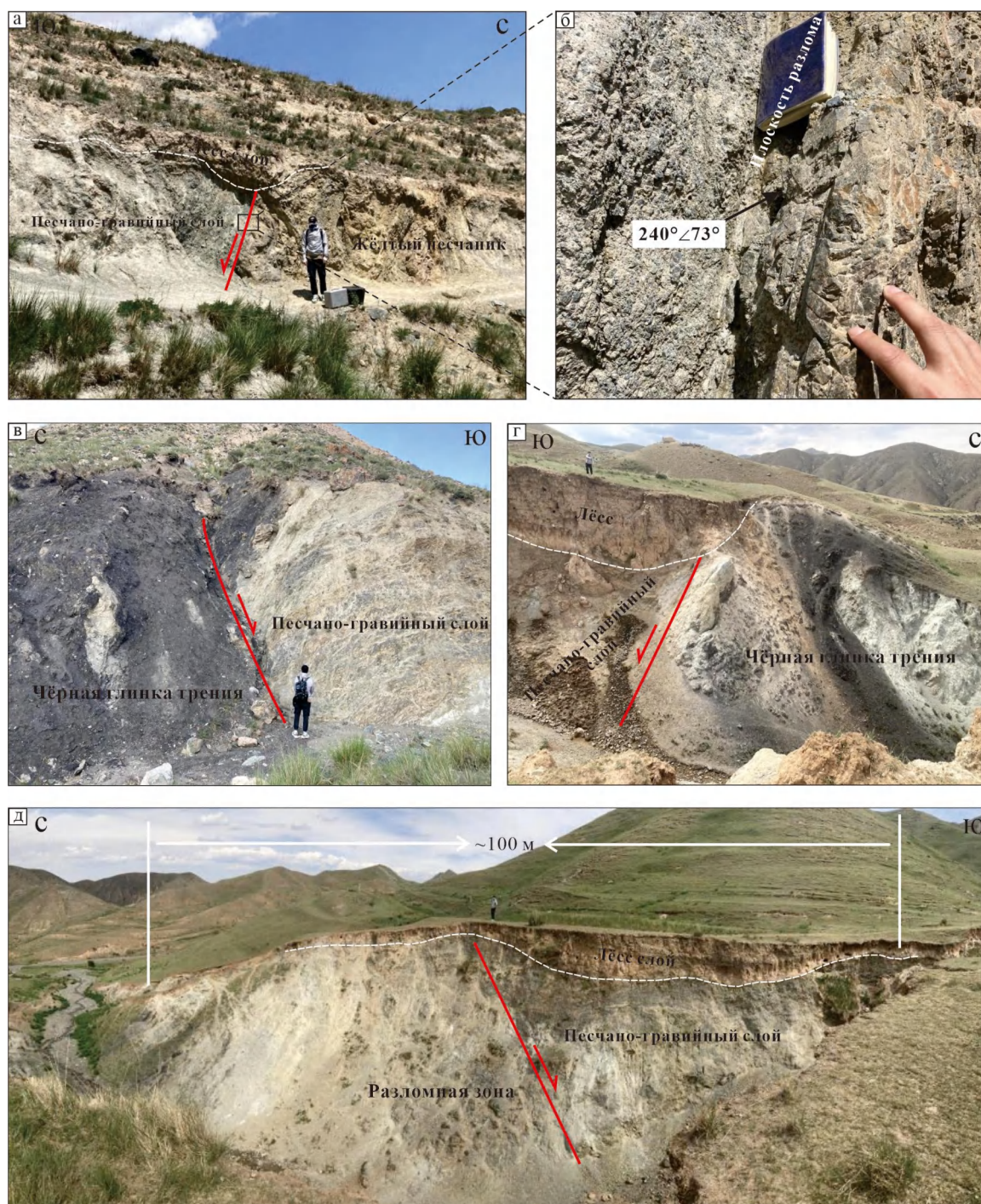


Рис. 6.6. Фото зон дробления разлома Лаохушань. Расположение фото показано на рис. 6.4.

Геоморфология и профили разлома показывают, что в разломе Лаохушань все ещё присутствует небольшая сбросовая компонента. По линейным и полигональным геоморфологическим признакам, таким как хребты, аллювиальные веера и речные террасы (рис. 6.6), расположенным по обе стороны от разлома, установлено, что они подверглись вертикальному

смещению в различной степени.

В Шаньмагоу наблюдалось значительное вертикальное смещение высокого горного хребта с амплитудой более 10 м (рис. 6.7, а). В сочетании с информацией залегания разлома Лаохушань это показывает, что висячий блок разлома расположен ниже относительно лежащего блока. Это показывает, что разлом имеет сбросовую кинематику.

В висячем блоке вдоль разлома отмечается ряд широких долин шириной 10–50 м (рис. 6.7, б). В долине наблюдаются явления поверхностного осадконакопления различной степени. Вдоль разлома можно увидеть явные осадные впадины и области напряжения рифтовой долины, что также указывает на состояние сбросового движения (рис. 6.6, а, г, д). В профилях разломов наблюдается обширное накопление растительности в висячем блоке разлома, что указывает на то, что разлом имеет сбросовую компоненту. В разломе Лаохушань присутствуют определённые характеристики сброса, при этом вертикальное смещение разлома намного меньше горизонтального. Например, горизонтальное левосдвиговое смещение террас Т4 в Шаньмагоу может достигать 100 м, тогда как вертикальное смещение составляет около 10 м (рис. 6.7, а).

Вышеупомянутая геоморфология разлома и тектонические признаки показывают, что в разломе Лаохушань с позднечетвертичного времени преобладает левосдвиговое движение с небольшой сбросовой компонентой.

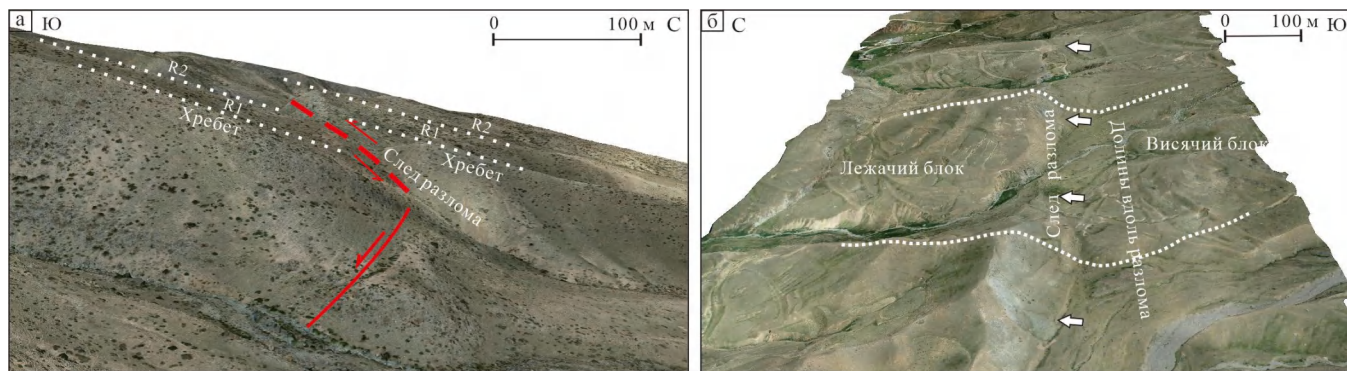


Рис. 6.7. Террасы с вертикальным смещением (а) и долины вдоль разломов (б). Область этих фото показана на рис. 6.4.

6.3.3. Скорость смещения по разлому Лаохушань

Скорость смещения разлома важна для понимания интенсивности активности разлома. В восточной части разлома Лаохушань были проведены топографические измерения с БПЛА и

получены высокоточные данные (DEM) рельефа (рис. 6.8). Основываясь на полученных изображениях рельефа, удалось выявить местоположение разлома Лаохушань. По обе стороны от разлома выявлены 5-уровневые контрастные геоморфологические поверхности (террасы), где движения по разлому привели к тому, что эти террасы имеют разную степень смещения. С помощью высокоточного картирования форм рельефа получено местоположение террас Т1–Т5 на территории исследования и установлена их морфология (рис. 6.8, б).

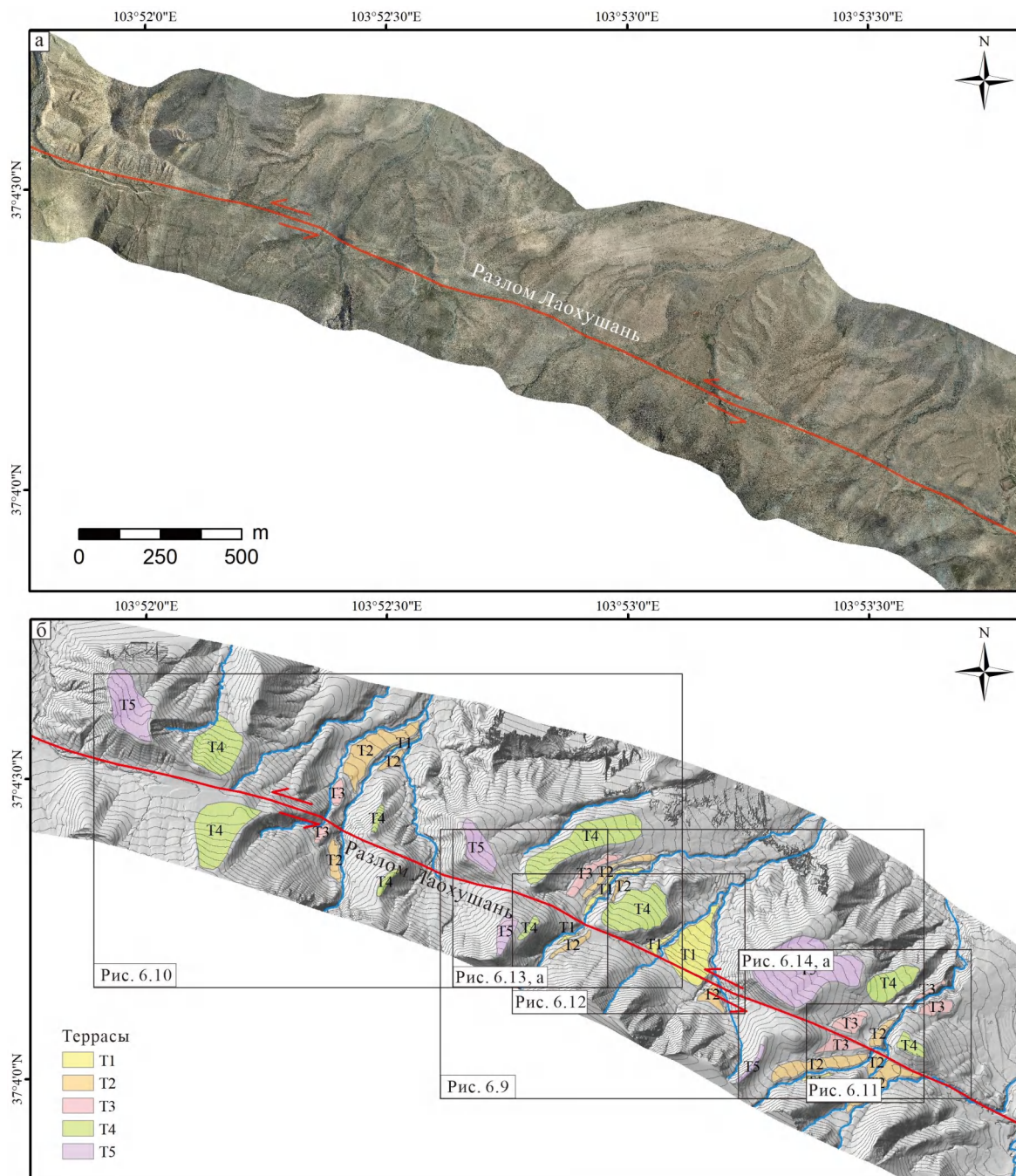


Рис. 6.8. Карта пространственного распределения речных террас. (а) Трёхмерная геоморфологическая карта восточной части разлома Лаохушань; (б) Трёхмерная цифровая модель рельефа (3D-DEM) восточной части разлома Лаохушань.

Фиксация смещения этих террас проведена путём измерения линейных рельефных маркеров. В сочетании с возрастом образования террас Т1–Т5 рассчитаны скорости смещения разлома Лаохушань с момента образования террас.

Терраса Т5 самая высокая в этом регионе. Левостороннее движение по разлому Лаохушань вызвало большое ее смещение. В зоне измерения находятся 2 поверхности террасы Т5, что позволило провести качественное сравнение. Были определены и реконструированы линии гребней этих двух террас и обнаружено, что их левостороннее смещение составило 185 ± 25 м (рис. 6.9).

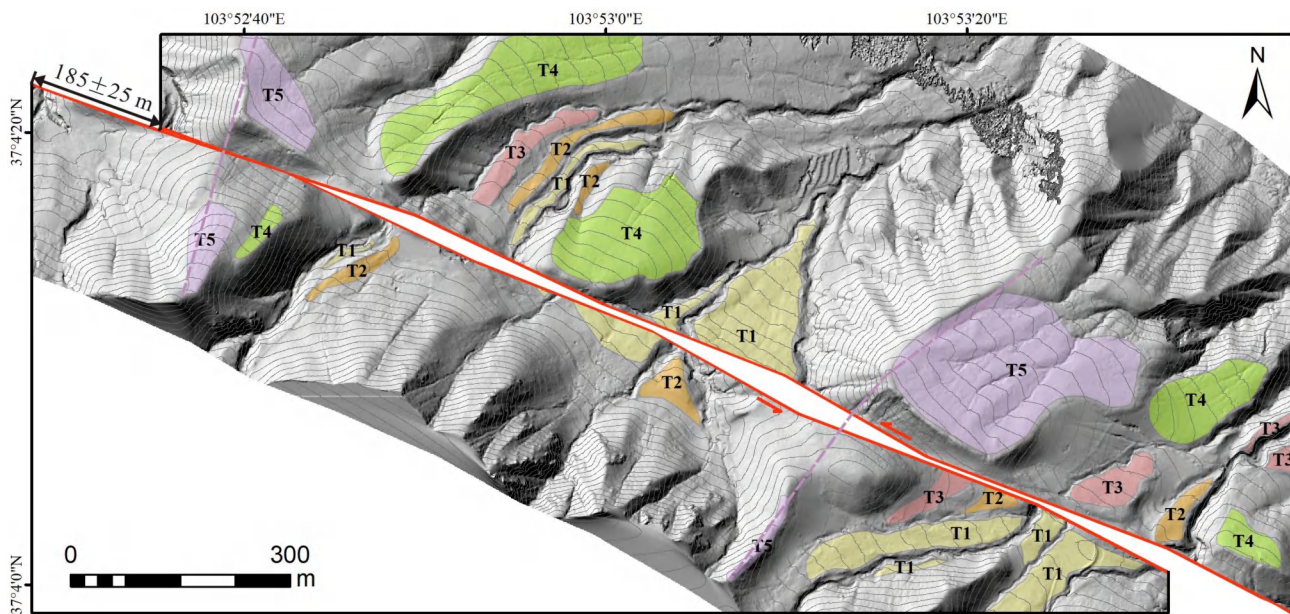


Рис. 6.9. Горизонтальное леводвиговое смещение террас Т5. Область этой карты показана в чёрной рамке на (рис. 6.8, б).

Терраса Т4 расположена к востоку от террасы Т5. Есть 3 поверхности террасы Т4, которые подходят для сопоставления. Мы определили поверхности этих террас Т4 и получили левостороннее смещение 95 ± 8 м (рис. 6.10). Кроме того, был построен продольный профиль местности для одной из поверхностей террасы Т4. Судя по этому профилю, поверхность террасы Т4 имеет значительное вертикальное смещение, которое составило 12 ± 1 м (рис. 6.13).

Поверхности террасы Т3 слабо развиты в пределах зоны исследования. Также не выявлено значительных геоморфологических особенностей, которые можно было бы использовать для измерения их смещения. Однако, была обнаружена только одна геоморфологическая отметка, по которой можно измерить смещение поверхности террасы Т3. Исходя из этого признака горизонтальное левостороннее смещение поверхности террасы Т3 составило 52 ± 5 м (рис. 6.14, а), вертикальное смещение — 5 ± 1 м (рис. 6.14, б, в).

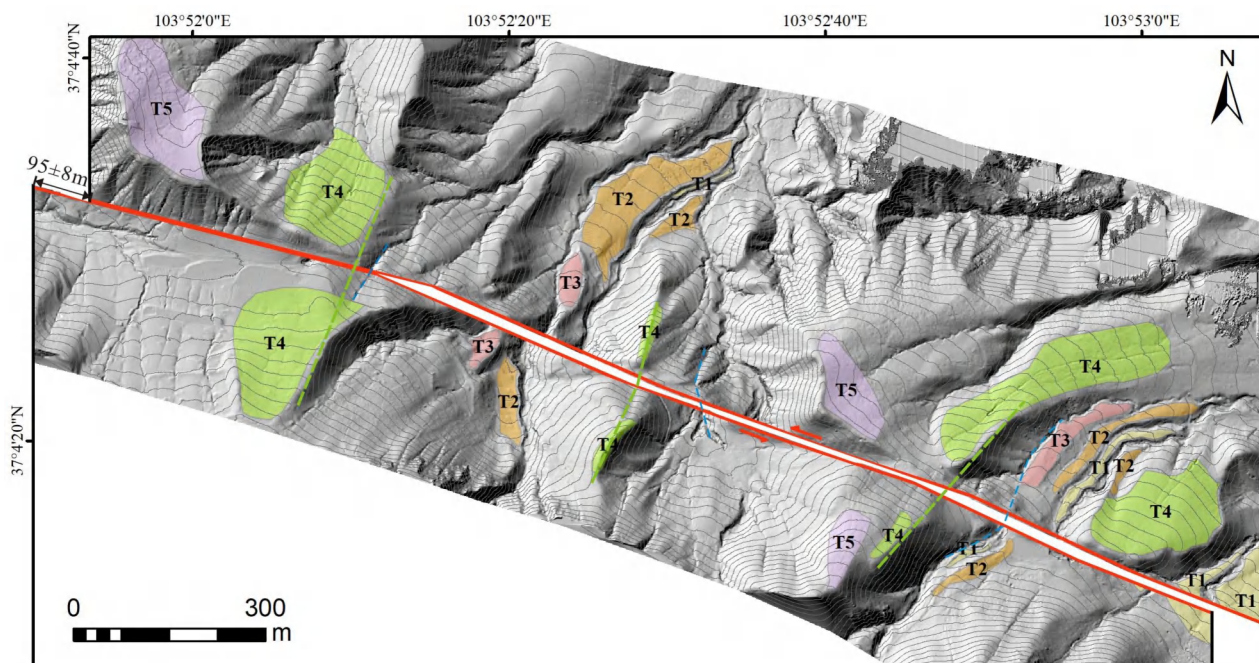


Рис. 6.10. Горизонтальное леводвиговое смещение террас Т4. Область этого изображения показана в чёрной рамке на (рис. 6.8, б).

Хотя поверхности террасы Т2 детально измерены, данные о их деформации ограничены. Только в самой восточной части региона имеются линейные геоморфологические особенности, которые можно использовать для измерения смещения поверхности террасы Т2. Также отмечается значительная дислокация поверхностей этой террасы. Первоначальный рельеф был реконструирован. Горизонтальное леводвиговое смещение составило 22 ± 4 м (рис. 6.11).

Поверхность террасы Т1 является самой низкой в районе исследования и представляет собой новообразованную геоморфологическую поверхность региона. Во многих местах поверхность террасы Т1 изогнута влево. Горизонтальное леводвиговое смещение поверхности террасы Т1

составляет 13 ± 2 м (рис. 6.12).

Возраст поверхности террас является ключевым источником данных для расчёта скорости смещения по разлому. Предыдущие исследователи использовали метод оптической люминесценции (OSL) для датировки формирования поверхности террас на участке Шаньмагоу возле разлома Лаохушань и получили возраст поверхностей террас T1–T4 в следующем порядке 1.3 ± 0.1 , 9.0 ± 0.5 , 15.9 ± 0.9 , 42.2 ± 2.2 тыс. лет (таблица 6.1) [Liu et al., 2022]. Поскольку люминесцентный метод измеряет возраст отложений в верхних слоях, результаты датирования зачастую могут превышать фактический возраст слоёв. Возраст одной террасы больше, чем возраст отложений следующей террасы. Время начала записи смещения разлома на террасе позже времени образования террасы, но раньше времени образования следующей террасы [Hetzl et al., 2013]. Поэтому мы использовали средний возраст определённого уровня террасы и его следующего низкого уровня террасы для вычисления скорости смещения разлома и скорректировали возраст полученные террас (таблица 6.1).

Таблица 6.1. Смещение, возраст и скорость разлома Лаохушань возле Шаньмагоу

Террасы	Возраст (тыс. лет)*	Модифицир ованный возраст (тыс. лет)	Смещение (м)		Скорость смещения (мм/год)	
			Горизонта льное	Вертикал ьное	Левосдвиговая скорость	Вертикальная скорость
T1	1.0 ± 0.1	—	13 ± 2	—	—	—
T2	9.0 ± 0.5	5.0 ± 0.3	22 ± 4	—	4.4 ± 0.8	—
T3	15.8 ± 0.9	12.8 ± 0.7	52 ± 5	5 ± 1	4.1 ± 0.4	0.4 ± 0.08
T4	40.6 ± 2.3	28.2 ± 1.7	95 ± 8	12 ± 1	3.4 ± 0.3	0.4 ± 0.03
T5	—	—	185 ± 25	—	—	—

*Данные о возрасте террас от Liu et al., [2022].

Таким образом, в работе возраст поверхности террасы T2 составляет $5,0 \pm 0,3$ тыс. лет, T3 — $12,8 \pm 0,7$ тыс. лет, T4 — $28,2 \pm 1,7$ тыс. лет (таблица 6.1). Эти данные также относятся к смещению террас T2, T3 и T4 соответственно. Основываясь на этих данных, мы ограничили скорость

горизонтального левостороннего смещения поверхностей террас Т2, Т3 и Т4 с момента их образования равной 4.4 ± 0.8 мм/год, 4.1 ± 0.4 мм/год, 3.4 ± 0.3 мм/год. Скорость вертикального смещения поверхности террас Т3 и Т4 составляет 0.4 ± 0.08 мм/год и 0.4 ± 0.03 мм/год. Результаты исследования показывают, что скорость горизонтального леводвигового смещения по разлому Лаохушань составляет 3.5–4.5 мм/год, скорость вертикального смещения — 0.4 ± 0.08 мм/год.

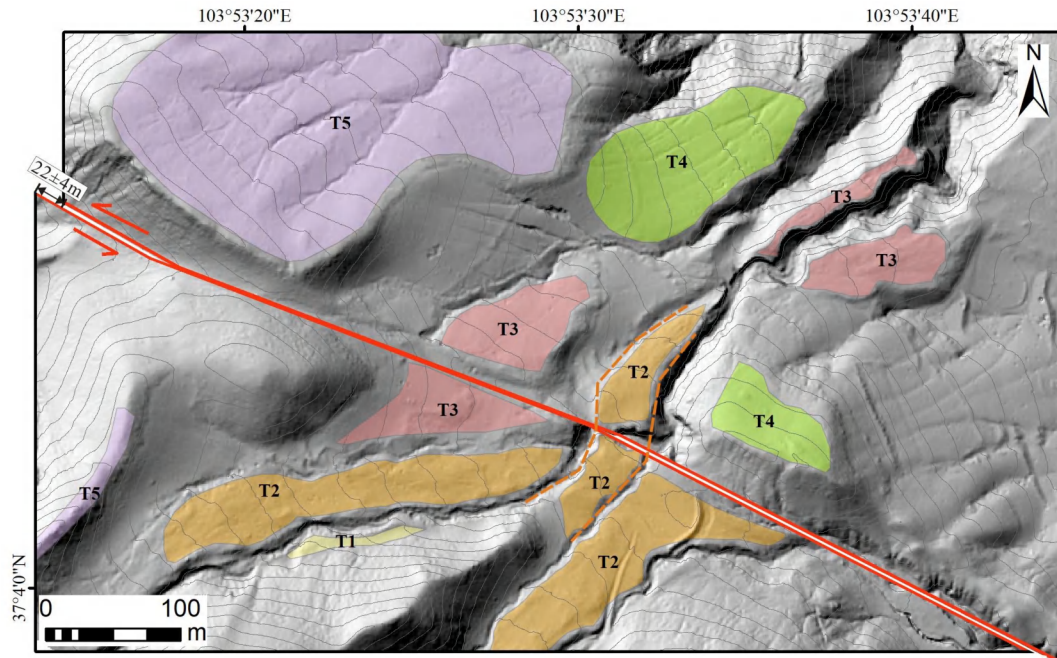


Рис. 6.11. Горизонтальное леводвиговое смещение террас Т2. Область этого изображения показана в чёрной рамке на (рис. 6.8, б).

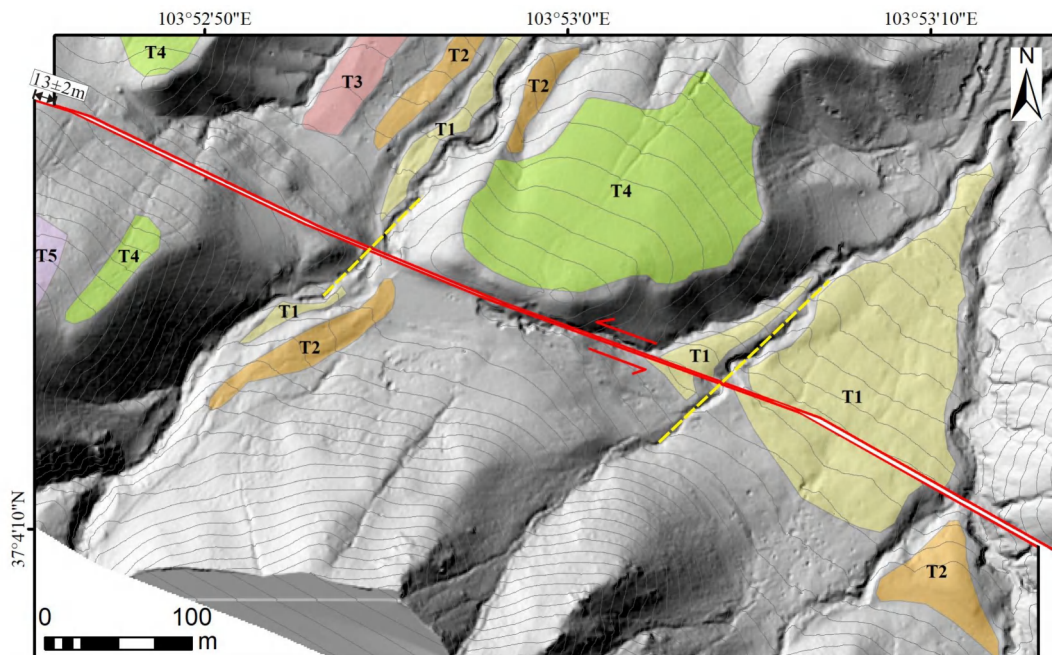


Рис. 6.12. Горизонтальное левосдвиговое смещение террас Т1. Область этого изображения показана в чёрной рамке на (рис. 6.8, б).

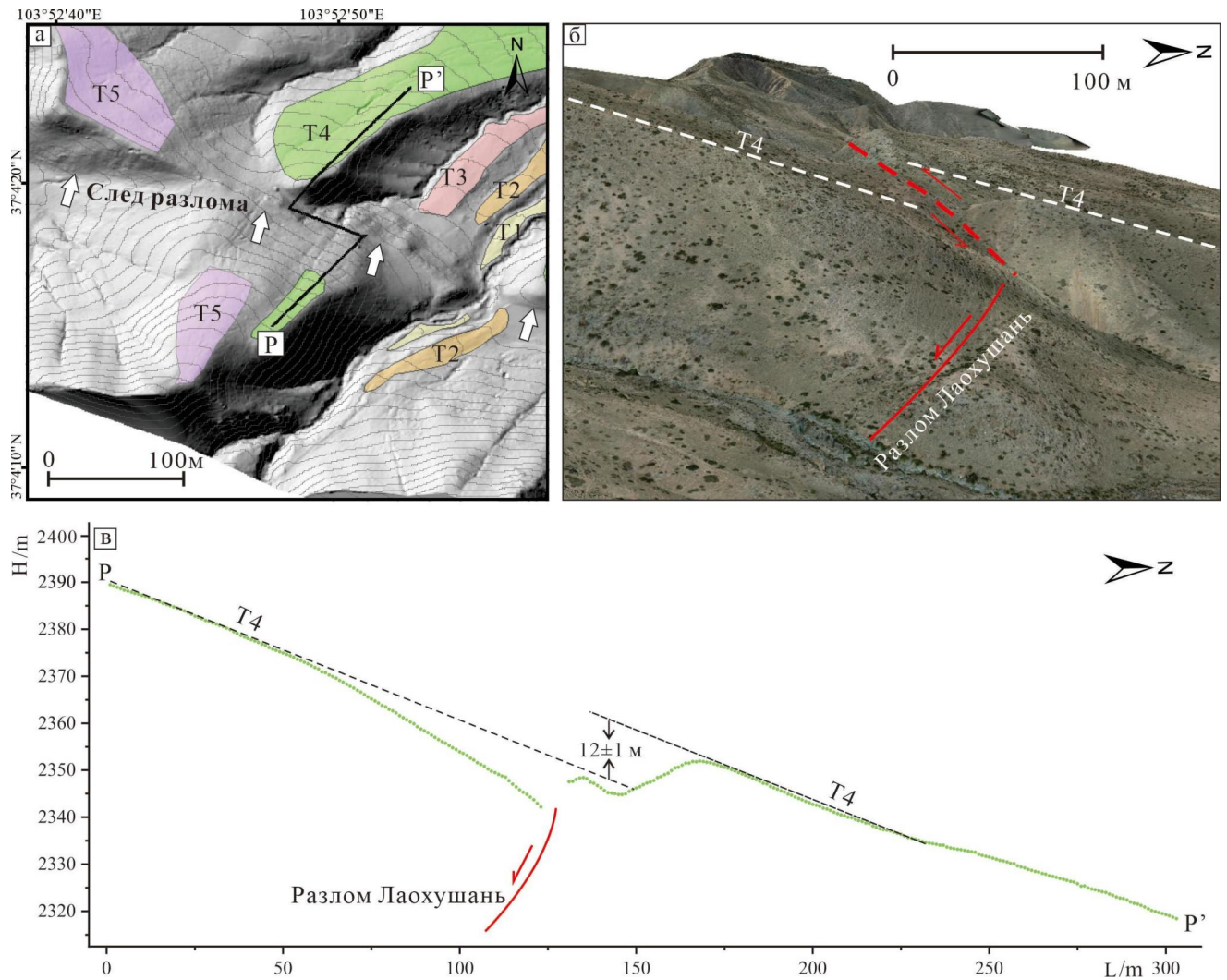


Рис. 6.13. Вертикальное смещение поверхности террасы Т4. (а) Карта распределения террас, область этого изображения показана в чёрной рамке на (рис. 6.8, б). (б) На фото показано вертикальное смещение террас Т4. (в) Продольный профиль террас Т4 показывает, что вертикальное смещение террас Т4 составляет 12 ± 1 м. Положение профиля показано на (а).

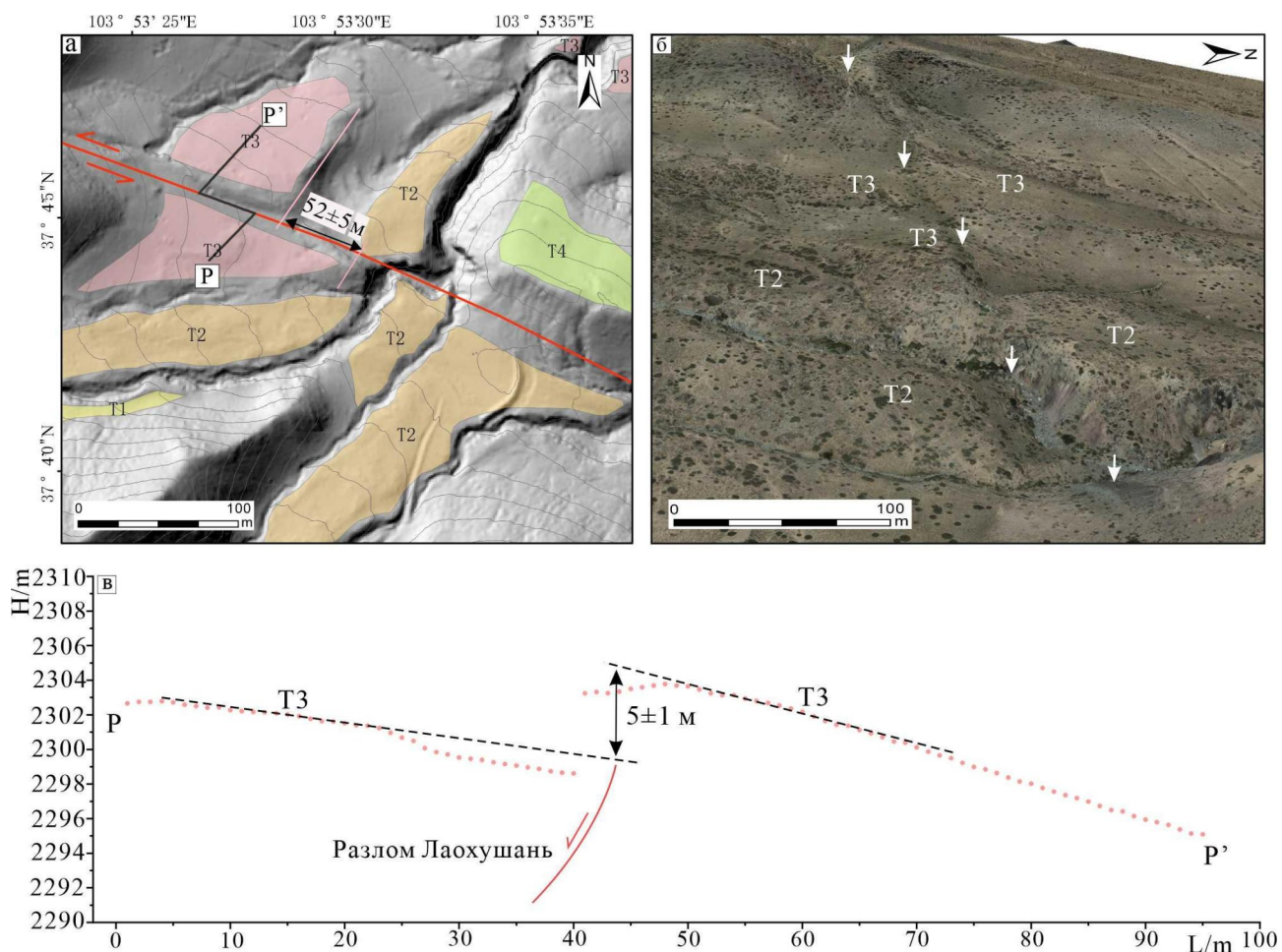


Рис. 6.14. Горизонтальное левосдвиговое смещение и вертикальное смещение террас Т3. (а) Карта распределения террас. Разломные террасы показывают, что горизонтальное левосдвиговое смещение террас Т3 составляет 52 ± 5 м. Область этой карты показана в чёрной рамке на (рис. 6.8, б). (б) На фото показано вертикальное смещение террас Т3. (в) Продольный профиль террас Т3 показывает, что вертикальное смещение террас Т3 составляет 5 ± 1 м. Положение профиля показано на (а).

6.4. Характеристики неотектонической деформации восточных гор Цилиан

По данным GPS скорость движения земной коры горы восточных гор Цилиан в восточном направлении относительно блока Алашань достигает 5–7 мм/год. Разлом Хайянь считается важным пограничным разломом, который компенсирует относительное движение между ними.

Разлом Хайянь ориентирован на запад-северо-запад и имеет падение на юго-запад с углом наклона 70° – 80° . Западная и средняя части разлома Хайянь являются крутопадающим

левосторонним сдвигом, а разлом Люпаншань в восточной части характеризуется преобладанием надвигов.

Преыдущие исследователи использовали различные методы для определения скорости смещения по разлому Хайянь. В ранних работах Lasserre и др. [1999] путём измерения смещения одновозрастных поверхностей рельефа скорость движения по разлому Хайянь составляет 12 ± 4 мм/год. Однако Yao и др. [2019] предположили, что возраст геоморфологической поверхности будет систематически смещён, что приведёт к чрезмерно большому результату измерения скорости смещения. Поэтому Yao и др. [2019] улучшили метод датирования геоморфологических поверхностей и повторно определили скорость левосдвигового смещения в средней части разлома Хайянь, которая изменяется в пределах 5,0–9,0 мм/год. В последние годы для определения скорости смещения по разлому Хайянь учёные использовали геологические и геодезические методы. Большинство результатов исследований показывают, что скорость смещения средней части разлома Хайянь составляет 4–7 мм/год (рис. 6.15) [Yao et al., 2019; Liu et al., 2022].

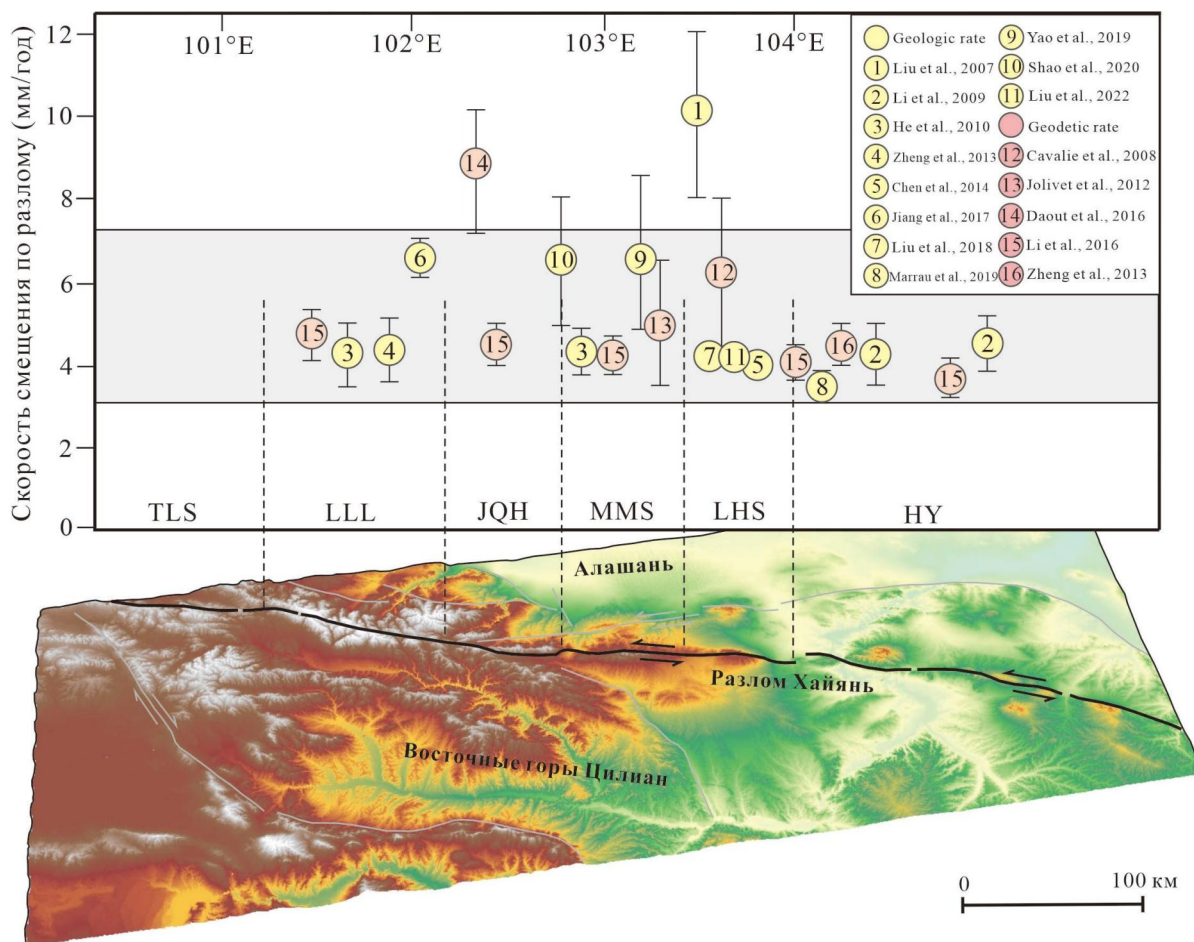


Рис. 6.15. Пространственное распределение левосдвиговой скорости смещения по разлому Хайянь [Liu et al., 2022 с дополнениями]. TLS — разлом Толайшань; LLL — разлом Ленглунлин; JQH — разлом Цзиньцянхэ; MMS — разлом Маомаошань; LHS — разлом Лаохушань; NY — узкий разлом Хайянь.

Основываясь на результатах предыдущих исследований, пространственное распределение скорости смещения по разлому Хайянь указывает на то, что в средней части разлома происходит быстрое смещение, а на его концах — медленное. Скорость смещения в самой западной части разлома (разлом Толайшань) составляет 1–2 мм/год. Скорость смещения постепенно нарастает к средней части разлома Хайянь, где стабильнодержится на уровне 4–7 мм/год [Liu et al., 2022].

Разлом Лаохушань расположен в средней части разлома Хайянь. Скорость его левостороннего смещения составляет около 4 мм/год. В восточной части разлома Хайянь, то есть в районе разлома Люпаньшань, скорость смещения снижается до 1–2 мм/год. Таким образом, скорость смещения по разлому высокая в средней части разлома и низкая на его концах, что аналогично пространственному распределению скорости смещения других крупномасштабных разломов в мире, таких как разлом Сан-Андреас [Liu et al., 2022]. Скорость смещения средней части разлома Хайянь близка к скорости движения южных блоков на восток, что указывает на то, что он является важным каналом для компенсации относительного движения между восточными горами Цилиан и блоком Алашань [Pan et al., 2020]. Уменьшение скорости смещения в восточной части разлома поглощается сжатием разлома Люпаньшань.

В предыдущих исследованиях учёные сосредоточились на горизонтальном смещении разлома Хайянь, уделяя меньше внимания его вертикальному смещению. В этой работе внимание уделяется не только горизонтальной активности разлома Хайянь, но и вертикальной. Исследование геоморфологических особенностей вдоль разлома показывает, что в средней части разлома Хайянь наблюдается сбросовое смещение. Однако его скорость вертикального смещения очень мала и равна только ~0,4 мм/год. В сочетании с результатами предыдущих исследований обнаружено [Pan et al., 2020 ; Liu et al., 2022], что в западной части разлома Хайянь отмечается взбросовая кинематика, однако в разрезах Маомаошань и Лаохушань в средней части разлома Хайянь присутствует сбросовая кинематика. В восточной части разлома Хайянь деформация вновь

проявляется надвигом [Liu et al., 2022].

6.5. Выводы

Разлом Хайянь является основным пограничным разломом на северо-востоке Тибетского нагорья. Этот разлом является левосторонним сдвигом с локальными компонентами надвига и сброса. В соответствии с характерными геоморфологическими и тектоническими признаками в районе гор Лаохушань определено, что в средней части разлома Хайянь преобладает левосдвиговое смещение с небольшой сбросовой компонентой. Путём измерения смещения одновозрастных геоморфологических поверхностей определено, что скорость левосдвигового смещения средней части разлома Хайянь с позднеплейстоцена составляет ~ 4 мм/год, а скорость вертикального смещения — только ~ 0.4 мм/год. Большинство результатов исследований показывают, что скорость левосдвигового смещения по разлому Хайянь составляет 4–7 мм/год, приблизительно равная скорости движения блоков восточных гор Цилиан на восток (5–7 мм/год), что указывает на то, что разлом Хайянь является важным пограничным разломом, компенсирующим относительное смещение между восточными горами Цилиан и северым блоком Алашань.

Глава 7. Обсуждение

7.1. Неотектоническая деформация гор Цилян⁵

Горы Цилян являются северо-восточной границей Тибетского нагорья. Их тектоническая деформация происходила под влиянием деформации сжатия Тибетского нагорья в северо-северо-восточном направлении и левосдвигового смещения по разлому Алтынтаг. В настоящее время предполагается, что горы Цилян представляют собой новую орогеническую зону, образовавшуюся в результате расширения Тибетского нагорья на север при непрерывной коллизии Индостана с Евразией. Время начала поднятия гор Цилян всегда было спорным. На основе характеристик отложений кайнозойских бассейнов и магнитостратиграфических результатов по обе стороны гор Цилян, установлено время начала их поднятия в 14–10 млн. лет назад [Wang et al., 2016, 2017; Zheng et al., 2017], что намного позже, чем время начала коллизии Индостана с Евразией (65–60 млн. лет) [Mo et al., 2010; Huang et al., 2015; Zhu et al., 2016; Hu et al., 2015].

Кроме того, на основе исследований по данным седиментологии, низкотемпературной термохронологии и характеристик активных разломов считается, что поднятие гор Цилян представляет собой процесс постепенного подъёма с юга на север [Zheng et al., 2017]. Такой процесс поднятия также отражается в распределении поля напряжений нагорья, изменяющегося с юга на север. В позднем миоцене (14–10 млн. лет) центральная часть гор Цилян начала подниматься и продолжала расширяться на север [Zheng et al., 2017]. Северные горы Цилян начали подниматься 10–8 млн. лет назад, в результате чего стали новой северо-восточной границей Тибетского нагорья [Zheng et al., 2017]. Пограничная зона разломов и складок (антиклиналь Лаоцзюньмао и разлом Юмен) сформировались в предгорьях северной окраины гор Цилян, что также является результатом расширения нагорья на север [Fang et al., 2005]. Поднятие этих зон разломов и складок началось 4–3 млн. лет назад [Fang et al., 2005; Zheng et al., 2017].

⁵ При подготовке данного пункта диссертации использованы материалы из следующих публикаций, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московской государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Chen Zhidan, Xu Wenbin, Liu Rui, Li An, Koronovsky N. V. Tectonic Deformation of the Western Qilian Shan in Response to the North–South Crustal Shortening and Sinistral Strike-Slip of the Altyn Tagh Fault Inferred From Geomorphologic Data // *Frontiers in Earth Science*. 2022. 10:808935. Scopus (1,09 п.л., личный вклад автора — 70%, SJR 1,027)

Горы Цилиан компенсируют сокращение сжатия земной коры Тибетского нагорья в северо-восточном направлении и левосдвиговое смещение по разлому Алтынтаг (рис 7.1) [Чэнь и Короновский, 2020; Chen et al., 2022]. Эта тектоническая обстановка стала основой для тектонической деформации гор Цилиан. Восточная и западная части гор Цилиан по-разному реагируют на сокращение земной коры. Сейсмичность территории, наличие активных разломов и геодезические данные показывают, что в пределах западных гор Цилиан сокращение земной коры происходит путём деформации сжатия в долгом направлении (рис 7.2). При этом образуются взбросы и приразломные складки. Также в этом районе отмечаются в основном землетрясения сжатия и снижение скоростей GPS в северо-восточном направлении. Восточные горы Цилиан реагируют на сокращение земной коры путём движения земной коры на восток с вращением по часовой стрелке. Это проявляется в концентрированном распределении землетрясений сдвига, в наличии на этой территории крупномасштабных сдвиговых разломов вдоль границ блоков, в увеличении скоростей GPS в восточном направлении, в сильной сейсмичности на границах блоков и слабой внутри этих блоков (рис 7.2).

Несмотря на то, что западные горы Цилиан характеризуются деформацией сжатия земной коры, величина сокращения земной коры, поглощаемой тектоническими зонами, сильно отличается. В этой работе геоморфологические исследования показывают, что уклон рельефа северных гор Цилиан значительно больше, чем у центральных и южных гор. По геоморфологическим особенностям долины реки Байян в западной части гор Цилиан, установлено, что речная эрозия северных гор Цилиан сильнее, чем у центральных гор. Путём дальнейшего измерения смещения поверхностей одновозрастных террас, расположенных вдоль разлома выявлена скорость смещения по основным активным разломам в бассейне реки Байян. Результаты показали, что скорость вертикального смещения по разломам в поздне плейстоцене и голоцене в бассейне реки Байян в западных горах Цилиан составляет 0,3–0,7 мм/год. В сочетании с данными о скорости смещения по основным активным разломам в районе гор Цилиан, полученной предыдущими исследователями (рис 7.1), выявлено, что сокращение земной коры западных гор Цилиан поглощается рядом активных разломов и горных хребтов, ориентированных на запад-северо-запад, но количество земной коры, поглощённое северными горами Цилиан и северным Цилианским разломом,

значительно больше, чем у центральных и южных гор и их разломов (рис 7.1) [Chen et al., 2022].

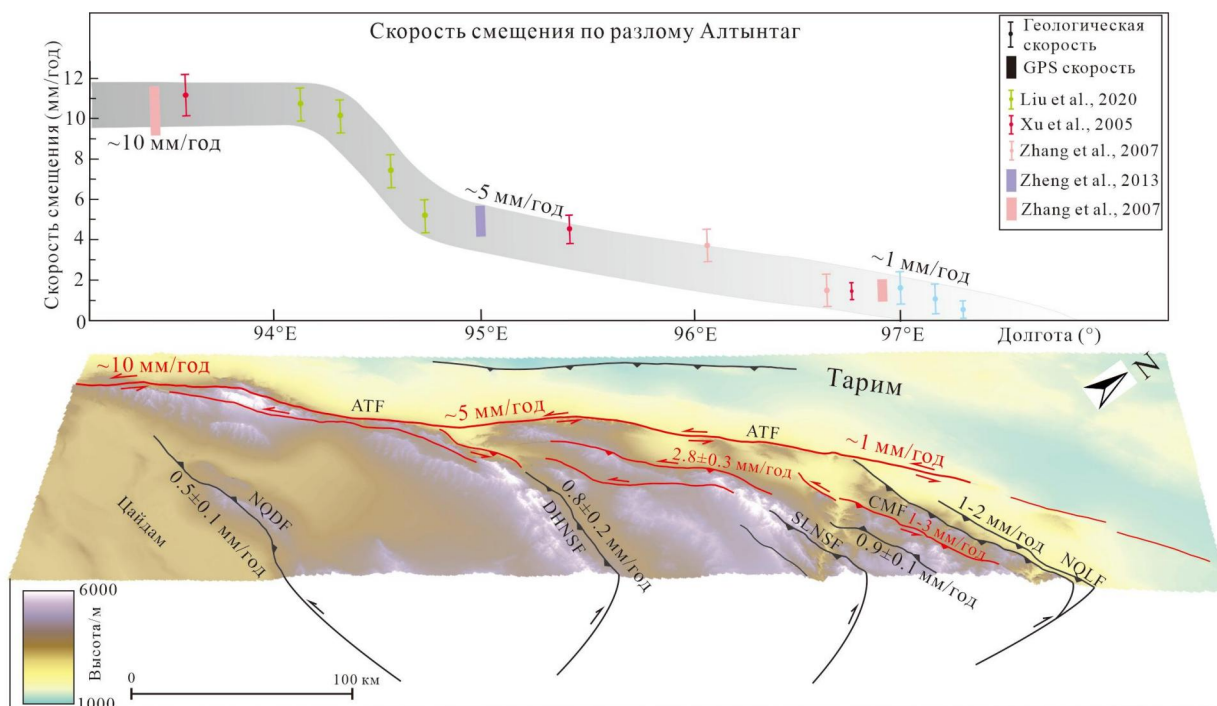


Рис. 7.1. Тектоническая деформация западных гор Цилиан и скорость смещения по разломам [Chen et al., 2022]. Красные линии показывают левосдвиговые разломы, черные линии — взбросы. ATF — разлом Алтынтаг; CMF — разлом Чанма; DHNSF — разлом Данхэнаньшань; DXSF — разлом дашэшань; NQDF — северный Цайдамский разлом; NQLF — северный Цилианский разлом; SLNSF — разлом Шуленаньшань.

Разлом Хайянь представляет собой важный левосдвиговой разлом в восточных горах Цилиан. Он играет важную роль в компенсации движения земной коры восточных гор Цилиан на восток [Zheng et al., 2013; Liu et al., 2022]. Изучение геоморфологических особенностей средней части разлома Хайянь позволило установить левосдвиговое смещение с небольшой сбросовой компонентой. Измерение смещения по разлому в сочетании с хронологическими данными позволяют определить скорость смещения среднего участка разлома Хайянь в 4–7 мм/год. Эта скорость близка скорости движения блоков на восток на юге разлома Хайянь в 5–7 мм/год. Кроме того, была определена скорость вертикального смещения в 0,4–0,7 мм/год для средней части разлома Хайянь.

В общем, два способа поглощения сокращения земной коры наблюдается в горах Цилиан, а

именно диффузная деформация сжатия в северо-восточном направлении в западных горах Цилиан и концентрированная деформация сдвига вдоль пограничных разломов в восточных горах Цилиан (рис 7.2). Сокращение земной коры западных гор Цилиан в основном поглощается горами и активными разломами, а скорость сокращения земной коры в северных горах Цилиан возможно больше, чем скорость сокращения в центральных и южных горах Цилиан (рис 7.2). Восточные горы Цилиан характеризуются концентрированной сдвиговой деформацией земной коры. Скорость левосдвигового смещения разлома Хайянь примерно равна скорости движений блоков на восток в восточных горах Цилиан. Совпадение скоростей показывает, что разлом Хайянь является важным пограничным разломом, компенсирующим относительное смещение между восточными горами Цилиан и северным блоком Алашань (рис 7.2) [Li et al., 2018; Pan et al., 2020].

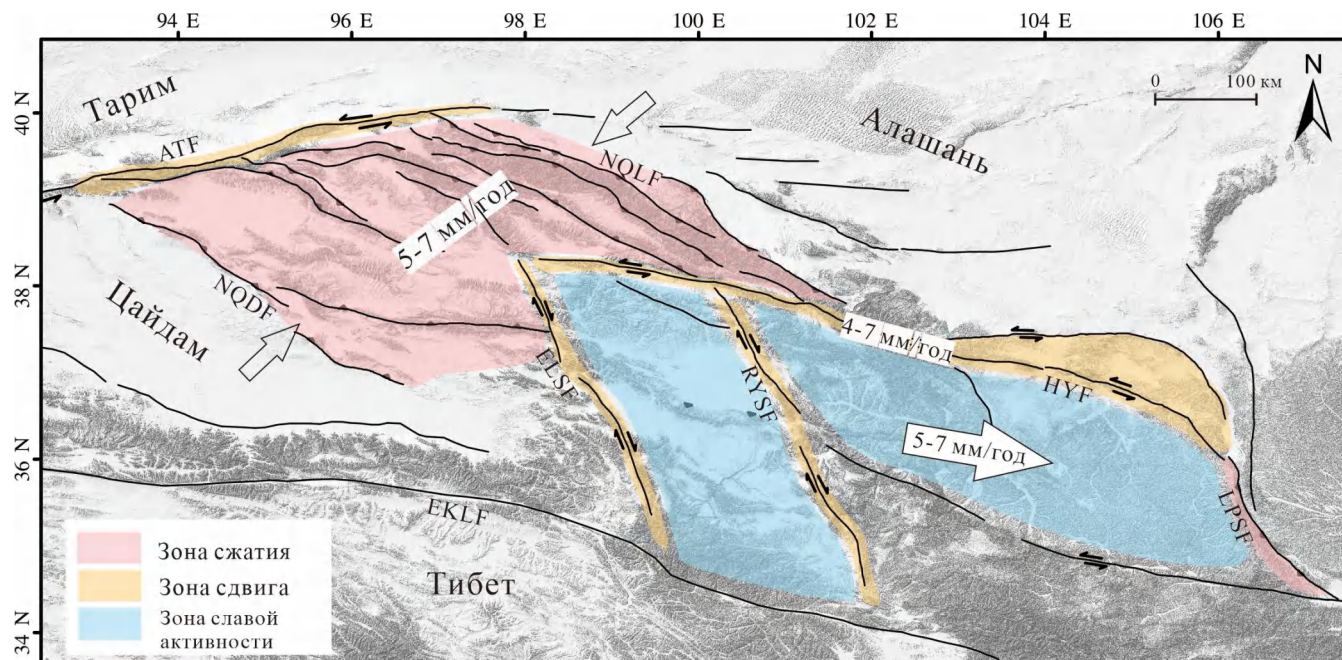


Рис. 7.2. Карта пространственного распределения тектонических деформаций в горах Цилиан. Деформация сжатия земной коры в основном распространена в западных горах Цилиан, а деформация сдвига в основном расположена в зонах сдвиговых разломов в восточных горах Цилиан. ATF — разлом Алтынтаг; ELSF — разлом Елашань; HUYF — разлом Хайянь; LPSF — разлом Люпаньшань; NQDF — северный Цилианский разлом; NQLF — северный Цайдамский разлом; RYSF — разлом Риюешань; SLNSF — разлом Шуленаньшань.

7.2. Взаимосвязь между неотектонической деформацией гор Цилиан и геодинамикой Тибетского нагорья

Поднятие гор Цилиан в среднем и позднем миоцене является частью расширения Тибетского нагорья на периферию. Основные орогенные пояса на окраине Тибетского нагорья испытывали быстрый подъём в этот период. Предыдущие исследования показали, что горы Алтынтаг на севере Тибетского нагорья быстро поднимались в период с 19 до 13 млн. лет назад [Chen et al., 2001; Zheng et al., 2003], горы Люпаньшань на северо-востоке плато начали подниматься около 8 млн. лет назад [Zheng et al., 2006; Zhang et al., 2006], горы Лунмэньшань, расположенные на востоке Тибетского нагорья испытали поднятие 11–5 млн. лет назад [Clark et al., 2005; Chen et al., 2006], северо-восточный край Тибетского нагорья быстро поднимался за период 14–8 млн. лет назад (рис 7.3). Эти горы, окружающие Тибетское нагорье, начали подниматься в среднем и позднем миоцене. Zheng и др. [2006] сравнили время поднятия горных хребтов на периферии Тибетского нагорья и предположили, что расширение Тибетского нагорья произошло в среднем и позднем миоцене, что значительно увеличило площадь Тибетского нагорья. Поднятие гор Цилиан, вероятно, является частью этого события.

Помимо поднятия пограничных гор вокруг Тибетского нагорья в среднем и позднем миоцене, некоторые другие тектонические явления также могут свидетельствовать о расширении Тибетского нагорья в миоцене (рис. 7.3). Крупный сдвиговый разлом в центральной части Тибетского нагорья начал действовать в позднем миоцене [Chevalier et al., 2017]. Блок Сычуань-Юньнань на юго-востоке Тибета начал выдавливаться на юго-восток 12–10 млн. лет назад [Gan et al., 2021], при этом речная эрозия в этом районе в это время значительно усилилась [Clark et al., 2005]. Разлом Хунхэ в южной части Тибетского нагорья начал менять режим сдвига 14–10 млн. лет назад [Wang Y. et al., 2016]. Многие структуры растяжения (сбросовые разломы) в субмеридиональном направлении начали появляться в южной части Тибетского нагорья в позднем миоцене [Woordruff et al., 2013; Sanchez et al., 2013; Zhang et al., 2007], и считается, что эти структуры указывают на то, что центральная часть Тибетского нагорья начала двигаться на восток в этот период. В районе Тянь-Шаня на севере Тибетского нагорья процесс денудации начал усиливаться с позднего миоцена [Bullen et al., 2003; Maseley et al., 2013]. В Таримском бассейне, расположенном на юге гор

Тянь-Шань осадконакопление начало ускоряться в позднем миоцене [Chareau et al., 2009; Qiao et al., 2016; Sun et al., 2009]. Вышеуказанные тектонические явления подтверждают другую точку зрения, что Тибетское нагорье расширилось к периферии в среднем и позднем миоцене.

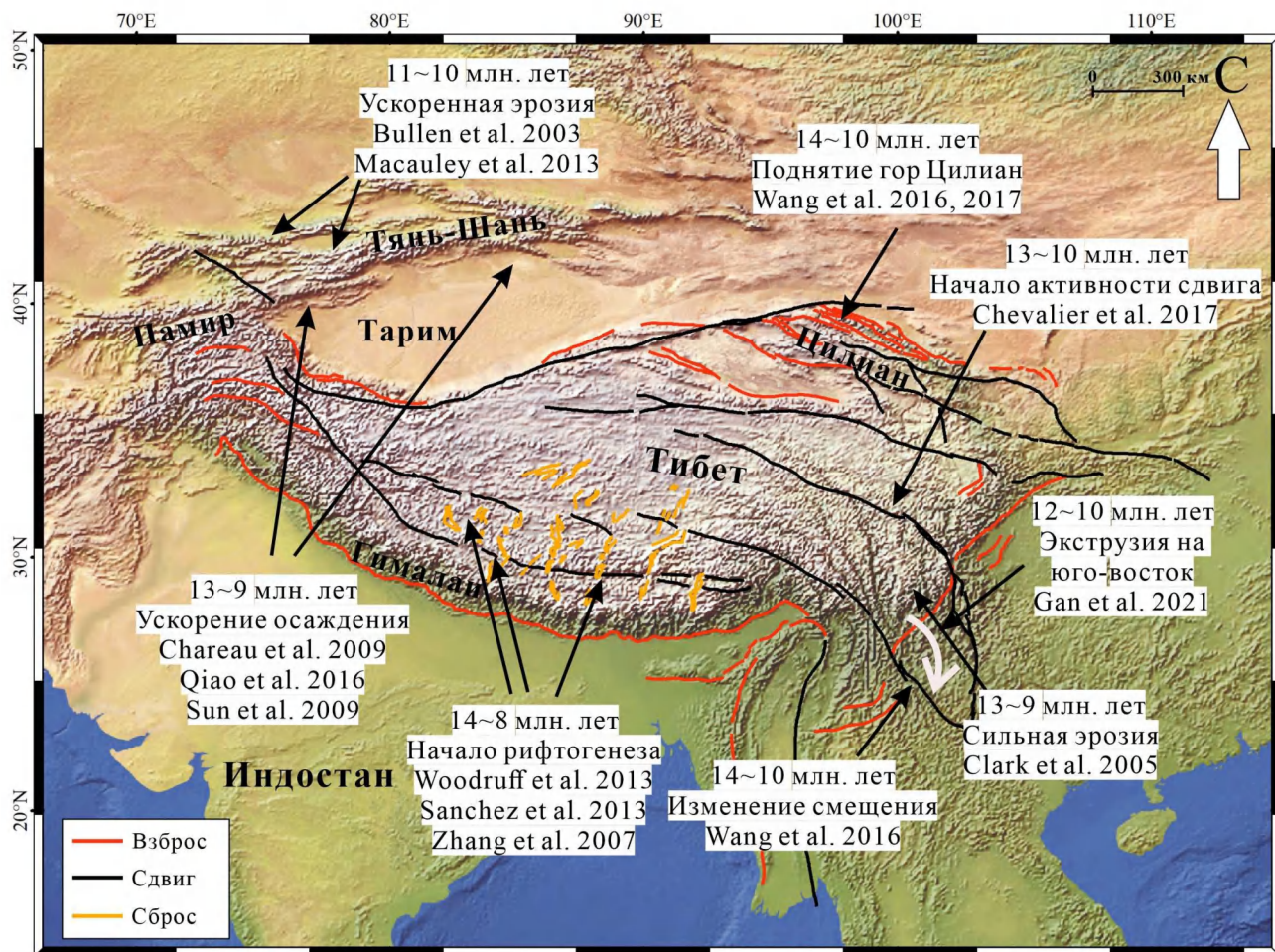


Рис. 7.3. Тектонические события и расширение к периферии Тибетского нагорья в среднем-позднем миоцене [Gan et al., 2021 с дополнениями].

Почему время поднятия гор на краю Тибетского нагорья в основном сосредоточено в среднем и позднем миоцене? Некоторые ученые считают, что гравитационный коллапс, возможно, является причиной расширения Тибетского нагорья. В процессе изучения поднятия Тибетского нагорья обнаружено, что его центральная часть, достигла наивысшей высоты в среднем и позднем миоцене (15–8 млн. лет) [Coleman et al., 1995; Harrison et al., 1995]. До миоцена непрерывное столкновение Индийской и Евразийской плит в основном вызывало деформацию земной коры и поднятие центрального Тибетского нагорья. В миоцене нагорье достигло максимальной высоты и

напряжение в центральной части Тибетского нагорья возросло до максимума. Когда напряжение в центре нагорья достигло предела прочности земной коры, нагорье начало расширяться к периферии, что привело к образованию пограничных горных хребтов.

Для объяснения деформации земной коры Тибетского нагорья в результате столкновения Индостана с Евразией были предложены две модели, а именно “модель равномерного утолщения земной коры” [Molnar et al, 1975; Houseman and England, 1993] и “Модель экструзии земной коры” [Tarronnier et al, 1976, 1977; England et al., 1988]. “Модель равномерного утолщения земной коры” предполагает, что сокращение земной коры поглощается равномерным утолщением и сжатием земной коры внутри блоков и на границах плит в долготном направлении (рис. 1.8, б) [Zhang et al., 2004]. “Модель экструзии земной коры” подразумевает, что сокращение земной коры в значительной степени компенсируется удлинением блоков в широтном направлении, проявленное в виде концентрированной деформации вдоль пограничных разломов блоков с незначительной активностью внутри блоков (рис. 1.9) [Zhang et al., 2004; Liu et al., 2022]. “Модель утолщения земной коры” объясняет тектонические деформации на южной и северо-восточной окраине Тибетского нагорья, Гималайского и Цилийского орогенов, где широко распространены компрессионные землетрясения и взбросовые разломы (рис 7.4). “Модель экструзии земной коры” подтверждается наблюдениями в центральном Тибете, где несколько крупномасштабных сдвиговых разломов (например, разлом Цзяли, разлом Сяньшуйхэ и разлом Куньлунь) (рис 7.4), считаются результатом движения земной коры в восточном направлении [Zhang et al., 2004].

Способы неотектонической деформации аналогичны характеристикам всего Тибетского нагорья. Результаты исследования данной работы показывают, что западные горы Цилиан проявляются в виде широких горных хребтов и взбросов, простирающихся в западно-северо-западном направлении, диффузного распределения землетрясений сжатия и линейного уменьшения скоростей GPS в северо-восточном направлении (рис 7.2). Восточные горы Цилиан характеризуются сосредоточенной сдвиговой деформацией земной коры и концентрированным распределением землетрясений сдвига вдоль пограничных разломов, таких как Хайянь и Елашань (рис 7.2). Таким образом, предполагается, что западные горы Цилиан соответствуют “модели утолщения земной коры”, а восточные горы Цилиан — “модели экструзии

земной коры”.

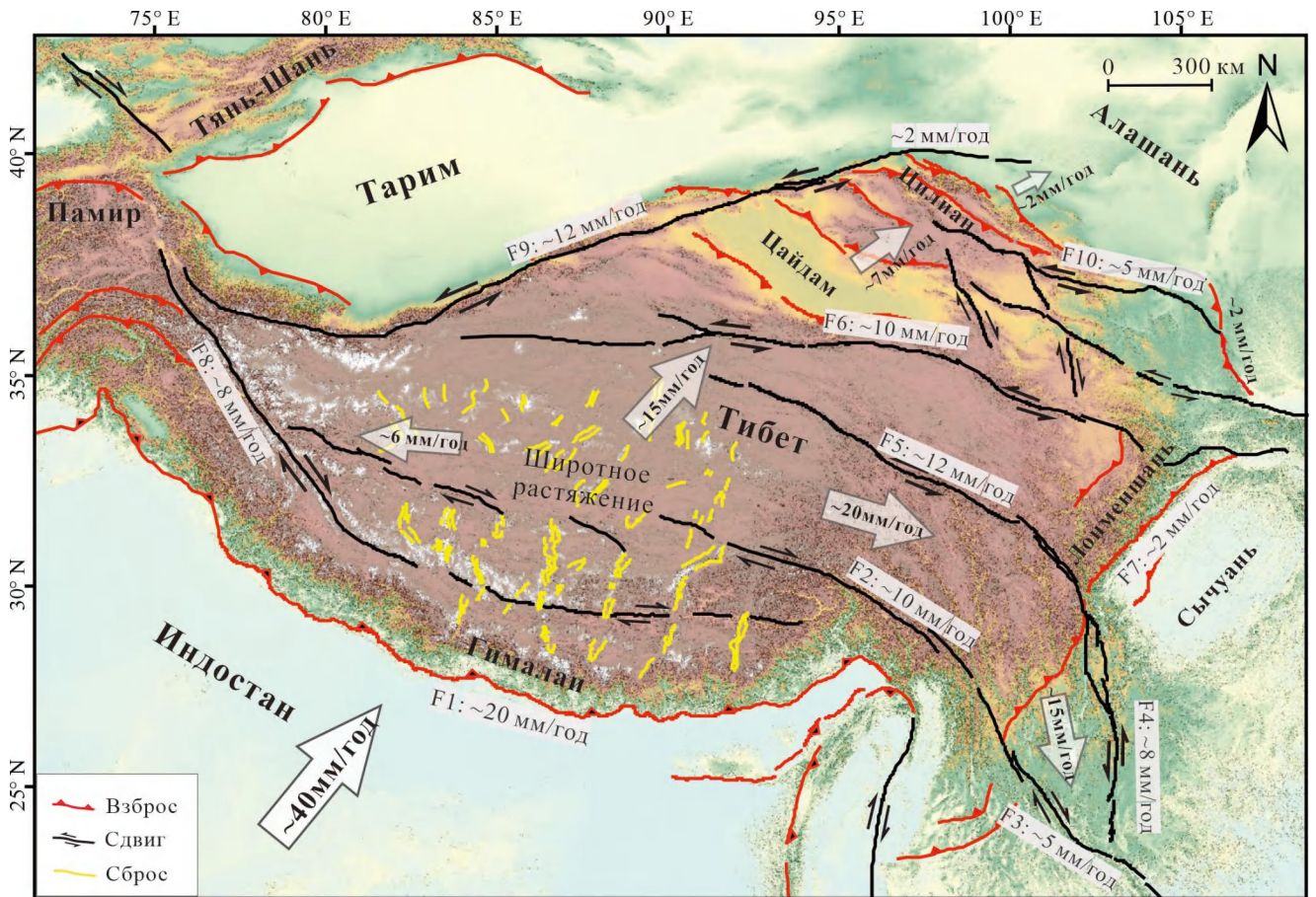


Рис. 7.4. Схема тектонической деформации Тибетского нагорья [Zhang et al., 2004 с дополнениями].

Активные разломы: F1 — Гималайский разлом; F2 — разлом Цзяли; F3 — разлом Хунхэ; F4 — разлом Сяоцзян; F5 — разлом Сяньшуйхэ; F6 — разлом Куньлунь; F7 — разлом Лунменшань; F8 — разлом Каракорум; F9 — разлом Алтынтаг; F10 — разлом Хайянь.

Заключение

1. Тектоническая деформация и поднятие Тибетского нагорья в кайнозой были обусловлены столкновением Индийской и Евразийской литосферных плит. Согласно палеомагнитным, седиментологическим и петрологическим данным, считается, что время столкновения плит составляет 60–40 млн. лет назад. Тибетское нагорье состоит из нескольких блоков (с юга на север): Гималаи, Лхаса, Цянтан, Баянкара, Цайдам и Цилян. Согласно данным GPS, скорость относительного движения между Индийской и Евразийской плитами составляет 36–40 мм/год. Сокращение земной коры в основном проявляется в виде деформации сжатия в долготном направлении и боковым удлинением в широтном направлении.

2. Горы Цилян, расположенные на северо-востоке Тибетского нагорья являются новейшей орогенической зоной, образованной во время расширения Тибетского нагорья на север. На основании изучения осадков в кайнозойских бассейнах в горах Цилян, установлено, что горы Цилян начали подниматься в позднем миоцене (14–10 млн. лет назад), что намного позднее процесса столкновения Индостана с Евразией (60–40 млн. лет). Горы Цилян не только поглотили сокращение сжатия земной коры, но также компенсировались левосдвиговым смещением по разлому Алтынтаг.

3. В данной работе определены характеристики неотектонической деформации гор Цилян по данным сейсмических каталогов, региональных активных разломов и GPS. Согласно сейсмической активности, активным разломам и полю скорости GPS в районе гор Цилян установлено, что западные горы Цилян характеризуются деформацией сжатия в северо-восточном направлении, а восточные горы Цилян — деформацией сдвига вдоль пограничных разломов в широтном направлении.

4. Пространственный анализ и детальное изучение геоморфологии речных долин показывают, что с позднего плейстоцена скорость поднятия земной коры в северных отрогах гор Цилян была больше, чем в их центральной и южной части. Полевые исследования смещения речных террас, датированных люминесцентным и космогенным нуклидным методами, позволили получить скорость вертикального смещения по разломам в позднем плейстоцене и голоцене. Для бассейна реки Байян, расположенного в западных горах Цилян, скорость вертикального смещения

составляет 0,3–0,7 мм/год .

5. Структурно-геоморфологический анализ рельефа позволил установить, что средняя часть разлома Хайянь имеет левосдвиговое смещение с небольшой сбросовой компонентой. На основе смещения террас и хронологических данных определены скорость левосдвигового смещения по разлому Хайянь с позднего плейстоцена в ~ 4 мм/год и скорость вертикального смещения в ~ 0.4 мм/год.

6. “Утолщение земной коры” и “экструзия земной коры” являются двумя динамическими моделями для объяснения тектонической деформации земной коры Тибетского нагорья. По сравнению и анализу результатов исследования установлено, что западные горы Цилян соответствуют “модели утолщения земной коры”, а восточные горы Цилян — “модели экструзии земной коры”.

Список литературы

Опубликованная

1. *Буртман В.С.* Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника. 2012. №. 3. С. 18–46.
2. *Лю Цзяо, Короновский Н.В.* Геологическая обстановка района Вэньчуаньского катастрофического землетрясения 12 мая 2008 г. (Лунмэньшань, Западный Китай) // Вестник Московского университета, Серия 4: Геология. 2016. №. 6. С. 37–45.
3. **Чэнь Чжидань, Короновский Н.В.** Активные современные разломы западного сегмента гор Цилян (северный Тибет) // Вестник Московского университета, Серия 4: Геология. 2020. №. 2. С. 9–17. RSCI (0,52 п.л., личный вклад автора — 80%, ИФ РИНЦ 0,575)
4. **Чэнь Чжидань.** Исследование активности земной коры с помощью речных геоморфологических методов в западном сегменте гор Цилян (на северо-восточном краю Тибета) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2019», Москва. 2019. С. 22.
5. **Чэнь Чжидань.** Поднятие и характеристики тектонических деформаций гор Цилян (северо-восточная окраина Тибета) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2021», Москва. 2021. С. 21.
6. *An Z., Kutzbach J., Prell W. et al.* Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya–Tibetan plateau since Late Miocene times // Nature. 2001. Vol. 411. №. 6833. P. 62–66.
7. *Argand E.* La tectonique de l'Asie // Extrait du Compte-rendu du XIIIe Congres geologique international. 1924. Vol. 13. №. 1. P. 170–172.
8. *Beck R., Burbank D., Sercombe W. et al.* Late cretaceous ophiolite obduction and paleocene India-Asia collision in the westernmost Himalaya // Geodinamica Acta. 1996. Vol. 9. №. 2. P. 114–144.
9. *Besse J., Courtillot V., Pozzi J. et al.* Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture // Nature. 1984. Vol. 311. P. 621–626.
10. *Bird P.* Continental intracontinental subduction in the Himalaya // Journal of Geophysical Research. 1979. Vol. 83. P. 4975–4987.

11. *Brookfield M.* The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous // *Sedimentary Geology*. 1993. Vol. 84. P. 1–35.
12. *Bullen M. E., Burbank D. W., Garver J. I.* Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints // *Journal of Geology*. 2003. Vol. 111. P. 149–165.
13. *Cavalié O., Lasserre C., Doin M.-P. et al.* Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. Vol. 275. №. 3-4. P. 246–257.
14. *Charreau J., Chen Y., Gilder S. et al.* Neogene uplift of the Tian Shan Mountains observed in the magnetic record of the Jingou River section (northwest China) // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. №. 2. TC2008.
15. *Chen T., Zhang P. Z., Liu, J. et al.* Quantitative study of tectonic geomorphology along Haiyuan fault based on airborne LiDAR // *Chinese Science Bulletin*. 2014. Vol. 59. №. 20. P. 2396–2409 (in Chinese with English abstract).
16. *Chen W., Zhang Y., Zhang Y. et al.* Late Cenozoic episodic uplifting in southeastern part of the Tibetan Plateau-evidence from Ar-Ar thermochronology // *Acta Petrologica Sinica*. 2006. Vol. 22. №. 4. P. 867–872 (in Chinese with English abstract).
17. **Chen Z., Liu R., Koronovskii N.V. et al.** The research of crustal activity in the western segment of the northern margin of the Qilian Mountains based on river geomorphology // *South China Journal of Seismology*. 2020. Vol. 40. №. 1. P. 1–10 (in Chinese with English abstract). **(0,58 п.л., личный вклад автора — 30%)**
18. **Chen Z., Xu W., Liu R. et al.** Tectonic Deformation of the Western Qilian Shan in Response to the North-South Crustal Shortening and Sinistral Strike-Slip of the Altyn Tagh Fault Inferred From Geomorphologic Data // *Frontiers in Earth Science*. 2022. Vol. 10. 808935. Scopus **(1,09 п.л., личный вклад автора — 70%, SJR 1,027)**
19. **Chen Z.** The seismogenic characteristics of the 2022 Mw6.7 Menyuan earthquake and its implications for tectonic deformation in the northeastern margin of the Tibetan Plateau // *Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2022»*, Москва. 2022. С. 24.
20. *Chen Z., Zhang Y., Wang X. et al.* Fission track dating of Apatite constrains on the Cenozoic uplift of the Altyn Tagh Mountain // *Acta Geoscientia Sinica*. 2001. Vol. 22. №. 5. P. 413–418 (in Chinese with

English abstract).

21. *Chevalier M. L., Leloup P. H., Replumaz A. et al.* Temporally constant slip-rate along the Ganzi fault, NW Xianshuihe fault system, eastern Tibet // *Geological Society of America Bulletin*. 2017. Vol. 130. P. 396–410.
22. *Clark M., House M., Royden L. et al.* Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet // *Geology*. 2005. Vol. 33. №. 6. P. 525–528.
23. *Clark M.K., Royden L.H.* Topographic ooze_ Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow // *Geology*. 2000. Vol. 28. №. 8. P. 703–706.
24. *Coleman, M., Hodges, K.* Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east - west extension // *Nature*. 1995. Vol. 374. P. 49–52.
25. *Coulon C., Maluski H., Bollinger C. et al.* Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: Ar-Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance // *Earth and Planetary Science Letter*. 1986. Vol. 79. P. 281–302.
26. *Craddock W., Kirby E., Zhang H.* Late Miocene-Pliocene range growth in the interior of the northeastern Tibetan Plateau // *Lithosphere*. 2011. Vol. 3. №. 6. P. 420–438.
27. *Cui J., Zhang X., Tang Z.* Tectonic divisions of the Qinghai-Tibet Plateau and structural characteristics of deformation on their boundaries // *Geology in China*. 2006. Vol. 33. №. 2. P. 256–267 (in Chinese with English abstract).
28. *Daout S., Jolivet R., Lasserre C. et al.* Along-strike variations of the partitioning of convergence across the Haiyuan fault system detected by InSAR // *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*. 2016. Vol. 205. №. 1. P. 536–547.
29. *DeCelles P., Kapp P., Gehrels G. et al.* Paleocene-Eocene foreland basin evolution in the Himalaya of southern Tibet and Nepal: Implications for the age of initial India-Asia collision // *Tectonics*. 2014. Vol. 33. P. 824–849.
30. *Dewey J., Burke K.* Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision // *Journal of Geology*. 1973. Vol. 81. P. 683–692.
31. *Ding L., Cai F., Zhang Q. et al.* Provenance and tectonic evolution of the foreland basin systems in the Gandese-Himalayan collisional orogen belt // *Chinese Journal of Geology*. 2009. Vol. 4. №. 4. P.

1289–1311 (in Chinese with English abstract).

32. *Ding L., Kapp P., Wan X. et al.* India-Asia collision, south central Tibet // *Tectonics*. 2005. Vol. 24. TC3001. P. 1–18.
33. *Ding L., Maksatbek S., Cai F. et al.* Processes of initial collision and suturing between India and Asia // *Science China (Earth Sciences)*. 2017. Vol. 47. P. 1–17.
34. *Ding L., Qasin M., Jadoon I. et al.* The India-Asia collision in north Pakistan: Insight from the U-Pb detrital zircon provenance of Cenozoic foreland basin // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 455. P. 49–61.
35. *Du J., Fu B., Guo Q., et al.* Segmentation and termination of the surface rupture zone produced by the 1932 Ms7.6 Changma earthquake: New insights into the slip partitioning of the eastern Altyn Tagh fault system // *Lithosphere*. 2019. Vol. 12. №. 1. P. 19–39.
36. *Edwards, M., Harrison, T.* When did the roof collapse? Late Miocene north–south extension in the high Himalaya revealed by Th–Pb monazite dating of the Khula Kangri granite // *Geology*. 1997. Vol. 25. №. 6. P. 543–546.
37. *England P. C., Houseman G. A.* The mechanics of the Tibetan Plateau // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 1988. Vol. A326. P. 301–320.
38. *Fang X., Zhao Z., Li J. et al.* Magnetostratigraphy of the late Cenozoic Laojunmiao anticline in the northern Qilian Mountains and its implications for the northern Tibetan Plateau uplift // *Science in China (series D): Earth Sciences*. 2005. Vol. 48. №. 7. P. 1040–1051.
39. *Frisch W., Meschede M., Blakey R.* Plate Tectonics: continental Drift and Mountain Building // Berlin, Springer. 2011. P. 157.
40. *Gan W., Molnar P., Zhang P., et al.* Initiation of Clockwise Rotation and Eastward Transport of Southeastern Tibet Inferred from Deflected Fault Traces and GPS Observations // *Geological Society of America Bulletin*. 2021. Vol. 134. №. 5-6. P. 1129–1142.
41. *Gan, W., Zhang, P., Shen, Z. et al.* Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements // *Journal of Geophysical Research*. 2007. Vol. 112. №. B8. B08416.
42. *Harrison, T., Copeland, P., Kidd, W. et al.* Activation of the Nyainqentanghla shear zone—implications for uplift of the southern Tibetan Plateau // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. №. 3. P.

658–676.

43. *He W., Liu B., Lu T., et al.* Study on the segmentation of Laohushan fault zone // *Northwestern Seismological Journal*. 1994. Vol. 16. P. 66–72 (in Chinese with English abstract).
44. *He W., Yuan D., Ge W. et al.* Determination of the slip rate of the Lenglongling Fault in the middle and eastern segments of the Qilian Mountain active fault zone // *Earthquake*. 2010. Vol. 30. №. 1. P. 131–137 (in Chinese with English abstract).
45. *Hetzel, R.* Active faulting, mountain growth, and erosion at the margins of the Tibetan Plateau constrained by in situ-produced cosmogenic nuclides // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 582. P. 1–24.
46. *Hetzel R., Niedermann S., Tao M. et al.* Low slip rates and long-term preservation of geomorphic features in Central Asia // *Nature*. 2002. Vol. 417. P. 428–432.
47. *Hetzel R., Niedermann S., Tao M. et al.* Climatic versus tectonic control on river incision at the margin of NE Tibet: ^{10}Be exposure dating of river terraces at the mountain front of the Qilian Shan // *Journal of Geophysical Research*. 2006. Vol. 111. F03012.
48. *Houseman G. and England P.* Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision // *Journal of Geophysical Research*. 1993. Vol. 98. №. B7. P. 12233–12249.
49. *Hu X., Cao X., Li T. et al.* Late Quaternary Fault Slip Rate within the Qilian Orogen, insight into the Deformation Kinematics for the NE Tibetan Plateau // *Tectonics*. 2021. Vol. 40. №. 5. e2020TC006586.
50. *Hu X., Garzanti E., Wang J. et al.* The timing of India-Asia collision onset — Facts, theories, controversies // *Earth-Science Reviews*. 2016. Vol. 160. P. 264–299.
51. *Hu X., Garzanti E., Moore T. et al.* Direct stratigraphic dating of India-Asia collision onset at the Salandian (middle Paleocene, 59 ± 1 Ma) // *Geology*. 2015. Vol. 43. №. 10. P. 859–862.
52. *Huang W., Douwe J., Hinsbergen V. et al.* Paleomagnetic tests of tectonic reconstructions of the India-Asia collision zone // *Geophysical Research Letters*. 2015. Vol. 42. P. 2642–2649.
53. *Huang Z., Zhou Y., Qiao X. et al.* Kinematics of the ~1000 km Haiyuan fault system in northeastern Tibet from high-resolution Sentinel-1 InSAR velocities: Fault architecture, slip rates, and partitioning // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. Vol. 583. 117450.
54. *Institute of Geology, China Earthquake Administration.* Qilian Mountain-Hexi Corridor active fault

- zone // Beijing: Seismological Press, 1993. P. 343 (in Chinese with English abstract).
55. *Institute of Geology, China Earthquake Administration. Haiyuan active fault system // Beijing: Seismological Press. 1990. P. 99–138 (in Chinese with English abstract).*
 56. *Jiang W., Han Z., Guo P. et al. Slip rate and recurrence intervals of the east Lenglongling fault constrained by morphotectonics: Tectonic implications for the northeastern Tibetan Plateau // Lithosphere. 2017. Vol. 9. №. 3. P. 417–430.*
 57. *Jolivet, M., Brunel, M., Seward, D. et al. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan Plateau: fission-track constraints // Tectonophysics. 2001. Vol. 343. P. 111–134.*
 58. *Jolivet R., Lasserre C., Doin M. P. et al. Shallow creep on the Haiyuan fault (Gansu, China) revealed by SAR interferometry // Journal of Geophysical Research. 2012. Vol. 117. B06401.*
 59. *Kapp P., Yin A., Harrison M. et al. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet // Geological Society of America Bulletin. 2005. Vol. 117. №. 7–8. P. 865–878.*
 60. *Klootwijk C., Gee F., Peirce J. et al. An early India contact: paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121 // Geology. 1992. Vol. 20. P. 395–398.*
 61. *Kreemer C., Blewitt G., Klein E. C. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. Vol. 15. P. 3849–3889.*
 62. *Lasserre C., Morel P. H., Gaudemer Y. et al. Postglacial left slip rate and past occurrence of $M \geq 8$ earthquakes on the western Haiyuan fault, Gansu, China // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1999. Vol. 104. №. B8. P. 17633–17651.*
 63. *Lavé, J., and Avouac, J. P. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal // Journal of Geophysical Research. 2000. Vol. 105. №. B3. P. 5735–5770.*
 64. *Li A., Liu R., **Chen Z.**, Zhang S. Folds and faults characteristics in the western end of Hexi Corridor and its significance to the extension model of the northern margin of the Tibet Plateau // GSA Annual Meeting in Indianapolis, Indiana, USA. 2018. №. 173. P. 10.*
 65. *Li B., Zuza A., Chen X. et al. Cenozoic multi-phase deformation in the Qilian Shan and out-of-sequence development of the northern Tibetan Plateau // Tectonophysics. 2020. Vol. 782-783. 228423.*
 66. *Li C., Zhang P., Yin J. et al. Late Quaternary left-lateral slip rate of the Haiyuan fault, northeastern*

- margin of the Tibetan Plateau // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. №. 5. TC5010.
67. *Li G., Wan X., Liu W. et al.* Discovery of Paleogene marine stratum along the southern side of Yarlung-Zangbo suture zone and its implications in tectonics // *Science in China Series D: Earth Sciences*. 2004. Vol. 48. №. 5. P. 647–661.
68. *Li J., Fang X., Song C. et al.* Late Miocene-Quaternary rapid stepwise uplift of the NE Tibetan Plateau and its effects on climatic and environmental changes // *Quaternary Research*. 2014. Vol. 81. P. 400–423.
69. *Li Q., Pan B., Hu X. et al.* Apatite fission track constraints on the pattern of faulting in the North Qilian Mountain // *Journal of Earth Science*. 2013. Vol. 24. №. 4. P. 569–578.
70. *Li Y., Liu M., Wang Q. et al.* Present-day crustal deformation and strain transfer in northern Tibetan Plateau // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. Vol. 487. P. 179–189.
71. *Li Y., Shan X., Qu C. et al.* Fault locking and slip rate deficit of the Haiyuan-Liupanshan fault zone in the northeastern margin of the Tibetan Plateau // *Journal of Geodynamics*. 2016. Vol. 102. P. 47–57.
72. *Liu J., Klinger Y., X. X. et al.* Millennial recurrence of large earthquakes on the Haiyuan fault near Songshan, Gansu Province, China // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. Vol. 97. №. 1B. P. 14–34.
73. *Liu J., Ren Z., Zhan, H. et al.* Slip rates along the Laohushan fault and spatial variation in slip rate along the Haiyuan fault zone // *Tectonics*. 2022. Vol. 41. e2021TC006992.
74. *Liu J., Ren Z. K., Zhang H., et al.* Late Quaternary slip rate of the Laohushan fault within the Haiyuan fault zone and its tectonic implications // *Chinese Journal of Geophysics-Chinese Edition*. 2018. Vol. 61. №. 4. P. 1281–1297 (in Chinese with English abstract).
75. *Liu R., Li A., Chen Z., et al.* The late quaternary tectonic deformation revealed by the terraces on the Baiyang river in the northern Qilian mountains // *Dizhen Dizhi*. 2017. Vol. 39. №. 6. P. 1237–1255 (in Chinese with English abstract). Scopus (1,09 п.л., личный вклад автора — 30%, SJR 0,381)
76. *Liu R., Li A., Chen Z., et al.* A NW-striking Dextral Strike-slip Fault at the Eastern End of the Altyn Tagh fault and its Tectonic Implications for Northeastward Growth of the Tibetan Plateau // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. Vol. 188. P. 1–15. Scopus (0,86 п.л., личный вклад автора — 30%, SJR 1,123)

77. *Liu Z., Wang C., Yi H. et al.* Provenance of paleogene sediments in Hon Xil basin, north of Qingzang Plateau, and its significance for plateau uplift. *Earth Science // Journal of China University of Geosciences*. 2001. Vol. 26. №. 6. P. 1–6 (in Chinese with English abstract).
78. *Luo H., He W., Wang D. et al.* Study of the slip rate of Changma fault in Qilian Mountains since late pleistocene // *Seismology and geology*. 2013. Vol. 35. №. 4. P. 765–777 (in Chinese with English abstract).
79. *Macaulay E. A., Sobel E. R., Mikolaichuk A. et al.* Thermochronologic insight into late Cenozoic deformation in the basementcored Terskey Range, Kyrgyz Tien Shan // *Tectonics*. 2013. Vol. 32. P. 487–500.
80. *Matrau R., Klinger Y., Van der Woerd J. et al.* Late Pleistocene-Holocene slip rate along the Hasi Shan restraining bend of the Haiyuan fault: Implication for faulting dynamics of a complex fault system // *Tectonics*. 2019. Vol. 8. P. 4127–4154.
81. *Mo X.* A review and prospect of geological researches on the Qinghai-Tibet Plateau // *Geology and China*. 2010. Vol. 37. №. 4. P. 841–853 (in Chinese with English abstract).
82. *Mo X., Zhao Z., Deng J. et al.* Response of volcanism to the India-Asia collision // *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*. 2003. Vol. 10. №. 3. P. 135–148.
83. *Molnar, P., England, P., Martinod, J.* Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon // *Reviews of Geophysics*. 1993. Vol. 31. №. 4. P. 357–396.
84. *Molnar P., Tapponnier P.* The Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*. 1975. Vol. 189. P. 419–426.
85. *Molnar, P., Tapponnier, P.* The collision between India and Eurasia // *Scientific American*. 1977. Vol. 236. №. 4. P. 30–41.
86. *Murphy, M., Yin, A., Harrison, T. et al.* Did the Indo-Asia collision alone create the Tibetan plateau // *Geology*. 1997. Vol. 25. №. 8. P. 719–722.
87. *Murphy M., Yin A., Kapp P. et al.* Southward propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet: Timing and magnitude of slip // *Geology*. 2000. Vol. 28. №. 5. P. 451–454.
88. *Najman Y., Pringle M., Godin L. et al.* Dating of the oldest continental sediments from the Himalayan foreland basin // *Nature*. 2001. Vol. 410. P. 194–197.

89. *Ou Q., Daout S., Weiss J. et al.* Large-scale Interseismic Strain Mapping of the NE Tibetan Plateau From Sentinel-1 Interferometry // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. Vol. 127. e2022JB024176.
90. *Pan B., Li Q., Hu X. et al.* Cretaceous and Cenozoic cooling history of the eastern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau: evidence from apatite fission-track analysis // *Terra Nova*. 2013. Vol. 25. P. 431–438.
91. *Pan Z., Yun Z., Shao Z.* Contemporary crustal deformation of Northeast Tibet from geodetic investigations and a comparison between the seismic and geodetic moment release rates // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2020. Vol. 304. №. 106489.
92. *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.
93. *Qi B., Hu D., Yang X. et al.* Apatite Fission Track study of the Cretaceous-Cenozoic stepwise uplift of the middle segment of the Qilian Mountain // *Acta Geoscientica Sinica*. 2016. Vol. 37. №. 1. P. 46–58 (in Chinese with English abstract).
94. *Qiao Q., Huang B., Piper J. et al.* Neogene magnetostratigraphy and rock magnetic study of the Kashi Depression, NW China: Implications to neotectonics in the SW Tianshan Mountains // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2016. Vol. 121. P. 1280–1296.
95. *Qu X., Xin H., Du D. et al.* Ages of post-collisional A-type granite and constraints on the closure of the oceanic basin in the middle segment of the Bangonghu-Nujiang suture, the Tibetan Plateau // *Geochimica*. 2016. Vol. 41. №. 1. P. 1–14 (in Chinese with English abstract).
96. *Rowley, D.* Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. Vol. 145. P. 1–13.
97. *Rowley D., Currie B. et al.* Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet // *Nature*. 2006. Vol. 439. P. 677–681.
98. *Royden, L., Burchfiel, B., Van der Hilst, R.* The geological evolution of the Tibetan Plateau // *Science*. 2008. Vol. 321. №. 5892. P. 1054–1058.
99. *Sanchez V. I., Murphy M. A., Robinson A. C. et al.* Tectonic evolution of the India-Asia suture zone since middle Eocene time, Lopukangri area, south-central Tibet // *Journal of Asian Earth Sciences*.

2013. Vol. 62. P. 205–220.
100. *Shao Y., Liu-Zeng J., Van der Woerd J. et al.* Late Pleistocene slip rate of the central Haiyuan fault constrained from optically stimulated luminescence, ^{14}C , and cosmogenic isotope dating and high-resolution topography // *Geological Society of America Bulletin*. 2020. Vol. 133. №. 7-8. P. 1347–1369.
101. *Sun J. Li Y., Zhang Z. et al.* Magnetostratigraphic data on Neogene growth folding in the foreland basin of the southern Tianshan Mountains // *Geology*. 2009. Vol. 37. P. 1051–1054.
102. *Tapponnier, P., Molnar P.* Active faulting and tectonics in China // *Journal of Geophysical Research*. 1977. Vol. 82. P. 2905–2930.
103. *Tapponnier, P., Molnar P.* Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // *Nature*. 1976. Vol. 264. №. 25. P. 319–324.
104. *Tapponnier, P., Mercier, J. Proust, F. et al.* The Tibetan side of the India–Eurasia collision // *Nature*. 1981. Vol. 294. P. 405–410.
105. *Tapponnier P., Xu Z., Roger F. et al.* Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau // *Science*. 2001. Vol. 294. P. 1671–1677.
106. *Turner, S., Hawkesworth, C., Liu, J. et al.* Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks // *Nature*. 1993. Vol. 364. P. 50–54.
107. *Wan J., Zheng W., Zheng D. et al.* Low closure temperature thermochronometry study on the Late Cenozoic tectonic active of northern Qilianshan and its implication for dynamics of Tibetan Plateau growth // *Geochinica*. 2010. Vol. 39. №. 5. P. 439–446 (in Chinese with English abstract).
108. *Wang C., Dai J., Zhao X. et al.* Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 621. P. 1–43.
109. *Wang C., Ding X.* The new researching progress of Tibet plateau uplift // *Advance in earth sciences*. 1998. Vol. 13. №. 6. P. 526–532 (in Chinese with English abstract).
110. *Wang, M., Shen, Z. K.* Present-Day Crustal Deformation of Continental China Derived from GPS and its Tectonic Implications // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. Vol.125. №. 2. e2019JB018774.
111. *Wang Q., Zhang P., Freymueller J. et al.* Present-day crustal deformation in China constrained by

- Global Positioning System (GPS) measurement // *Science*. 2001. Vol. 294. P. 574–577.
112. *Wang X., Ian M., Jian P. et al.* The Jinshajiang suture zone: tectonic-stratigraphic subdivision and revision of age // *Science in China (Series D)*. 1999. Vol. 43. №. 1. P. 10–22 (in Chinese with English abstract).
113. *Wang W., Zhang P., Pang J. et al.* The Cenozoic growth of the Qilian Shan in the northeastern Tibetan Plateau: A sedimentary archive from the Jiuxi Basin // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2016. Vol. 121. P. 2235–2257.
114. *Wang W., Zheng W., Zhang P. et al.* Expansion of the Tibetan Plateau during the Neogene // *Nature communications*. 2017. Vol. 8. 15887. P. 1–12.
115. *Wang Y., Zhang B., Schoenbohm L., et al.* Late Cenozoic tectonic evolution of the Ailao Shan-Red River fault (SE Tibet): Implications for kinematic change during plateau growth // *Tectonics*. 2016. Vol. 35. P. 1969–1988.
116. *Wessel P., Luis J., Uieda L., et al.* The Generic Mapping Tools Version 6 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. Vol. 20. №. 11. P. 5556–5564.
117. *Woodruff W. H., Horton B. K., Kapp P. et al.* Late Cenozoic evolution of the Lunggar extensional basin, Tibet: Implications for basin growth and exhumation in hinterland plateaus // *Geological Society of America Bulletin*. 2013. Vol. 125. P. 343–358.
118. *Wu F., Ji W., Wang J. et al.* Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the onset time of India-Asia collision // *American Journal of Science*. 2014. Vol. 314. №. 2. P. 548–579.
119. *Wu Z., Hu D., Liu Q. et al.* Chronological analyses of the thermal evolution of granite and the uplift process of the Nyainqentanglha range in central Tibet // *Acta Geoscientica Sinica*. 2005. Vol. 26. №. 6. P. 505–512 (in Chinese with English abstract).
120. *Xu X., Gao R., Dong S. et al.* Lateral extrusion of the northern Tibetan Plateau interpreted from seismic images, potential field data, and structural analysis of the eastern Kunlun fault // *Tectonophysics*. 2017. Vol. 696–697. P. 88–98.
121. *Xu X., Tapponnier P., Ryerson F. J. et al.* Late Quaternary slip rates and discussion of the models of structural conversion of the Altyn Tagh fault // *Science in China (series D)*. 2003. Vol. 33. №. 10. P. 967–974 (in Chinese with English abstract).

122. *Xu X., Wang F., Zheng R., et al.* Late Quaternary Sinistral Slip Rate along the Altyn Tagh Fault and its Structural Transformation Model // *Science in China (series D)*. 2005. Vol. 48. №. 3. P. 384–397.
123. *Yang H., Li A., Chen Z., et al.* An evolving lithospheric-scale wrench fault system along the eastern end of the Altyn Tagh Fault: Kinematics and Quaternary Activity of the Heishan fault system, western China // *Tectonics*. 2023. Vol. 42. №. 3, 2023TC007764. Scopus **(1,61 п.л., личный вклад автора — 20%, SJR 1,962)**
124. *Yang H., Yang X., Huang X. et al.* New Constraints on Slip Rates of the Fodongmiao-Hongyazi Fault in the Northern Qilian Shan, NE Tibet, from the ¹⁰Be Exposure Dating of Offset Terraces // *J. Asian Earth Sci.* 2018. Vol. 151. P. 131–147.
125. *Yao W. Liu-Zeng J. Oskin M. et al.* Reevaluation of the Late Pleistocene slip rate of the haiyuan fault near Songshan, Gansu Province, China // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. Vol. 124. P. 5217–5240.
126. *Yin A., Harrison M. T.* Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2000. Vol. 28. P. 211–280.
127. *Yin, A., Rumelhart, P., Butler, R. et al.* Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation // *Geological Society of America Bulletin*. 2002. Vol. 144. №. 10. P. 1257–1295.
128. *Yuan D.* Tectonic deformation features and space-time evolution in northeastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau since the Late Cenozoic Time // Institute of Geology, Seismological Bureau of China. 2004. The Ph. D. Dissertation.
129. *Yuan D., Champagnac J., Ge W., et al.* Late Quaternary right-lateral slip rates of faults adjacent to the lake Qinghai, northeastern margin of the Tibetan Plateau // *Geological Society of America Bulletin*. 2011. Vol. 123. №. 1. P. 243–250.
130. *Yuan D., Ge W., Chen Z. et al.* The growth of northeastern Tibet and its relevance to large-scale continental geodynamics: A review of recent studies // *Tectonics*. 2013. Vol. 32. №. 9-10. 30315.
131. *Zhang K., Wu Z., Lu D. et al.* Review and progress of OSL dating // *Geological Bulletin of China*. 2015. Vol. 34. №. 1. P. 183–203 (in Chinese with English abstract).
132. *Zhang P., Deng Q., Zhang Z., et al.* Active faults, earthquake hazards and associated geodynamic

- process in continental China // *Scientia Sinica Terra*. 2013. Vol. 43. P. 1607–1620 (in Chinese with English abstract).
133. *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. №. 5. TC5010. P. 1–24.
134. *Zhang, P., Shen, Z., Wang, M., et al.* Continuous Deformation of the Tibetan Plateau from Global Positioning System Data // *Geology*. 2004. Vol. 32. №. 9. P. 809–812.
135. *Zhang P., Wang M., Gan W. et al.* Slip rates along major active faults from GPS measurements and constraints on contemporary continental tectonics // *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*. 2003. Vol. 10. Suppl. P. 81–92 (in Chinese with English abstract).
136. *Zhang P., Zheng D., Yin G. et al.* Discussion on late cenozoic growth and rise of northeastern margin of the Tibetan Plateau // *Quaternary sciences*. 2006. Vol. 26. №. 1. P. 5–13 (in Chinese with English abstract).
137. *Zheng D., Clark M., Zhang P. et al.* Erosion, fault initiation and topographic growth of the North Qilian Shan (northern Tibetan Plateau) // *Geosphere*. 2010. Vol. 6. №. 6. P. 937–941.
138. *Zheng D., Wang W., Wan J. et al.* Progressive northward growth of the northern Qilian Shan-Hexi Corridor (northeastern Tibet) during the Cenozoic // *The Geological Society of America*. 2017. Vol. 9. №. 3. P. 408–416.
139. *Zheng D., Zhang P., Wan J. et al.* Late Cenozoic deformation subsequence in northeastern margin of Tibet // *Science in China (Series D)*. 2003. Vol. 46. Supp. P. 266–275.
140. *Zheng D., Zhang P., Wan J. et al.* Rapid exhumation at ~8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. Vol. 248. P. 183–193.
141. *Zheng, G., Wang, H., Wright, T. J. et al.* Crustal Deformation in the India-Eurasia Collision Zone from 25 Years of GPS Measurements // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. Vol. 122. №. 11. P. 9290-9312.
142. *Zheng W., Zhang P., He W. et al.* Transformation of displacement between strike-slip and crustal shortening in the northern margin of the Tibetan Plateau: Evidence from decadal GPS measurements and late Quaternary slip rates on faults // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 584. P. 267–280.

143. *Zheng W., Zhang P., Yuan D. et al.* Deformation on the northern of the Tibetan plateau from GPS measurement and geological rates of Late Quaternary along the major fault // Chinese Journal of Geophysics. 2009. Vol. 52. №. 10. P. 2491–2508 (in Chinese with English abstract).
144. *Zhu D., Wang Q., Zhao Z. et al.* Magmatic record of India-Asia collision // Scientific Reports. 2016. Vol. 5. 14289 (in Chinese with English abstract).

Диссертации

145. *Chu Y.* The Geomorphy Characteristic of Qilian Mountains and its Response to Tibetan Plateau Uplift // Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan. 2015. The Ph. D. Dissertation (in Chinese with English abstract).
146. *He P.* Cenozoic tectonic deformation process of the Qilian Shan (northeastern Tibetan Plateau) recorded by detrital apatite fission-track thermochronology // Lanzhou University. 2018. Thesis for Ph. D. Degree (in Chinese with English abstract).
147. *Pang J.* Apatite Fission-track Dating by LA-ICP-MS and Neogene Expansion of the Qilian Shan, North Tibetan Plateau // Institute of Geology, China Earthquake Administration. 2019. The Ph. D. Dissertation (in Chinese with English abstract).
148. *Shao Y.* The activity features during late Quaternary of Yema River-Danghe Nan Shan faults in western Qilian Shan // Lanzhou Institute of Seismology. 2010. Thesis for Master's Degree (in Chinese with English abstract).
149. *Song C.* Tectonic uplift and Cenozoic sedimentary evolution in the northern margin of the Tibetan Plateau // College of Earth and Environment Sciences, Lanzhou University. 2006. The Ph. D. Dissertation (in Chinese with English abstract).

Интернет источники

150. <http://www.gscloud.cn>
151. <http://www.activefault-datacenter.cn/map>
152. <http://www.ceic.ac.cn/history>
153. <http://www.globalcmt.org>
154. <https://data.earthquake.cn/>

155. <https://docs.gmt-china.org/>

Приложение 1. Сейсмический каталог гор Цилиан с 2009 по 2021 годы из СЕИС

Долгота (°)	Широта (°)	Глулина (км)	Магнитуда	Узловая плоскость 1			Узловая плоскость 2		
				Удар	Провал	Грабли	Удар	Провал	Грабли
98.370	34.610	17	7.4	118	52	22	14	73	17.4
104.210	34.540	15	6.7	310	54	42	192	57	-202
95.900	37.600	10	6.6	161	20	-42	291	77	132.3
101.650	37.660	10	6.4	153	44	96	325	46	153
95.980	37.740	7	6.1	87	24	-116	295	69	142.3
98.200	34.360	10	5.3	112	81	6	21	84	26
104.210	34.560	14	5.6	314	49	74	158	43	-2.3
97.580	34.570	10	5.9	285	75	10	192	80	40.5
98.450	34.600	10	5.0	37	76	-132	292	44	132.4
98.250	34.650	8	5.0	298	70	1	208	89	49.2
92.290	34.840	10	5.3	205	41	-78	10	50	-56.7
97.510	34.890	10	5.4	132	53	23	28	72	18.1
101.880	35.140	7	5.1	175	74	178	266	88	161.6
102.710	35.140	10	5.6	189	59	140	302	57	143.1
97.790	36.420	10	5.3	287	47	80	121	44	-7.8
96.650	37.570	6	5.0	114	34	121	258	61	153
95.770	37.590	5	5.3	79	76	77	305	19	143.9
95.840	37.700	6	5.5	276	43	75	116	49	-2.5
101.530	37.730	15	5.3	360	68	120	123	37	-35.7
95.650	37.850	10	5.3	185	60	15	87	77	28.1
103.560	37.990	15	5.0	359	72	174	91	84	-3.3
100.390	38.010	10	5.3	109	57	15	11	77	20.8
93.800	38.140	10	5.8	104	66	91	281	24	129.7
100.310	38.570	10	5.0	146	49	112	294	46	142.9
95.540	38.890	15	5.7	315	41	78	150	50	0.5
106.370	39.760	10	5.8	90	71	11	356	80	201.1
105.430	34.014	17	4.2	154	73	-18	249	73	110.4
105.121	34.100	20	4.2	131	76	38	30	53	5
100.272	34.150	9	4.1	301	89	-9	31	81	-50.8
96.290	34.210	16	4.5	171	90	108	261	18	89.1
93.288	34.236	11	4.1	148	62	17	50	75	23
103.840	34.250	8	4.2	6	68	129	121	44	112.3
104.884	34.265	13	4.4	122	65	-10	216	81	115.5
102.390	34.300	15	4.7	284	82	7	193	83	42.5
100.800	34.340	10	4.1	251	41	-83	62	49	-50.9
102.360	34.350	10	4.6	224	63	165	321	77	159.2
92.710	34.350	9	4.2	100	19	81	290	71	176.1

93.170	34.350	15	4.2	314	82	159	47	69	-23.3
105.363	34.401	10	4.0	213	60	142	324	58	145.6
99.099	34.415	9	4.0	278	82	3	188	87	44.8
99.265	34.418	6	4.2	347	76	-147	248	58	-5.4
99.116	34.424	9	4.3	264	73	10	171	80	38.6
99.150	34.440	6	4.9	37	76	-132	292	44	132.4
99.010	34.450	10	4.7	338	88	160	69	70	-21.5
99.050	34.460	9	4.5	290	85	120	29	30	-62
99.020	34.470	9	4.6	44	59	22	302	71	188.7
104.250	34.490	7	4.0	14	81	179	104	89	145.3
104.258	34.525	7	4.0	185	66	144	291	58	140.1
98.920	34.530	10	4.9	358	48	34	244	65	32.8
104.220	34.540	7	4.5	195	56	143	308	60	147
98.940	34.540	10	4.9	281	43	62	137	53	6.6
104.203	34.549	6	4.2	339	35	63	191	59	16.2
104.200	34.550	10	4.1	318	42	66	169	52	7.9
104.231	34.554	6	4.3	6	64	-160	267	72	150.3
96.550	34.560	8	4.9	348	82	-159	255	69	3.5
96.510	34.600	5	4.0	258	80	-34	355	57	105.1
98.280	34.610	11	4.8	190	87	-171	100	81	-4.1
98.470	34.660	10	4.8	332	57	99	136	34	-23.5
103.360	34.670	10	4.5	170	58	127	295	47	136.7
101.904	34.672	10	4.0	305	82	-10	36	80	-50.2
98.089	34.675	7	4.0	170	58	75	17	35	-22.3
97.912	34.706	8	4.8	101	88	25	10	65	12.8
97.840	34.710	10	4.9	294	51	81	128	40	-10.5
98.070	34.710	10	4.9	188	73	-151	89	62	-18.6
99.064	34.718	9	4.0	31	89	-177	301	87	163.4
98.040	34.730	10	4.4	137	61	6	44	85	30.3
98.000	34.740	9	4.5	90	52	-130	324	53	137.2
104.857	34.769	14	4.4	167	58	137	283	55	140.3
97.550	34.780	9	4.5	50	74	173	142	83	144.6
97.610	34.810	10	4.8	34	27	135	166	71	150.5
99.020	34.840	7	4.3	188	53	118	327	45	142.6
99.420	34.850	5	4.5	160	83	95	304	9	105.9
99.499	34.853	10	4.0	106	86	-20	197	70	99.5
101.840	34.970	10	4.3	12	81	160	105	70	127.6
95.940	35.060	5	4.5	18	80	-160	284	70	150.8
101.880	35.130	7	4.4	344	77	171	76	81	-8.3
92.340	35.190	3	4.0	265	68	18	168	73	33.2
92.190	35.240	9	4.9	162	50	-102	360	41	122.6

99.087	35.245	3	4.3	191	84	-110	85	21	-47.5
104.000	35.350	9	4.5	192	85	-8	283	82	120.2
99.503	35.510	4	4.1	283	25	105	87	66	1.6
99.480	35.520	6	4.0	164	68	175	256	85	158.6
99.479	35.529	6	4.1	105	79	98	249	14	105.4
99.865	35.715	6	4.2	127	53	9	32	83	28.1
99.180	35.720	9	4.4	14	78	-131	271	42	129.5
99.164	35.721	5	4.3	0	80	172	91	82	137.5
95.790	35.750	6	4.6	178	81	-170	86	80	-6.3
95.790	35.800	14	4.6	79	78	0	349	90	207.1
106.185	35.830	6	4.1	183	57	112	326	39	137.7
99.202	35.984	10	4.1	329	75	-148	230	59	-6.5
102.221	36.266	10	4.0	276	82	18	183	72	34.1
106.010	36.280	8	4.5	127	85	28	34	62	12.9
106.282	36.370	6	4.1	37	80	-100	262	14	99.4
97.630	36.370	10	4.2	325	13	116	118	78	13.3
106.051	36.373	6	4.0	110	70	6	18	84	26.4
99.975	36.542	7	4.1	167	82	-161	74	71	-13.4
96.440	36.600	8	4.3	131	22	124	275	72	165.3
106.087	36.695	8	4.2	206	76	112	327	26	116.7
97.520	36.810	10	4.1	213	37	-112	60	56	-36.5
96.767	36.910	9	4.0	133	10	37	6	84	23.4
104.319	37.038	13	4.1	109	52	59	333	48	167.9
103.710	37.120	14	4.0	100	90	5	10	85	25
103.740	37.120	9	4.9	5	84	178	95	88	143.1
106.022	37.133	6	4.0	227	68	154	327	66	149.5
106.058	37.153	8	4.2	19	74	-125	268	38	124.4
98.988	37.159	5	4.1	139	43	-161	35	77	-13
97.200	37.250	10	4.1	66	52	105	222	40	132.4
105.758	37.260	8	4.3	90	54	-5	183	86	117.9
97.140	37.260	6	4.1	324	42	-130	192	59	-16.6
97.180	37.280	5	4.1	352	35	-119	207	60	-16.6
96.549	37.335	9	4.3	68	69	140	175	53	123.8
98.217	37.454	7	4.2	141	70	-176	50	86	-4.8
92.653	37.460	9	4.2	82	2	-146	318	89	168
92.660	37.461	9	4.0	294	34	70	138	58	8.4
94.718	37.481	9	4.2	274	60	16	176	76	36.4
95.840	37.510	7	4.7	239	86	79	129	12	-14.3
95.770	37.520	11	4.2	286	36	120	70	59	-11.8
102.885	37.559	7	4.2	161	44	98	329	47	152.9
95.820	37.560	15	4.1	92	65	80	295	27	141.8

96.920	37.560	7	4.3	272	71	-117	149	33	-38.4
95.882	37.576	3	4.2	264	43	97	47	74	-7.8
96.030	37.580	10	4.6	96	57	98	262	34	133.7
95.806	37.584	6	4.1	157	75	-131	50	43	-37.1
95.798	37.585	7	4.1	330	27	131	106	70	0.5
102.270	37.610	6	4.5	161	85	178	251	88	158.6
95.934	37.610	7	4.1	106	85	-105	0	16	-59.1
98.790	37.620	10	4.1	191	51	-169	94	81	-3.5
102.259	37.622	7	4.1	198	71	-180	108	90	3.7
102.255	37.624	8	4.1	72	57	43	315	55	175.6
95.830	37.630	8	4.2	210	77	14	117	76	30.4
95.610	37.640	10	4.3	91	38	116	239	56	147.3
95.906	37.645	9	4.2	333	61	180	63	90	0.2
95.961	37.652	10	4.0	118	52	122	253	48	136.9
95.798	37.659	5	4.0	170	6	-169	69	89	3.3
95.660	37.660	6	4.9	50	74	-76	188	21	68.2
101.609	37.668	10	4.1	95	54	-6	189	85	117.9
95.955	37.668	9	4.1	261	38	159	8	77	-10.8
95.660	37.670	8	4.7	217	28	-6	312	87	134.8
95.790	37.670	7	4.4	94	66	84	288	25	136.6
95.800	37.670	7	4.7	299	30	102	105	61	-0.9
95.800	37.670	9	4.2	337	51	158	81	73	-9.4
95.920	37.670	6	4.8	130	20	-180	40	90	2
95.703	37.671	10	4.1	3	70	-43	111	50	78.7
95.670	37.680	10	4.1	116	68	92	291	22	128.3
101.560	37.690	9	4.7	97	57	33	348	63	186.5
95.740	37.690	10	4.0	110	50	88	293	40	147.1
101.591	37.692	9	4.3	315	39	121	97	57	-11.6
102.240	37.698	6	4.2	129	73	87	319	17	131.6
95.970	37.700	7	4.5	197	32	133	329	67	162.7
95.639	37.711	7	4.0	57	71	-64	181	32	73.4
95.703	37.713	7	4.4	317	41	122	97	56	-13.2
95.790	37.720	7	4.4	135	15	-126	352	78	157.7
95.781	37.724	6	4.1	280	30	80	112	61	5.8
102.000	37.750	16	4.9	267	80	16	174	74	34.6
95.646	37.750	8	4.3	50	86	-82	170	9	47.2
102.259	37.821	8	4.4	174	60	137	289	54	139.5
104.252	37.955	6	4.1	54	84	17	322	73	192.8
103.700	38.040	11	4.0	165	71	125	280	39	123.1
106.550	38.210	6	4.1	37	70	-128	283	42	127.7
106.200	38.270	6	4.4	24	85	-174	293	84	160.8

98.269	38.327	10	4.0	207	81	-117	100	28	-41.9
100.952	38.332	6	4.1	305	51	71	154	43	-1.5
106.265	38.366	25	4.0	190	80	-18	283	72	111.5
93.110	38.400	10	4.3	138	37	-98	328	53	127.9
93.086	38.423	15	4.2	136	66	75	349	28	150.9
106.340	38.430	21	4.6	176	68	-174	84	84	-2.8
104.496	38.443	6	4.2	3	87	-140	270	50	137.1
93.062	38.455	12	4.0	22	57	118	158	42	121.7
93.550	38.480	10	4.3	149	75	116	267	30	113.6
97.290	38.490	7	4.8	81	90	0	171	90	116.1
101.539	38.494	7	4.5	313	15	113	109	76	11.2
104.070	38.500	7	4.3	2	76	162	96	73	130.4
93.578	38.526	5	4.2	78	61	130	197	48	125.6
104.206	38.534	7	4.1	174	38	0	264	90	130.6
104.003	38.559	8	4.3	301	39	-169	202	83	9.3
102.763	38.573	6	4.0	43	17	-100	233	73	136
104.711	38.832	7	4.3	40	72	-30	140	62	90.4
99.459	38.853	9	4.3	246	14	-45	20	80	-34.8
101.430	38.860	6	4.5	266	12	113	63	79	9.7
94.920	38.870	15	4.5	307	24	67	152	68	18.6
92.899	38.907	9	4.2	240	41	110	34	52	-19.5
101.444	38.966	21	4.3	9	42	98	178	49	140
99.330	38.970	15	4.3	289	70	17	193	74	36.5
92.180	38.980	10	4.6	272	59	4	180	87	45.7
92.084	39.043	6	4.2	5	55	-110	217	40	111
97.390	39.190	10	4.9	112	46	69	321	48	163.3
96.850	39.253	6	4.3	287	79	81	147	14	-21.8
100.136	39.261	24	4.2	270	82	7	179	83	41.1
106.785	39.312	6	4.4	93	75	-7	185	83	112.8
95.304	39.472	2	4.1	350	24	157	101	81	4.3
95.430	39.490	2	4.0	60	69	9	327	82	200
95.321	39.527	10	4.3	174	80	173	265	83	155.9
106.214	39.577	6	4.5	265	52	3	173	88	46.3
95.546	39.612	7	4.4	331	73	172	63	82	-8.2
97.775	39.732	14	4.0	129	42	90	309	48	155.1
97.490	39.775	7	4.2	137	63	91	315	27	136.2
106.351	39.782	10	4.2	160	85	18	68	72	22.7
106.456	39.788	38	4.0	55	64	-64	187	36	81.1
96.179	39.796	8	4.1	109	23	43	339	75	192.2
106.516	39.822	7	4.6	346	49	171	82	83	-1.7
97.360	39.880	15	4.3	294	48	77	133	44	-5.3

106.450	39.890	10	4.2	268	65	-17	5	75	-54.6
106.712	39.945	8	4.1	147	70	130	259	44	124.9
104.778	34.047	6	3.8	229	78	172	321	82	161.1
103.036	34.132	16	3.9	319	79	-7	50	83	-45.5
100.835	34.136	7	3.5	283	41	178	15	89	-3
104.934	34.182	6	3.6	81	8	-129	300	84	158.2
104.800	34.257	13	3.8	252	80	-163	159	73	-3.5
102.365	34.276	13	3.6	192	81	-158	98	68	-13.1
100.791	34.295	4	3.8	100	76	-98	310	16	100.6
100.808	34.334	10	3.8	298	74	18	203	73	36.9
102.278	34.335	7	3.9	47	79	155	142	65	127.3
100.508	34.340	10	3.7	83	30	-29	199	76	118.3
99.109	34.352	10	3.6	149	55	143	262	60	142.5
99.116	34.386	6	3.5	350	57	170	85	82	-3.6
99.095	34.399	7	3.6	149	53	129	275	52	140
99.128	34.406	10	3.8	348	85	150	81	60	-29.2
99.083	34.449	6	3.6	247	71	-12	341	79	125.4
98.591	34.465	10	3.8	169	78	-73	293	21	73.3
99.263	34.473	9	3.5	92	68	13	357	78	199.9
104.755	34.494	6	3.8	218	85	128	314	38	117.3
104.250	34.531	7	3.9	129	50	0	39	90	34.9
103.992	34.536	7	3.5	300	19	34	177	80	37.4
104.257	34.540	6	3.6	38	85	-166	307	76	157.4
104.193	34.543	7	3.5	28	87	-139	295	49	139
104.216	34.550	7	3.6	300	65	-17	37	75	-51.4
104.226	34.552	6	3.6	213	70	142	318	55	139.2
104.200	34.556	6	3.8	39	84	-163	307	73	155.3
104.219	34.562	6	3.6	277	21	-6	13	88	-37.2
104.213	34.568	6	3.7	316	33	56	175	63	19.4
98.502	34.574	9	3.7	315	36	164	58	81	-3
98.489	34.600	9	3.6	216	81	7	125	83	35.8
98.368	34.647	6	3.5	102	70	-64	227	33	79.3
98.230	34.668	9	3.7	0	87	170	91	80	134.8
98.256	34.686	13	3.9	318	56	6	225	85	48.9
98.241	34.697	9	3.5	360	84	178	90	88	-1.4
97.931	34.709	9	3.8	356	63	177	87	87	-0.2
97.695	34.720	9	3.5	53	78	166	146	76	138
98.003	34.740	6	3.7	134	88	157	225	67	135.1
97.455	34.771	9	3.6	126	77	14	33	76	22
99.413	34.819	10	3.8	50	19	-167	308	86	167.5
97.509	34.825	9	3.6	310	89	-19	40	71	-59.9

105.288	34.924	7	3.6	291	68	23	192	69	32.6
103.764	34.949	6	3.7	6	89	-161	276	71	151.3
104.538	35.049	6	3.7	35	53	106	190	40	128.9
103.606	35.131	7	3.5	161	9	6	65	89	39.6
101.896	35.142	7	3.5	353	86	-177	263	87	15.9
102.570	35.296	7	3.7	206	89	168	296	78	152.7
101.152	35.306	3	3.5	308	72	122	64	36	-45.2
99.269	35.311	10	3.7	299	49	107	94	44	-20.9
99.555	35.392	10	3.5	183	81	-148	87	58	-21
99.534	35.396	7	3.6	195	83	-150	101	60	-17.8
105.274	35.417	7	3.6	219	86	172	310	82	158.8
99.545	35.434	7	3.5	96	88	-3	186	87	114.8
99.504	35.506	5	3.5	241	44	77	79	47	-8.3
99.509	35.513	8	3.6	143	88	175	233	85	153.5
99.495	35.523	10	3.8	114	20	140	242	77	163
98.448	35.597	10	3.8	312	61	92	128	29	-25.3
104.797	35.615	12	3.9	7	69	145	111	58	121.2
99.243	35.639	9	3.6	1	84	-170	270	80	156.2
99.168	35.692	6	3.6	4	57	-165	266	77	154.3
99.165	35.706	4	3.6	142	62	80	343	30	148.5
99.037	35.715	8	3.5	360	39	-137	234	65	-6.3
99.195	35.715	9	3.6	21	72	-65	145	30	67.9
99.148	35.719	7	3.6	300	31	85	126	59	4.1
99.192	35.723	9	3.9	154	72	92	328	18	128
99.200	35.723	9	3.6	130	61	98	294	30	132.5
99.187	35.738	4	3.5	300	20	38	174	78	35
99.194	35.745	10	3.5	273	64	-3	4	87	-44.6
103.986	35.769	6	3.8	275	47	-90	95	43	-50.8
98.887	35.776	10	3.5	254	57	-11	350	81	130.3
98.084	35.778	4	3.9	228	82	156	322	66	145.6
99.193	35.976	8	3.7	135	55	101	296	36	137.5
99.222	35.992	10	3.5	12	18	-24	125	83	117.5
99.194	36.002	5	3.6	312	64	-136	199	51	-18.1
106.083	36.022	5	3.6	250	84	-101	132	13	-52.2
100.197	36.057	8	3.9	354	87	113	91	23	-63.8
105.953	36.297	5	3.5	276	80	-26	11	64	-66.9
106.038	36.372	5	3.6	16	87	159	107	69	125.4
97.244	36.421	9	3.6	272	66	39	164	55	18.4
105.515	36.518	9	3.6	24	68	-153	283	65	146.5
105.506	36.531	8	3.5	81	80	160	175	70	135.1
105.366	36.597	6	3.6	254	90	168	344	78	157.4

97.822	36.626	3	3.6	86	88	8	356	82	202
104.892	36.834	7	3.7	46	60	147	154	62	131.6
96.523	36.915	8	3.6	232	79	-114	118	26	-43.7
98.370	36.921	10	3.7	92	49	9	356	83	204.5
97.918	37.018	8	3.5	236	88	-54	329	36	79.3
106.255	37.044	6	3.5	310	82	-172	219	82	8.5
104.133	37.069	6	3.9	173	31	141	298	71	161.7
99.075	37.106	7	3.5	252	80	2	162	88	43
103.764	37.118	8	3.6	185	74	-177	94	87	-0.2
104.030	37.120	1	3.7	105	48	12	7	81	23.9
106.530	37.200	10	3.7	149	55	-108	359	39	124
102.796	37.246	7	3.5	356	76	-161	261	72	5.9
97.174	37.268	6	3.8	310	23	161	58	83	1.3
97.159	37.280	7	3.6	149	79	173	240	83	153.5
102.614	37.303	13	3.5	133	66	13	38	78	24.2
105.969	37.386	6	3.7	44	78	-148	307	59	145.7
96.691	37.397	8	3.9	317	54	116	97	43	-26.1
104.550	37.430	9	3.6	28	26	-145	266	75	150.2
102.267	37.505	8	3.6	346	89	-167	256	77	8.9
102.241	37.508	6	3.9	353	77	-176	262	86	15.7
102.294	37.513	10	3.5	291	37	137	58	66	-10.9
102.273	37.515	7	3.5	327	54	163	67	76	-9.3
102.294	37.523	14	3.8	243	86	-17	334	73	116.2
102.226	37.529	5	3.5	200	87	175	290	85	159.3
102.238	37.541	6	3.8	243	69	-17	339	74	121.2
96.594	37.543	10	3.5	350	59	156	93	70	-12.2
101.613	37.627	12	3.7	330	40	142	91	67	-8.5
95.746	37.664	6	3.9	209	88	-108	111	18	-44.1
101.600	37.688	6	3.6	317	76	166	50	76	-15.4
102.272	37.712	7	3.5	133	51	129	261	53	140.4
102.512	37.715	7	3.5	224	87	-170	133	80	-1.8
101.539	37.725	7	3.7	101	72	176	192	86	152.4
106.287	37.831	6	3.6	25	47	8	290	84	199.1
102.437	37.851	6	3.5	189	67	179	279	89	164.2
104.518	37.857	7	3.6	295	29	35	174	74	32.3
102.276	37.891	13	3.5	153	64	134	267	50	132.7
98.267	37.929	7	3.9	102	79	-7	193	83	112.8
100.159	38.121	6	3.5	125	48	-26	233	71	113.3
106.421	38.145	9	3.5	349	86	171	80	81	-9.2
97.118	38.221	7	3.5	196	74	32	96	59	15.8
106.210	38.277	5	3.7	232	87	179	322	89	166.5

97.880	38.393	10	3.7	189	56	-115	49	41	-46.9
99.504	38.425	5	3.7	89	52	-119	311	46	127.7
103.875	38.431	5	3.9	255	82	18	162	72	32
106.163	38.449	8	3.5	280	85	58	182	32	7.7
103.857	38.451	6	3.6	93	70	29	352	63	188
103.944	38.458	12	3.5	180	40	120	323	56	154.3
102.343	38.471	20	3.5	333	43	139	95	63	-11.8
104.076	38.500	7	3.6	147	85	-122	49	32	-41.6
103.916	38.517	4	3.6	86	13	-102	278	77	144.5
104.208	38.519	6	3.8	312	52	-178	221	88	15.3
97.720	38.527	11	3.9	176	18	119	326	74	173.8
103.933	38.528	8	3.6	270	69	-92	95	21	-69
104.209	38.540	8	3.9	327	72	-148	226	60	-6.6
104.211	38.544	9	3.8	330	80	-93	167	10	-67.1
101.509	38.563	8	3.5	172	58	-169	76	81	-5.6
102.360	38.594	14	3.9	100	49	45	337	58	179
99.054	38.594	11	3.6	199	75	-127	90	40	-35.5
98.097	38.712	9	3.6	137	88	-8	227	82	113.9
101.376	38.822	5	3.7	165	77	105	295	20	110.8
96.122	38.834	2	3.7	324	46	-84	135	44	-48.3
100.092	38.847	6	3.9	285	71	-93	115	19	-67
100.065	38.853	7	3.7	102	63	18	4	74	17.7
99.801	38.876	17	3.5	141	56	71	353	38	159.1
96.929	38.903	8	3.5	333	88	89	180	2	-32.6
98.525	38.907	7	3.5	230	57	-174	137	85	4
92.709	38.918	10	3.5	245	75	-36	346	55	104.3
98.509	38.925	6	3.9	4	72	129	115	42	108.1
92.658	38.929	9	3.6	359	78	-161	265	71	5.7
99.718	38.945	6	3.7	113	20	-18	220	84	126.4
92.706	38.950	8	3.9	351	44	141	111	64	-9.9
99.496	38.970	8	3.7	356	70	-159	259	70	4.3
106.169	39.016	8	3.7	211	72	26	112	65	21.6
99.811	39.023	7	3.7	173	76	117	290	30	115.6
100.060	39.027	7	3.5	234	37	-114	83	57	-33
99.785	39.031	6	3.6	35	53	106	190	40	128.9
98.617	39.082	6	3.8	132	68	114	262	32	119.8
97.308	39.083	10	3.6	343	87	117	79	27	-61.4
99.520	39.095	4	3.8	143	39	96	315	51	156.4
96.984	39.098	6	3.8	356	76	126	104	38	-42.4
106.086	39.130	0	3.5	298	66	148	42	61	-26.4
106.089	39.132	0	3.5	75	57	174	168	85	151.1

106.071	39.139	0	3.5	309	45	-54	83	55	-53.4
106.078	39.139	0	3.5	106	69	166	201	77	146
106.074	39.145	0	3.5	264	76	124	14	36	-52.6
99.264	39.147	8	3.5	99	80	4	8	86	26
106.043	39.164	0	3.7	85	70	-100	293	22	103.1
100.153	39.243	21	3.8	51	33	-17	155	81	115.2
100.161	39.245	19	3.5	345	84	169	76	79	-11.4
100.150	39.259	23	3.8	280	80	-27	15	63	-67.5
106.554	39.294	8	3.5	20	14	129	160	79	159.6
106.808	39.307	5	3.5	144	59	141	257	57	138.8
106.757	39.318	7	3.5	29	65	-132	274	48	130.9
102.542	39.329	7	3.8	61	60	29	316	65	185.4
98.102	39.497	7	3.9	164	87	-131	71	41	-32.2
102.574	39.498	8	3.7	265	86	-106	161	16	-42.5
105.708	39.520	6	3.9	258	27	-57	42	68	-41.9
95.584	39.556	4	3.9	7	69	71	231	28	142.4
96.931	39.577	6	3.8	135	77	163	229	73	143.8
96.970	39.607	6	3.6	356	72	98	152	20	-38
106.701	39.747	5	3.7	306	89	-141	215	51	-11.2
103.472	39.775	21	3.9	69	67	49	315	46	169.8
106.338	39.787	4	3.5	211	40	-120	68	56	-33.6
96.535	39.787	6	3.7	293	32	-8	30	86	-38.2
106.368	39.819	10	3.9	69	70	-30	170	62	94
99.078	39.913	8	3.5	273	18	-43	45	78	-34.7
106.367	39.923	6	3.8	244	39	-120	101	57	-29.4

Приложение 2. Данные GPS гор Цилиан, взятые из проекта СМОНОС

Долгота	Широта	Восточная составляющая	Северная составляющая	Восточная ошибка	Северная ошибка
91.5	38.76	3.499	7.189	1.587	1.466
91.677	37.853	8.69	11.7	2.029	1.541
91.886	37.038	9.84	11.86	1.003	0.857
92.352	33.953	23.05	10.35	1.53	0.837
92.419	38.072	7.35	10.25	2.076	2.3
92.438	34.207	22.74	11.37	1.029	0.538
92.438	34.217	22.13	9.56	0.29	0.282
92.606	34.373	22.63	8.91	0.742	1.024
92.731	34.462	20.39	10.75	0.737	2.228
92.941	34.832	21.22	6.11	3.844	1.97
93.003	39.287	3.17	6.37	0.419	0.442
93.052	35.088	17.14	11.67	3.397	1.84
93.331	38.744	7.39	5.83	0.188	0.197
93.36	35.35	28.602	5.422	1.704	1.483
93.412	38.809	8.66	6.89	0.699	0.725
93.425	38.533	4.96	7.65	1.262	1.211
93.489	39.645	2.7	5.49	0.271	0.439
93.499	37.902	7.22	7.65	0.812	0.966
93.588	35.417	26.19	6.69	2.771	1.031
93.62	36.746	7.42	9.25	1.193	0.919
94.06	35.62	25.425	2.962	2.006	1.092
94.101	35.708	14.67	9.83	1.436	1.82
94.258	39.413	3.91	5.08	0.93	1.245
94.311	39.158	6.36	5.14	1.048	1.31
94.327	39.616	3.43	3.75	1.276	1.055
94.355	38.809	5.6	5.17	0.497	0.218
94.364	35.874	9.81	10.4	1.349	2.17
94.555	39.716	2.5	4.38	0.678	0.401
94.613	38.33	9.41	4.16	0.765	0.912
94.685	40.144	3.45	3.68	0.165	0.18
94.75	34.92	22.427	8.552	1.577	1.456
94.772	36.145	9.63	8	0.245	0.214
94.797	35.925	8.9	8.55	0.989	1.174
94.813	40.172	1.72	4.19	0.553	0.422
94.857	39.514	3.55	4.12	0.403	0.49
94.873	36.433	6.58	7.78	0.751	0.762
94.998	38.057	5.41	6.15	1.241	0.493

94.998	40.549	2.91	3.97	0.37	0.367
95.231	35.74	12.9	9.28	0.805	0.786
95.367	36.955	11.24	5.93	2.107	0.861
95.369	33.826	24.38	5.67	3.912	2.429
95.457	39.25	5.3	3.85	1.219	1
95.482	37.216	7.74	6.59	2.267	0.861
95.528	34.552	22.98	3.64	0.631	0.49
95.607	39.71	3.12	3.46	0.523	0.272
95.712	40.08	2.39	3.53	0.506	0.327
95.761	40.516	4.16	3.11	0.174	0.18
95.801	40.514	2.13	3.14	0.508	0.408
95.803	37.513	6.45	6.07	1.083	0.636
96.416	35.727	12.65	8.19	1.182	0.912
96.448	36.437	9.65	8.68	2.046	1.3
96.699	37.363	6.31	7.08	1.389	0.514
96.714	40.637	2.75	2.63	0.459	0.483
96.746	40.036	3.1	2.91	0.774	0.735
96.748	39.903	2.73	3.12	0.367	0.231
97.085	40.286	1.75	2.53	0.683	0.983
97.088	39.457	5.52	4.14	1.871	1.051
97.176	33.712	20.32	4.39	1.396	2.164
97.378	37.381	9.21	5.91	0.049	0.051
97.44	40.027	3.72	2.48	0.485	0.517
97.502	34.022	19.17	4.71	1.973	1.555
97.678	40.271	3.3	1.48	0.407	0.238
97.703	39.569	3.19	3.32	0.332	0.466
97.921	39.854	2.82	2.19	0.344	0.344
97.956	34.4	20.28	5.03	2.039	2.177
97.959	35.501	14.63	7.76	1.419	1.868
97.967	39.677	3.83	0.62	1.116	1.167
97.997	39.186	3.86	2.71	0.334	0.435
98.097	36.296	10.29	6.66	0.214	0.201
98.098	36.27	10.81	6.53	0.645	0.395
98.188	39.841	2.76	1.72	0.548	0.864
98.208	34.92	17.02	4.9	0.301	0.299
98.209	34.894	17.84	4.48	0.419	0.272
98.215	39.808	4.54	2.09	0.174	0.184
98.266	38.967	3.9	2.71	0.426	0.589
98.345	37.307	7.82	4.23	0.24	0.408
98.462	36.943	8.51	4.64	0.306	0.378
98.501	39.713	2.74	1.69	0.322	0.422

98.55	39.939	2.48	0.44	0.709	1.095
98.604	35.016	15.53	4.32	1.13	1.017
98.657	37.578	7.97	3.47	0.282	0.354
98.798	39.409	3.3	1.74	0.398	0.412
98.854	37.979	7.16	3.17	0.261	0.35
98.874	35.126	15.55	5.11	2.538	1.66
98.892	39.906	2.72	1.11	0.217	0.269
99.01	37.297	8.45	3.42	0.278	0.316
99.068	36.795	9.07	3.93	0.325	0.306
99.075	40.275	2.6	1.01	0.313	0.364
99.2	34.27	19.263	5.597	1.544	1.412
99.222	35.359	10.97	6.18	1.886	1.129
99.411	37.618	10.23	2	2.034	0.776
99.491	37.133	8.77	3.28	0.238	0.17
99.565	38.445	5.03	1.99	0.273	0.235
99.6	39.7	2.85	1.28	0.259	0.388
99.613	39.145	3.13	1.87	0.372	0.371
99.62	38.834	4.4	1.52	0.325	0.316
99.688	33.804	17.94	1.31	0.49	0.521
99.775	36.255	10.52	5.39	1.372	1.068
99.814	39.41	4.79	1.33	0.207	0.214
99.895	36.693	9.53	3.24	0.33	0.255
99.972	35.622	11.95	3.29	0.659	0.694
100.13	37.333	10.19	2.3	0.202	0.197
100.151	39.724	2.74	0.7	0.32	0.313
100.162	37.315	9.03	2.6	0.292	0.296
100.172	38.967	2.83	0.69	1.662	1.225
100.201	40.984	4.1	0.62	0.042	0.044
100.236	38.184	5.83	1.95	0.346	0.286
100.238	38.186	6.69	1.48	0.266	0.238
100.24	38.014	6.12	0.32	1.561	1.021
100.249	34.478	15.19	3.78	0.198	0.177
100.269	36.618	9.46	3.23	0.33	0.527
100.315	39.236	3.1	0.69	0.45	0.337
100.344	38.167	6.35	1.47	1.109	1.211
100.35	38.611	4.35	1.8	0.292	0.367
100.426	37.606	8.47	2.19	0.551	0.418
100.482	37.217	9.33	2.75	0.32	0.333
100.545	36.223	10.27	3.04	0.365	0.405
100.731	38.882	3.59	1.46	0.339	0.35
100.739	38.437	5.39	0.3	1.229	0.925

100.775	38.335	5.31	1.36	1.252	0.721
100.787	39.607	2.43	0.7	0.355	0.293
100.814	35.244	12.62	5.75	1.497	1.507
100.818	38.441	6.38	1.98	0.177	0.177
100.828	38.348	4.21	2.04	0.49	0.378
100.898	37.661	8.11	0.6	1.04	0.82
100.936	37.967	5.61	1.9	0.424	0.51
100.962	36.4	10.02	2.8	0.405	0.374
101.005	38.719	4.33	1	1.558	1.041
101.009	36.876	9.61	2.5	0.405	0.371
101.109	36.446	9.86	2.68	0.589	0.347
101.142	38.929	3.59	1.04	0.381	0.289
101.195	38.723	2.77	-0.03	0.388	0.344
101.235	36.701	9.82	2.44	0.508	0.555
101.301	39.06	4.02	-0.21	1.029	0.752
101.353	38.157	5.62	1.39	0.384	0.316
101.361	35.717	10.74	3.83	1.603	0.997
101.401	37.472	10	1.94	0.224	0.18
101.404	37.455	9.12	1.9	0.202	0.282
101.442	36.075	9.28	0.88	0.621	0.776
101.542	36.487	9.57	3.4	0.537	0.364
101.613	34.716	12.16	2.39	0.445	1
101.631	36.976	10.29	1.47	0.217	0.422
101.662	39.216	3.1	0.23	0.581	0.493
101.707	35.052	11.36	2.86	1.389	0.949
101.726	37.423	7.61	-0.36	1.182	1.007
101.727	39.205	4.78	-0.55	0.198	0.201
101.744	38.302	5.01	1.14	0.374	0.276
101.774	36.601	10.569	2	0.104	0.116
101.88	34.567	10.51	2.56	1.394	1.201
101.971	39.334	2.84	0.15	0.869	0.606
101.988	36.213	10.07	2.42	0.45	0.459
102.01	35.516	9.21	5.59	0.822	0.595
102.012	37.324	8.66	1.58	0.341	0.282
102.028	35.923	10.69	2.63	0.377	0.636
102.046	35.541	11.04	3.44	0.492	0.561
102.058	34.02	14.43	0.85	0.228	0.204
102.108	38.28	4.8	0.89	0.247	0.248
102.126	34	12.27	0.84	0.506	0.759
102.151	38.43	5.31	1.53	0.433	0.391
102.256	36.119	9.93	1.8	0.372	0.32

102.261	38.138	5.06	0.95	0.191	0.323
102.317	37.958	5.94	0.72	0.377	0.429
102.318	38.705	4.03	0.52	0.36	0.259
102.377	36.499	12.97	1.43	0.44	0.316
102.437	35.125	10.52	2.76	0.499	0.646
102.502	34.589	10.16	2.37	0.831	0.708
102.543	35.836	10.11	2.55	0.358	0.316
102.564	36.888	9.88	2.48	0.589	0.473
102.565	39.127	4.1	0.24	0.395	0.361
102.622	37.506	8.05	2.09	0.261	0.347
102.645	37.781	5.99	0.96	0.205	0.248
102.748	38.165	4.99	0.21	1.151	1.123
102.775	39.412	3.44	0.31	0.454	0.337
102.787	35.875	10.11	1.75	0.325	0.439
102.812	35.263	9.9	1.26	0.586	0.524
102.846	37.44	7.14	1.48	0.294	0.34
102.886	34.946	10.62	0.91	0.428	0.531
102.887	36.327	10.59	2.16	1.711	0.374
102.887	38.419	4.71	0.47	0.33	0.367
102.889	37.455	7.32	0.64	0.254	0.259
102.979	37.148	8.93	1.76	0.365	0.306
102.991	33.571	12.55	-1.41	0.937	0.599
103.088	38.632	5.97	0.05	0.228	0.197
103.147	34.109	10.46	0.38	0.435	0.572
103.157	36.894	9.96	1.61	0.29	0.347
103.188	38.542	5.38	1.48	0.61	0.555
103.205	35.574	9.64	1.6	0.548	0.473
103.247	34.749	10.86	0.6	0.346	0.357
103.249	36.705	10.17	1.5	0.266	0.313
103.331	35.933	10.01	1.71	0.311	0.344
103.344	35.415	9.71	1.19	0.381	0.259
103.364	38.845	4.3	-0.05	0.478	0.527
103.384	37.562	5.7	0.96	0.25	0.214
103.42	36.151	10.33	0.09	0.247	0.347
103.444	37.149	8.78	1.26	0.443	0.265
103.671	36.078	13.41	1.14	0.388	0.31
103.706	35.285	9.71	0.67	0.294	0.248
103.727	33.937	9.38	-0.18	0.68	0.694
103.727	39.946	3.15	-0.99	1.436	0.64
103.838	35.376	8.01	-0.31	1.424	0.585
103.902	34.23	9.84	-0.86	1.563	1.875

103.987	36.486	10.23	0.78	0.346	0.316
103.992	35.998	9.302	-0.165	0.612	0.572
104.023	34.43	11.24	0.05	0.445	0.371
104.051	36.988	11.47	-0.09	1.561	0.976
104.057	37.181	8.01	0.15	0.21	0.187
104.073	34.403	9.27	-1.22	0.965	0.857
104.087	37.235	6.82	0.7	0.384	0.225
104.104	35.039	9.87	-0.41	0.548	0.891
104.131	36.848	10.64	0.24	0.68	0.32
104.157	35.883	9.16	0.84	0.344	0.228
104.194	34.704	11.61	-0.28	1.017	0.84
104.325	37.451	5.72	0.76	0.334	0.316
104.364	36.656	10.65	-0.22	0.233	0.279
104.384	34.046	7.98	-1.47	0.855	0.782
104.401	33.787	9.5	-1.66	0.532	0.769
104.48	34.85	8.915	0.05	0.659	0.64
104.505	40.739	3.36	-0.91	0.374	0.391
104.542	35.046	9.1	-0.96	1.193	0.534
104.549	35.541	8.21	-1.19	0.553	0.612
104.605	35.554	10.03	-0.72	0.205	0.177
104.609	34.348	9.69	-0.85	1.78	1.232
104.631	36.908	9.27	-0.24	0.271	0.401
104.646	34.995	8.91	-1.03	0.214	0.17
104.743	36.428	10.37	-0.77	0.254	0.306
104.808	40.164	3.19	-0.99	0.541	0.497
104.915	34.467	8.91	-2.13	0.949	0.442
104.935	34.009	8.9	-0.38	2.187	1.276
104.94	34.714	9.52	-2.47	0.996	0.575
104.965	36.094	8.94	-0.82	0.454	0.395
105.009	35.727	7.77	-0.24	0.494	0.418
105.019	35.409	8.53	-1.17	0.391	0.521
105.103	40.848	4.14	-1.5	1.643	1.898
105.132	38.047	4.48	-0.74	0.56	0.582
105.178	37.581	5.11	-0.04	1.026	1.058
105.199	35.215	8.74	-1.08	1.391	1.708
105.217	37.243	5.89	0.43	0.725	0.469
105.244	37.586	6.92	0.4	0.205	0.17
105.246	36.656	8.76	-0.93	0.292	0.435
105.271	36.933	5.88	-0.49	0.52	0.429
105.285	33.781	7.391	-2.452	0.68	0.629
105.294	36.504	9.64	-1.41	0.233	0.425

105.306	34.108	6.13	-3	0.847	0.565
105.368	34.793	8.09	-2.3	1	0.833
105.37	35.996	9.1	-1.93	2.604	0.772
105.379	35.141	7.78	-2.7	0.565	0.592
105.5	35.61	8.1	-1.88	0.386	0.405
105.546	37.517	5.23	0.21	0.327	0.493
105.595	33.697	6.62	-3.02	0.845	1.072
105.616	36.278	8.95	-1.92	0.287	0.439
105.619	36.511	7.72	-0.32	0.292	0.476
105.641	36.828	5.44	1.28	1.874	0.888
105.646	36.554	8.1	-0.18	0.202	0.177
105.655	34.872	6.402	-2.661	0.678	0.616
105.668	38.814	3.16	-1.22	0.226	0.208
105.669	37.364	5.3	-0.21	0.297	0.575
105.697	34.594	7.83	-2.53	0.979	0.497
105.699	38.439	4.07	-1.48	0.612	0.439
105.76	35.527	8.17	-2.34	0.21	0.184
105.76	39.748	2.9	-1.78	1.857	0.796
105.769	39.359	3.05	-1.51	1.389	1.527
105.794	35.079	7.52	-3.45	0.993	0.776
105.801	35.964	7.73	-4.02	0.774	0.48
105.812	34.252	7.2	-3.32	1.088	0.538
105.814	33.891	7.05	-3.36	0.739	0.684
105.881	36.97	5.89	-0.29	0.363	0.473
105.893	37.535	4.93	-0.22	0.351	0.48
105.905	34.485	7.75	-2.83	0.29	0.269
105.985	36.279	7.8	-0.84	0.318	0.401
106.011	35.174	7.26	-3.22	0.631	0.616
106.056	34.535	6.63	-0.51	1.78	0.868
106.102	36.629	6.18	-0.95	0.327	0.469
106.116	39.034	4.13	-0.92	0.487	0.337
106.123	35.603	6.62	-4.18	0.405	0.483
106.2	38.744	4.93	-1.26	0.344	0.538
106.204	35.667	7.03	-2.6	0.523	0.657
106.207	35.006	8.47	-4.22	0.65	0.708
106.207	35.247	6.6	-2.5	0.986	2.055
106.212	34.746	6.68	-1.52	0.235	0.18
106.216	37.277	4.75	-1.36	1.427	1.038
106.221	36.023	6.71	-2.35	0.264	0.303
106.274	38.494	4.97	-1.43	0.221	0.201
106.306	36.433	6.34	-2.01	1.083	0.915

106.343	35.393	6.31	-1.92	1.304	0.997
106.35	39.2	3.762	-1.263	0.756	0.704
106.353	37.811	5	-2.12	0.49	0.446
106.364	36.844	5.7	-1.45	0.287	0.289
106.401	34.516	6.98	-3.11	1.05	0.48
106.403	35.461	7.52	-2.26	0.341	0.401
106.44	38.89	4.429	-1.9	1.544	1.442
106.477	39.067	4.2	-2.39	0.492	0.459
106.509	33.915	6.17	-2.11	0.69	0.612
106.53	35.239	7.68	-2.6	0.454	0.446
106.557	38.546	4.88	-3.1	0.711	0.466
106.56	34.733	6.71	-0.78	1.424	0.616
106.581	35.458	7.31	-2.35	0.348	0.378
106.586	35.548	8.46	-2.64	0.224	0.174
106.625	37.117	7.06	-1.31	1.481	1.01
106.648	36.103	5.85	-2.09	0.242	0.272
106.678	34.946	6.77	-3.31	0.471	0.612
106.678	36.567	5.6	-1.12	0.911	1.055
106.681	37.451	4.33	-2.73	0.855	1.153
106.69	38.789	4.55	-2.59	0.574	0.646
106.718	39.488	3.2	-2.34	0.494	0.762
106.754	39.923	4.22	-2.83	0.346	0.34
106.814	39.68	3.64	-2.52	1.135	0.517
106.821	34.894	6.77	-2.74	1.354	0.633
106.839	39.664	3.41	-1.83	0.259	0.197
106.924	33.617	6.4	-4.03	0.876	0.612
106.995	40.323	3.43	-2.9	0.565	0.507
107.062	34.68	8.62	-2.25	0.883	0.987
107.144	34.427	5.9	-2.6	0.944	1.116
107.151	40.896	4.49	-2.34	0.504	0.592
107.186	36.771	5.95	-2.86	0.44	0.555
107.225	38.485	5.97	-3.53	0.958	0.49
107.282	40.577	3.83	-1.81	0.975	1.242
107.294	34.088	6.34	-3.09	1.146	0.364
107.319	34.057	7.45	-3.02	0.273	0.225
107.335	34.8	8.26	-2	2.752	1.698
107.379	34.472	6.66	-2.62	0.77	0.609
107.387	35.288	5.94	-2.3	0.565	0.347
107.437	37.779	5.48	-2.15	0.038	0.041
107.58	34.433	5.2	-2.94	1.481	1.089
107.639	34.069	6.46	-3.48	1.478	0.367

107.683	34.259	8.62	-2.46	1.544	1.17
107.792	36.064	6.04	-2.61	1.226	2.49
107.948	40.787	3.67	-2.24	0.358	0.316
107.982	33.53	7.66	-3	0.739	0.779
107.998	39.088	4.01	-2.66	0.242	0.286