

УДК 551.248.2

АКТИВНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ ЦИЛИАН-ШАНЯ, СЕВЕРО-ВОСТОК ТИБЕТСКОГО НАГОРЬЯ

Ч. Чэн^{1,2}, Н.В. Короновский¹, В.А. Зайцев¹, В. Сюй²,
Е.А. Мануилова^{1,3}, С. Лю²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

²School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, 410083, Changsha, Lushan South Road, 932, China

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, Б. Грузинская ул., 10, Россия

Цилиан-Шань (или горы Цилиан) расположен на северо-востоке Тибетского нагорья и представляет собой активно растущий ороген, обусловленный коллизией Индостана с Евразией. Сжатие между континентами вызвало интенсивное сокращение земной коры в Цилиан-Шане. Однако способ тектонической деформации земной коры остается неясным. Для оценки тектонической деформации Цилиан-Шаня в этой работе представлены материалы региональной сейсмичности, активности разломов и поле скоростей движения земной коры, по данным GPS, за последние два десятилетия. Результаты показывают, что для Западного Цилиан-Шаня характерно сжатие земной коры в меридиональном направлении. В Восточном Цилиан-Шане проявляется сдвиговая деформация вдоль пограничных разломов, разделяющих крупные блоки земной коры, в сочетании с их вращением по часовой стрелке. Сокращение земной коры в меридиональном направлении и боковая экструзия в широтном направлении — две модели деформации, соответствующие Индо-Евразийской конвергенции, которые совпадают с деформацией земной коры в Цилиан-Шане. Тектоническая деформация Западного Цилиан-Шаня в значительной степени согласуется с первой моделью, а деформация Восточного Цилиан-Шаня — со второй. Нижний поток земной коры под центральной частью Тибетского нагорья является потенциальной движущей силой, вызывающей экструзию земной коры нагорья на восток и рост некоторых пограничных горных хребтов, таких как Цилиан-Шань.

Активная тектоническая деформация, сейсмичность, активность разломов, поле скоростей GPS, Цилиан-Шань, Тибетское нагорье

ACTIVE TECTONIC DEFORMATION OF THE QILIAN SHAN, NORTHEASTERN TIBETAN PLATEAU

Z. Chen, N.V. Koronovskii, V.A. Zaitsev, W. Xu, E.A. Manuilova, X. Liu

The Qilian Shan (or Qilian Mountains), located on the northeastern margin of the Tibetan Plateau, is an actively growing orogenic belt resulting from the far-field impact of the India–Eurasia collision. The northward penetration of the Indian Plate is responsible for intense crustal shortening in the Qilian Shan. However, the tectonic deformation pattern in response to the crustal shortening remains unclear. In this study, we present the regional seismicity, fault activity, and GPS crustal movement velocity field to characterize the active tectonic deformation of the Qilian Shan based on historical data over the past two decades. The results suggest that the western Qilian Shan is characterized by distributed north–south crustal shortening, while the eastern Qilian Shan is dominated by blocklike eastward extrusion of crust along major strike-slip faults coupled with clockwise rotation. North–south crustal shortening and east–west lateral extrusion, two deformation modes responding to the India–Eurasia convergence, match the crustal deformation in the Qilian Shan. The tectonic deformation of the western Qilian Shan is largely in agreement with the former, while the eastern Qilian Shan corresponds closely to the latter. Lower crustal flow beneath the central Tibetan Plateau provides the potential driving force to induce the eastward extrusion of crustal material out of the plateau and the growth of some boundary mountain ranges, such as the Qilian Shan.

Active tectonic deformation, seismicity, fault activity, GPS velocity field, Qilian Shan, Tibetan Plateau

ВВЕДЕНИЕ

Орогения и тектоническая деформация Тибетского нагорья, вызванные коллизией Индостана с Евразией, являются одними из наиболее важных геологических событий, происходящих в кайнозое на Земле [Molnar, Tapponnier, 1975; Yin, Harrison, 2000; Royden et al., 2008]. Непрерывное сжатие этих континентов вызвало поднятие и сильную тектоническую деформацию на территории Тибета, Памира,

Тянь-Шаня («Шань» означает «горы» на китайском) и других горных хребтов в Центральной Азии (рис. 1, A) [Burtman, 2012]. Данные GPS показывают, что современная скорость сокращения земной коры между Индийской и Евразийской плитами составляет 40—50 мм/год, но только 18 ± 2 мм/год поглощается Гималайской надвиговой системой. Оставшиеся 20—30 мм/год переносятся на тектонические деформации в горных хребтах дальше на север [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004]. Профили скорости GPS в северо-восточном направлении, проходящие через Тибетское нагорье, параллельные направлению коллизии Индостана и Евразии, указывают на линейное уменьшение градиента скорости [Wang et al., 2001]. Протяженные надвиговые разломы в южной части Тибета и широко распространенные складчато-надвиговые пояса на его северо-восточной окраине считаются основными структурами деформации, компенсирующими сокращение земной коры [Molnar, Tapponnier, 1975; Zhang et al., 2004; Chen et al., 2022]. Однако некоторые крупномасштабные сдвиговые разломы и структуры растяжения в центральной части Тибетского нагорья указывают на то, что значительные сдвиговые деформации и растяжение в широтном направлении происходят внутри нагорья, и причины этих структур, и их роль в согласовании распределения напряжений внутри Тибета остаются неясными (см. рис. 1, A) [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1981; Yin, Harrison, 2000; Zhang et al., 2004]. Существование сдвиговых разломов и структур растяжения вызвало широкую дискуссию о моделях и механизмах деформации в ответ на коллизию Индостана с Евразией и глубоко влияет на наше понимание геодинамики внутриконтинентальной деформации.

Для объяснения деформации земной коры Тибетского нагорья в результате столкновения Индостана с Евразией в работе [Zhang et al., 2004] предложены две геодинамические модели. Модель утолщения земной коры предполагает, что сокращение земной коры реализуется в виде ее равномерного утолщения и сжатия внутри блоков и на их границах. Модель экструзии земной коры подразумевает, что сокращение земной коры в значительной степени компенсируется ее удлинением в широтном направлении вдоль пограничных сдвиговых разломов [Zhang et al., 2004; Liu et al., 2022]. Первая модель может объяснить тектонические деформации на южной и северной окраине Тибетского нагорья, в Гималаях и Цилиан-Шане [Yin, Harrison, 2000; Zhang et al., 2004]. Вторая модель подтверждается данными с центральной части нагорья, где несколько крупномасштабных субпараллельных сдвиговых разломов (например, разломы Цзяли, Сяньшуйхэ и Восточный Куньлунь) и ряд сбросовых разломов, обусловлен-

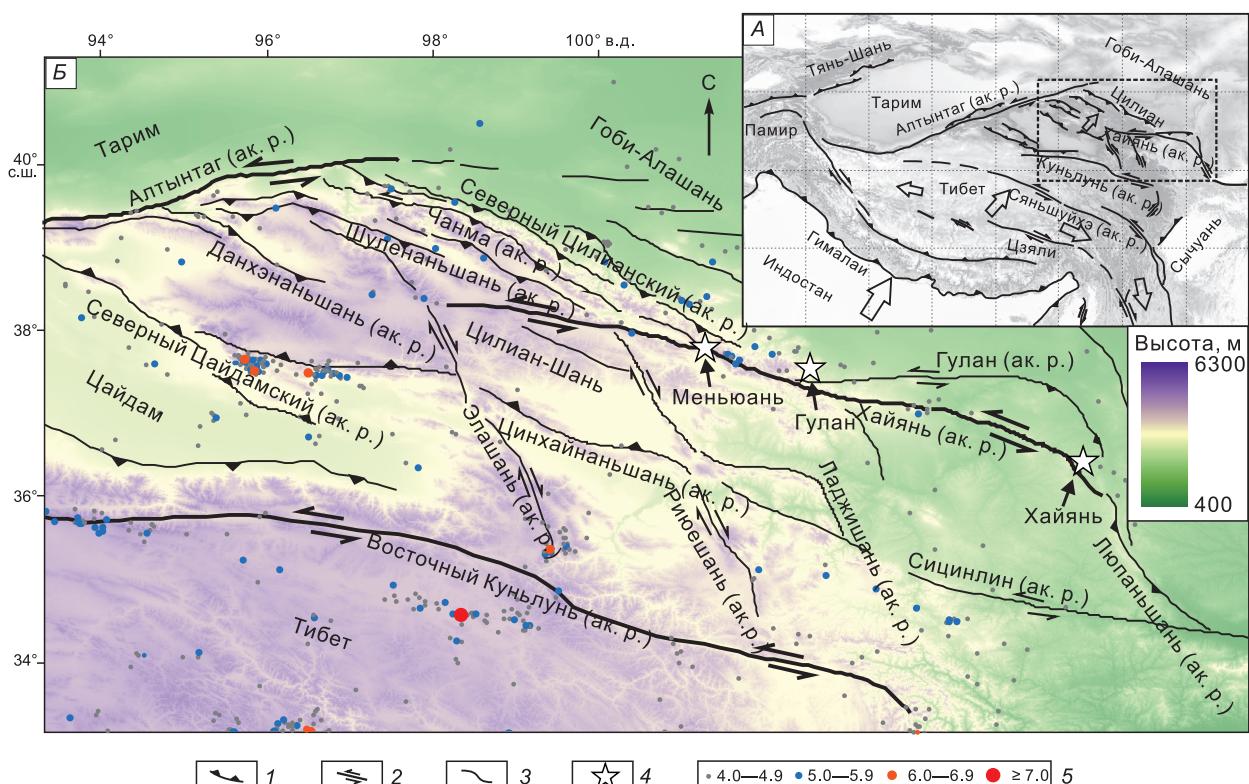


Рис. 1. Тектоническая карта Цилиан-Шаня (A), схема Тибетского нагорья (Б).

Область схемы выделена пунктирной линией на рис. 1, A; ак р. — активные разломы. Сейсмические каталоги взяты из CENC (www.ceic.ac.cn/) и GCMT (www.globalcmt.org). 1 — взброс, 2 — сдвиг, 3 — другие разломы, 4 — сильные землетрясения, 5 — магнитуда землетрясения.

ных растяжением в широтном направлении, являются результатами экструзии материалов земной коры на восток [Tapponnier et al., 1981]. Обе модели могут частично раскрыть тектонические явления, происходящие в Тибете, но ни одна из них не способна всесторонне описать характеристики тектонической деформации Тибетского нагорья. В настоящее время некоторые ученые предположили, что активные блоки, составляющие Тибетское нагорье, могут иметь различные модели деформации из-за пространственной неоднородности прочности горных пород и реологических свойств литосферы [Wang et al., 2003, 2020; Li et al., 2021].

Цилиан-Шань, расположенный на северо-востоке Тибетского нагорья, представляет собой активно растущий ороген, обусловленный расширением нагорья на север и, по-видимому, является наиболее поздней составной частью Тибетского нагорья (см. рис. 1, Б). Недавние исследования показывают, что Цилиан-Шань начал подниматься в среднем миоцене (14—10 млн л. н.) [Wang et al., 2017; Zheng et al., 2017a] намного позже времени начала столкновения Индостана и Евразии (60—40 млн л. н.) [Yin, Harrison, 2000; Royden et al., 2008]. Несмотря на его более позднее формирование, интенсивное сокращение земной коры Цилиан-Шаня привело к тому, что горные хребты поднялись более чем на 3000 км относительно соседнего бассейна Гоби-Алашань (см. рис. 1, Б). Широкое распространение ряда горных хребтов и взбросовых разломов, ориентированных в западно-северо-западном направлении, указывает на то, что в Цилиан-Шане преобладает сокращение земной коры в меридиональном направлении (см. рис. 1, Б) [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004]. Однако существование некоторых крупных сдвиговых разломов и приуроченных к ним землетрясений свидетельствует, что в этой области также имеется сдвиговая деформация помимо сжатия [Zhang et al., 2007; Zheng et al., 2013]. Сейсмические данные и их решения механизмов очагов указывают, что в этом регионе происходили не только компрессионные землетрясения, но и широко распространенные сдвиговые события [Meng et al., 2022]. Этот факт свидетельствует о сильной сейсмичности и тектонической сложности в Цилиан-Шане. Палеосейсмические исследования показывают, что в этом районе произошло несколько разрушительных землетрясений, включая землетрясение Хайянь магнитудой ~8.5 в 1920 г. и землетрясение Гулан магнитудой ~8.0 в 1927 г. (см. рис. 1, Б). Землетрясение Хайянь является левосдвиговым событием, а землетрясение Гулан — компрессионным [Liu-Zeng et al., 2007]. Недавно, 8 января 2022 г., в средней части разлома Хайянь произошло другое землетрясение магнитудой $M_s = 6.9$ с левосдвиговым смещением (см. рис. 1, Б) [Feng et al., 2022; Yang et al., 2022]. Разнообразные сейсмические события и активность разломов указывают на комплексность тектонической деформации в Цилиан-Шане. Однако каким образом Цилиан-Шань компенсирует сокращение земной коры и какая модель соответствует деформации Цилиан-Шаня, до сих пор неясно.

В этой работе собраны сейсмические каталоги, данные GPS и опубликованные результаты активных разломов в Цилиан-Шане за последние два десятилетия. Также проанализированы и обобщены региональная сейсмичность, кинематика основных активных разломов и поле движения земной коры по данным GPS для того, чтобы охарактеризовать активную тектоническую деформацию Цилиан-Шаня. Это исследование имеет большое значение для выявления моделей деформации и геодинамики континентальных орогенных поясов, а также для оценки региональных сейсмических рисков.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ОБЛАСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цилиан-Шань ограничен разломом Алтынташ на западе, разломами Хайянь и Люпаньшань на востоке и предгорными надвиговыми системами Северного Цилиан-Шаня и Северного Цайдама на севере и юге (см. рис. 1, Б) [Hu et al., 2021]. Серия горных хребтов, впадин сжатия и складчато-надвиговыми поясами широко распространены в Цилиан-Шане в северо-западном направлении, которое примерно перпендикулярно направлению столкновения Индийской и Евразийской плит. Это указывает на то, что в Цилиан-Шане в значительной степени преобладает деформация сжатия в меридиональном направлении (см. рис. 1, Б) [Chen et al., 2022]. По данным GPS, современная скорость сокращения Цилиан-Шаня составляет 5—8 мм/год [Zhang et al., 2004; Pan et al., 2020], которая поглощается горными хребтами и складчато-надвиговыми поясами северо-западного простирания [Chen et al., 2022].

Кайнозойские структуры в Цилиан-Шане состоят из серии ориентированных на запад-северо-запад складчато-надвиговых поясов и нескольких сдвиговых разломов [Ding, 1984; Deng, 1996]. Основные сдвиговые разломы включают разлом Алтынташ на северо-западе, разлом Хайянь на северо-востоке, а также разломы Элашань и Риоешань внутри Цилиан-Шаня (см. рис. 1, Б). Почти все надвиговые разломы, направленные на северо-запад, и связанные с ними складки развиты вдоль предгорных активных поясов в Цилиан-Шане [Hetzel, 2013; Chen et al., 2022]. Разломы Элашань и Риоешань, простирающиеся в северо-западном направлении, представляют собой правосдвиговые разломы со сбросовой или взбросовой компонентой (см. рис. 1, Б) [Yuan et al., 2011; Chen et al., 2021]. Два крупномасштабных сдвиговых разлома Алтынташ и Хайянь образуют северную границу Тибетского нагорья и компенсиру-

ют движение Тибетского нагорья на восток относительно его северных бассейнов Тарим и Гоби-Алашань (см. рис. 1, *Б*). Данные GPS и геологические результаты показывают, что скорость левостороннего смещения по разлому Алтынташ уменьшается от 10—12 мм/год в среднем сегменте до 1—2 мм/год в самом восточном участке [Xu et al., 2005; Zhang et al., 2007; Zheng et al., 2013]. Уменьшение скорости происходит в основном на стыках между разломом Алтынташ и горными хребтами Западного Цилиан-Шаня, ориентированными на северо-запад [Liu et al., 2020; Chen et al., 2022]. По сравнению с разломом Алтынташ скорость смещения по разлому Хайянь увеличивается с запада на восток. Скорость смещения по разлому Хайянь увеличивается от 10—12 мм/год в западном сегменте разлома до 4—6 мм/год в среднем сегменте [Zheng et al., 2013]. Пространственное изменение скоростей смещения вдоль основных сдвиговых разломов указывает на то, что ~8 мм/год скорости левостороннего смещения по разлому Алтынташ поглощаются взбросами, надвигами и складками в пределах Цилиан-Шаня и частично переносится в разлом Хайянь [Zheng et al., 2013; Chen et al., 2022]. Однако способ деформации, объясняющий уменьшение скоростей левостороннего смещения по разлому Алтынташ в восточном направлении и ее перенесение в разлом Хайянь, остается неясным [Chen et al., 2022].

В соответствии с различием в региональном рельефе и тектонических деформациях Цилиан-Шань, ограниченный разломами Элашань и Хайянь, разделен на две части: западную и восточную (рис. 2). Западный Цилиан-Шань состоит из множества направленных на северо-запад горных хребтов и впадин сжатия, взбросовых разломов и связанных с ними складок, а Восточный Цилиан-Шань объединяет несколько направленных на северо-запад горных хребтов, взбросовые и сдвиговые разломы (см. рис. 1, *Б*). Исходя из литологического распределения и региональных разломов, Цилиан-Шань разделяется на несколько активных блоков: Коридор Хэси, Северный Цилианский, Центральный Цилианский, Южный Цилианский, Цинхайху, Гонхэ, Синин, Тонсин, Ланьчжоу, Ганьнан (см. рис. 2) [Deng, 1996; Li et al., 2018; Hu et al., 2021].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Сейсмическая активность тесно связана с региональными тектоническими структурами. Долговременная сейсмическая информация, фиксируемая сейсмическими станциями, может отражать не только активность сейсмогенного разлома, но и региональную тектоническую деформацию. Многочис-

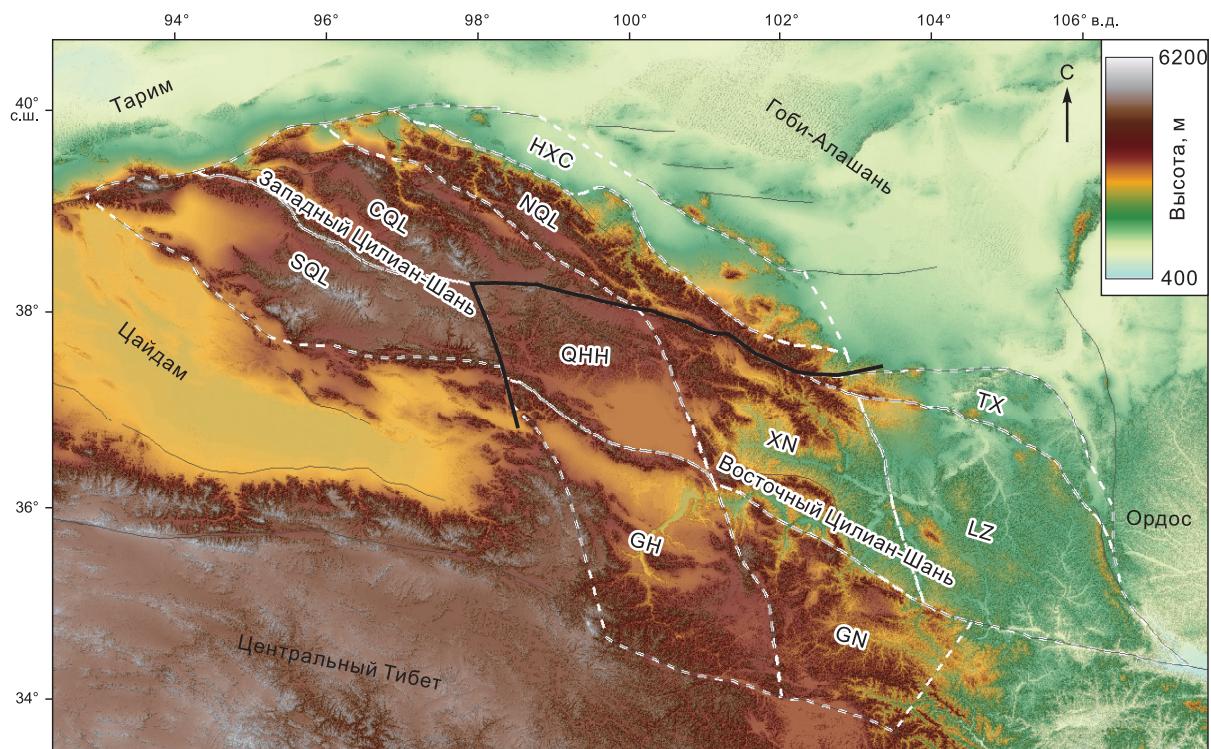


Рис. 2. Активные блоки в Цилиан-Шане.

Белые штриховые линии — границы активных блоков, черная линия обозначает границу между Западным и Восточным Цилиан-Шанем, серые линии — основные активные разломы. Названия блоков: НХС — Коридор Хэси; НQL — Северный Цилианский; СQL — Центральный Цилианский; SQL — Южный Цилианский; QHH — Цинхайху; GH — Гонхэ; XN — Синин; TX — Тонсин; LZ — Ланьчжоу; GN — Ганьнан.

ленные сейсмические данные позволяют продемонстрировать пространственное изменение региональной сейсмической активности. Решения фокальных механизмов очагов землетрясений, полученные путем инверсии фокальных параметров, в сочетании с имеющейся информацией об активных разломах могут выявить поведение смещения разломов и их характеристики деформации. В этой работе собраны сейсмические каталоги с магнитудой более трех для Цилиан-Шаня и прилегающих к ним районов с 2009 по 2021 г. [Guo et al., 2022]. Затем построены решения механизмов очагов землетрясений в программе GMT [Wessel et al., 2019] и спроектированы на теневую топографическую карту, чтобы выявить пространственное распределение сейсмической активности в Цилиан-Шане. Данные о землетрясениях и параметры их очагов взяты из национального центра данных о землетрясениях в Китае (data.earthquake.cn).

Кинематика активных разломов определяется региональными тектоническими условиями. Кинематическая информация о разломах включает геометрию разлома, поведение смещения, скорость смещения и другие параметры, которые, в свою очередь, могут отражать тектоническую деформацию и напряженно-деформированное состояние [Ding, 1984; Deng, 1996; Hetzel, 2013]. Среди них скорость смещения разломов является ключевым параметром, который может отражать не только интенсивность разломов, но и региональную сейсмическую опасность. В этой статье собраны данные о геометрии разломов, поведении смещения и скоростях смещения основных разломов в Цилиан-Шане, проливающие свет на характеристики деформации земной коры. Региональные активные разломы получены от центра обработки данных сейсмоактивных исследований разломов Китая (www.activefault-datacenter.cn/map). Скорости смещения по разломам получены из ранее опубликованных исследований активных разломов.

Глобальная система позиционирования (GPS) — один из видов космической геодезии, которая обеспечивает количественные данные с высокой точностью, большим пространственным охватом и мониторингом в режиме реального времени и эффективно применяется для наблюдения за деформацией 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 нагорье и соседних с ним регионах [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004; Gan et al., 2007]. В частности, создание китайской сети наблюдения за движением земной коры (CMONOC) позволило осуществить масштабный мониторинг деформации земной коры на всей территории континентального Китая [Wang, Shen, 2020]. В этой работе также собраны данные наблюдений GPS в районе Цилиан-Шаня и прилегающих территориях, полученные в период с 1998 по 2015 г. в рамках проектов CMONOC I/II [Zheng et al., 2017b]. По этим материалам построены и визуализированы поля скорости движения земной коры с помощью программы GMT [Wessel et al., 2019]. Далее на основе поля скоростей GPS были проанализированы современное распределение напряжений в земной коре и тектонические деформации в Цилиан-Шане.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

На основе пространственного распределения решений механизмов очагов землетрясений, полученных по сейсмическим данным за последние десятилетия, Западный Цилиан-Шань демонстрирует относительно рассеянное распределение. Землетрясения в Западном Цилиан-Шане широко распространены вдоль разломов северо-западного простирания внутри блоков, особенно в Центральном и Северном Цилианском. В Южном Цилианском блоке землетрясения в основном приурочены к Северному Цайдамскому разлому и его предгорным надвиговым поясам (рис. 3). Кроме того, в Западном Цилиан-Шане в основном преобладают компрессионные землетрясения, реже встречаются сдвиговые и растяжения в зонах соединения разломов (см. рис. 3). В Западном Цилиан-Шане компрессионные события распределены вдоль взбросовых разломов северо-западного простирания, в основном в западном сегменте Северного Цилианского блока и в среднем сегменте Южного Цилианского блока. Землетрясения растяжения происходят очень редко с небольшими магнитудами и в основном распространены в восточной и западной частях Западного Цилиан-Шаня, на пересечениях взбросовых разломов северо-западного направления и сдвиговых разломов (см. рис. 3).

В отличие от рассеянного сейсмического распределения в Западном Цилиан-Шане, сейсмическая активность в Восточном Цилиан-Шане относительно сконцентрирована. Землетрясения здесь в основном приурочены к пограничным разломам, т. е. разломам Хаянь и Элашань (см. рис. 3). В Восточном Цилиан-Шане в пределах таких блоков, как Цинхайху, Гонхэ, Синин, Тонсин и Ланьчжоу, почти нет заметной сейсмической активности, исключением является блок Ганьнань, где отмечаются небольшие сейсмические события (см. рис. 2, 3). Восточный Цилиан-Шань в основном характеризуется сдвиговыми землетрясениями вдоль пограничных разломов, разломов Хаянь и Люпаньшань, с несколькими событиями сжатия и растяжения в областях перехода, соединения и изгиба (см. рис. 1, Б; 3).

Для исследования напряженного состояния Цилиан-Шаня и прилегающих к нему районов авторы работы [Meng et al., 2022] привели горизонтальную проекцию 877 решений механизмов очагов в этом

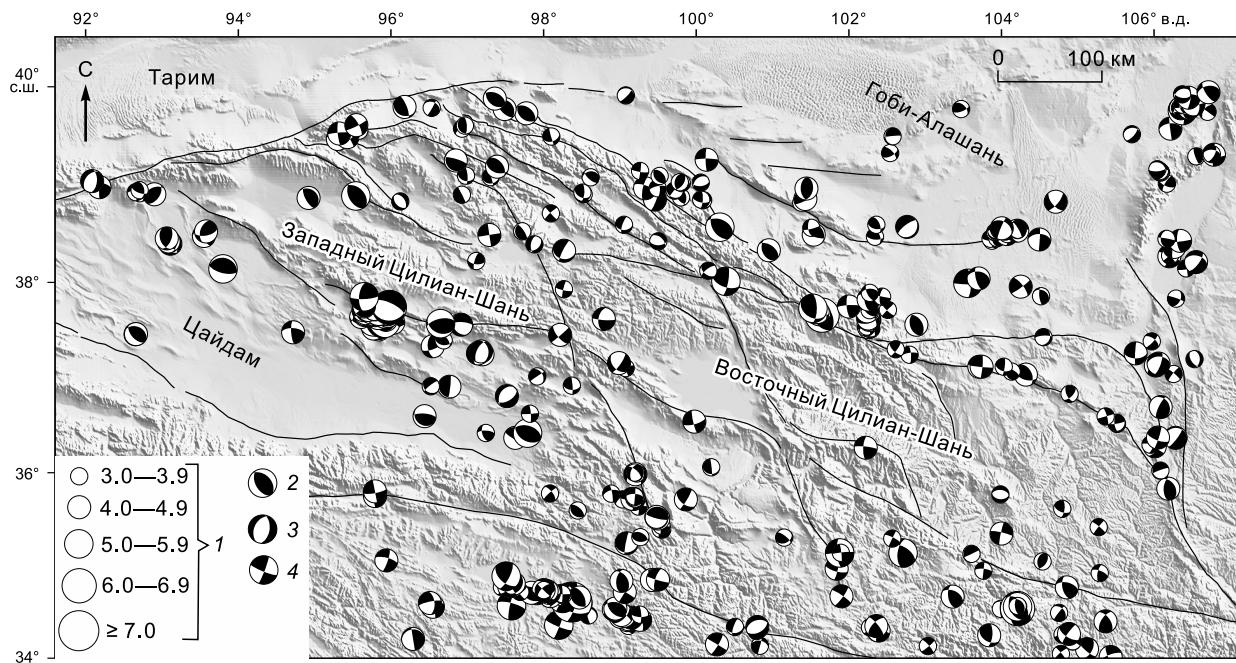


Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений и решения механизмов очагов землетрясений с магнитудой более 3 с 2009 по 2021 г. в Цилиан-Шане и прилегающих к ним районах.

Черные линии — региональные активные разломы. Сейсмические данные взяты из национального центра обработки данных о землетрясениях в Китае (data.earthquake.cn/). 1 — магнитуда; 2—4 — тип землетрясения: 2 — компрессионный, 3 — растяжимый, 4 — сдвиговый.

регионе для определения ориентации осей Т и Р. В целом ось Р демонстрирует преобладающую северо-восточную ориентацию, указывающую на то, что Цилиан-Шань в первую очередь находится под влиянием столкновения Индийской и Евразийской плит. Направление оси Т в Западном Цилиан-Шане в основном совпадает с северо-западом, что позволяет предположить, что Западный Цилиан-Шань испытывает деформацию сжатия, что согласуется с преобладающими компрессионными землетрясениями в регионе. Между тем в Восточном Цилиан-Шане оси Р и Т демонстрируют субгоризонтальную сопряженность ориентаций северо-востока и северо-запада, что указывает на интенсивную сдвиговую деформацию вдоль разлома Хайянь.

На основе пространственного распределения сейсмических данных и решений механизма очагов землетрясений предварительно предполагается, что Западный Цилиан-Шань в основном характеризуется рассеянной деформацией сжатия с меньшим сжатием и сдвигом, тогда как Восточный Цилиан-Шань — сдвиговой деформацией, приуроченной к разломам, ограничивающим блоки с локальным сжатием и растяжением.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И ИХ СКОРОСТИ СМЕЩЕНИЯ

Два региональных сдвиговых разлома — Алтынташ и Хайянь — определяют северо-восточную и северо-западную границы Цилиан-Шаня. В пределах Цилиан-Шаня отмечаются горные хребты и взбросовые разломы северо-западного профиля [Zheng et al., 2017a]. Кроме того, два крупных правосдвиговых разлома северо-западного направления — Элашань и Риюешань — компенсируют относительные смещения между блоками (рис. 4). Ниже обобщены ранее опубликованные результаты по основным активным разломам, включая позднечетвертичные скорости смещения по разломам, оцененные по геоморфологическим признакам, и современные скорости смещения по данным GPS.

Разломы Алтынташ и Хайянь. Разлом Алтынташ характеризуется левосдвиговым смещением и определяет северную границу Тибетского нагорья, простираясь на 1600 км между $\sim 80^\circ$ и $\sim 98^\circ$ в. д. Предыдущие исследования оценили позднечетвертичную скорость смещения на главном участке разлома Алтынташ в 20—30 мм/год по перемещению и возрастным датировкам деформированных аллювиальных вееров и речных террас [Peltzer et al., 1989; Mériaux et al., 2004, 2005]. Однако этот результат был намного выше, чем современная скорость смещения ~ 10 мм/год, полученная по данным GPS [Shen et al., 2001; Zhang et al., 2004]. Основываясь на оптимизированной модели возраста террас, авторы работ [Xu

Скорости смещения по основным активным разломам в Цилиан-Шане

Название разлома	Сегмент	Скорость смещения, мм/год	Источник
Алтынта́г	Западный	17.5 ± 2 (левосдвиговая)	[Xu et al., 2005]
	Центральный	8—12 (левосдвиговая)	[Xu et al., 2005; Zhang et al., 2007; Cowgill, 2007]
	Центрально-восточный	4—5 (левосдвиговая)	[Xu et al., 2005; Liu et al., 2020]
	Восточный	1—2 (левосдвиговая)	[Xu et al., 2005; Zhang et al., 2007]
Хайянь	Западный	1—2 (левосдвиговая)	[Zheng et al., 2013; Huang et al., 2022]
	Центральный	4—6 (левосдвиговая)	[Zheng et al., 2013; Yao et al., 2019; Liu et al., 2022; Huang et al. 2022]
	Восточный	1—2 (левосдвиговая)	[Zheng et al., 2013; Liu et al., 2022; Huang et al., 2022]
Северный Цилианский	Западный	0.4—0.8 (скорость сокращения)	[Hetzl, 2013; Chen et al., 2022]
	Центральный	0.8—1.2 (скорость сокращения)	[Hetzl, 2013; Yang et al., 2018]
	Восточный	0.6—0.8 (скорость сокращения)	[Hu et al., 2015]
Чанма	Западный	0.3—0.7 (вертикальная); 1.4—3.7 (левосдвиговая)	[Luo et al., 2013; Du et al., 2020]
Шулананьшань	Восточный	0.9 ± 0.1 (вертикальная); 1.5 ± 0.1 (скорость сокращения)	[Hu et al., 2021]
Данхэнаньшань	Западный	4—5 (левосдвиговая)	[Liu et al., 2020]
	Центральный	0.6 ± 0.2 (вертикальная); 0.8 ± 0.2 (скорость сокращения)	[Xu et al., 2021]
Северный Цайдамский	Восточный	0.5—0.8 (скорость сокращения)	[Shao et al., 2019; Zhang et al., 2022]
Элашань	Центральный	1.1—2.6 (правосдвиговая)	[Yuan et al., 2011; Li et al., 2018; Chen et al., 2021]
Риоешань	Северный	1.2 ± 0.4 (правосдвиговая)	[Yuan et al., 2011; Li et al., 2018]

et al., 2005; Cowgill, 2007; Zhang et al., 2007] повторно исследовали ключевые участки, изученные в [Meriaux et al., 2004, 2005], и другие участки с четкими смещениями. В результате позднечетвертичная скорость смещения в центральной части разлома Алтынта́г составила 8—12 мм/год (таблица), что согласуется со скоростями смещения, полученными с помощью материалов GPS [Zhang et al., 2007; Zheng et al., 2013]. В статье [Zheng et al., 2013] объединены данные GPS и геологические результаты, которые демонстрируют снижение скорости смещения на восток вдоль разлома Алтынта́г. Скорости смещения на западном и центральном участках разлома Алтынта́г варьируются в пределах 8—12 мм/год, затем изменяются до 4—5 мм/год в зоне соединения с Данхэнаньшанем и снижаются до менее чем 2 мм/год вблизи восточного конца (рис. 4) [Zhang et al., 2007; Jolivet et al., 2008; Zheng et al., 2013]. Распределение скоростей смещения показывает, что ~8 мм/год от скорости смещения по разлому Алтынта́г переносится на надвиги и складчатость в Западном Цилиан-Шане.

Разлом Хайянь представляет собой крупный левосторонний сдвиг в северо-восточной части Тибета, простирающийся почти на 1000 км от $\sim 98^\circ$ до $\sim 106^\circ$ в. д. (см. рис. 4) [Hetzl, 2013]. Датируя возраст смещенных морен, авторы работы [Lasserre et al., 1999] предположили, что скорость левостороннего смещения составляет 12—20 мм/год в центральном сегменте, что подтверждает относительно более высокие скорости смещения по разлому Хайянь. В статье [Zheng et al., 2013] впоследствии повторно были проанализированы эти участки и отмечено, что измеренные перемещения являются спорными. Авторы работы [Yao et al., 2019] пересчитали скорости смещения на двух участках, изученных в [Lasserre et al., 1999], и определили скорости смещения 5.0—8.9 мм/год. Недавно проведенные исследования продемонстрировали более низкие скорости смещения вдоль основных сегментов смещения, варьирующиеся в пределах 4—6 мм/год (см. таблицу) [Zheng et al., 2013; Yao et al., 2019; Liu et al., 2022], что согласуется с результатами GPS [Zheng et al., 2013; Huang et al., 2022]. Как геоморфологические, так и геодезические исследования показывают, что скорости смещения по разлому Хайянь остаются стабильными в центральной части и быстро снижаются на его концах (см. рис. 4) [Zheng et al., 2013; Huang et al., 2022; Liu et al., 2022]. На западном конце разлома Хайянь скорость смещения составляет 1—2 мм/год, на участке Ленлонлин увеличивается до ~ 4 мм/год, затем в диапазоне 500 км в средней части разлома достигает уровня 4—6 мм/год и на восточном конце разлома Хайянь уменьшается примерно до 2 мм/год (см. рис. 4).

Взбросовые разломы западно-северо-западного простирания. Основное структурное направление Цилиан-Шаня — западно-северо-западное, вдоль него развита серия горных хребтов и взбросо-

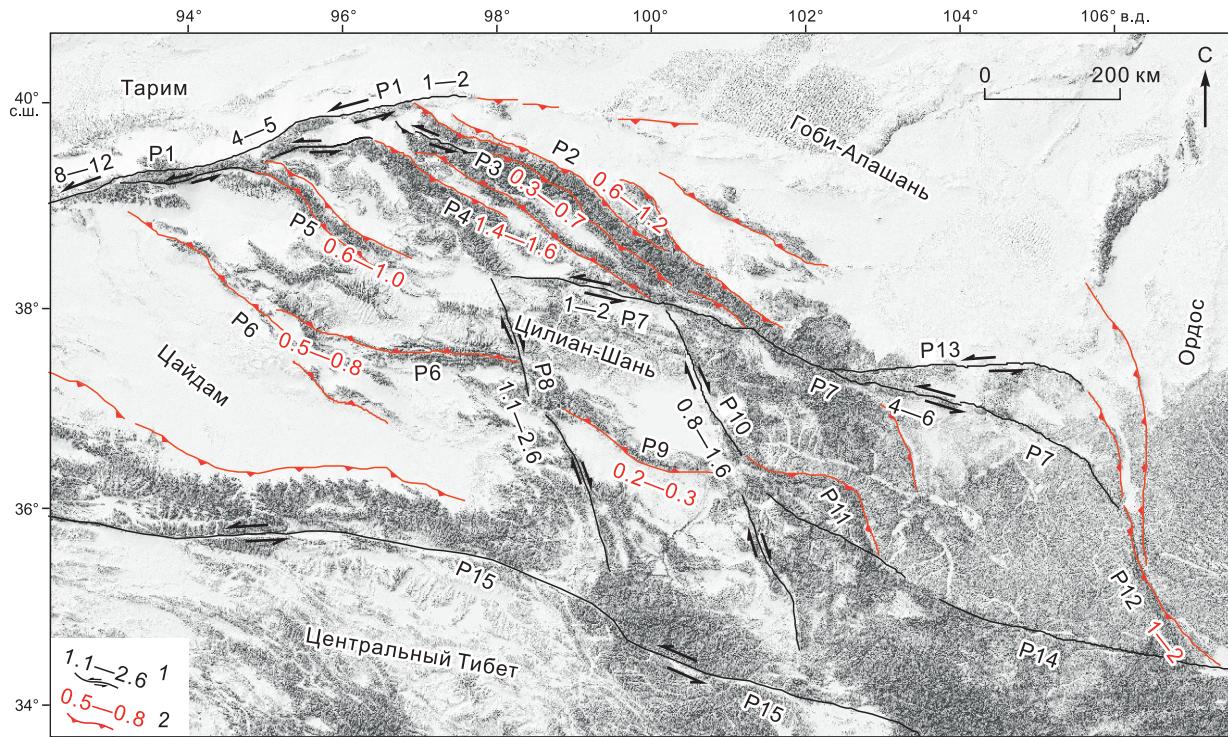


Рис. 4. Карта распределения активных разломов и их скорости смещения в Цилиан-Шане.

1 — сдвиговые разломы и их скорости смещения (мм/год); 2 — взбросовые разломы и их скорости смещения (мм/год). Ссылки на скорости смещения по активным разломам приведены в таблице. Названия разломов: P1 — Алтынта; P2 — Северный Цилианский; P3 — Чанма; P4 — Шуленаньшань; P5 — Данхэнаньшань; P6 — Северный Цайдамский; P7 — Хаянь; P8 — Элашань; P9 — Цинхайнаньшань; P10 — Риоешань; P11 — Ладжишань; P12 — Люпаньшань; P13 — Гулан; P14 — Сицинлин; P15 — Восточный Куньлунь.

вых разломов. Эти разломы ориентированы в северо-западном направлении ($290\text{--}300^\circ$) (см. рис. 4) [Chen et al., 2022], которое приблизительно перпендикулярно направлению столкновения между Индостаном и Евразией. С севера на юг в Западном Цилиан-Шане расположены пять региональных взбросовых разломов северо-западного направления — разломы Северный Цилианский, Чанма, Шуленаньшань, Данхэнаньшань и Северный Цайдамский (см. рис. 4). В Восточном Цилиан-Шане отмечается лишь два крупных взбросовых разлома — Цинхайнаньшань и Ладжишань (см. рис. 4). Для изучения распределения деформации при сокращении земной коры в Цилиан-Шане были изучены скорости смещения взбросовых разломов. Данные GPS показывают, что Цилиан-Шань поглощает сокращение земной коры в $5\text{--}7$ мм/год [Zhang et al., 2004]. Однако из-за отсутствия станций GPS внутри Цилиан-Шаня скорость сокращения земной коры, поглощаемого каждым разломом, остается в значительной степени неизвестной.

Перемещения речных террас вдоль горных хребтов в Цилиан-Шане могут быть использованы для определения позднечетвертичных скоростей смещения по разломам. Измеряя смещения геоморфологических маркеров и датируя их возрасты зарождения, Северный Цилианский разлом имеет скорость вертикального смещения $0.8\text{--}1.4$ мм/год и скорость горизонтального сокращения $1\text{--}2$ мм/год [Yang et al., 2018; Hetzel et al., 2019; Chen et al., 2022]. Пространственное распределение скоростей смещения по Северному Цилианскому разлому показывает, что скорости сокращения в центральной части немного больше, чем на его концах [Yang et al., 2018]. Скорости вертикального смещения по разлому Чанма варьируются от 0.6 ± 0.2 мм/год на западе до 0.3 ± 0.1 мм/год в середине [Luo et al., 2013; Chen et al., 2022]. Авторы работы [Hu et al., 2021] оценили скорость вертикального смещения в 1.5 ± 0.1 мм/год и скорость горизонтального сокращения в 0.9 ± 0.1 мм/год на восточном участке разлома Шуленаньшань. По возрастным датировкам речных террас разлом Данхэнаньшань имеет скорость вертикального смещения 0.6 ± 0.2 мм/год и скорость горизонтального сокращения 0.8 ± 0.2 мм/год [Xu et al., 2021]. Аналогичным образом скорость сокращения Северного Цайдамского разлома составляет $0.5\text{--}0.8$ мм/год [Shao et al., 2019; Zhang et al., 2022]. Благодаря сочетанию топографии с высоким разрешением и четвертичной хронологии, скорость вертикального смещения по разлому Цинхайнаньшань составляет 0.20 ± 0.03 мм/год.

[Chen et al., 2021]. Скорость сокращения по разлому Ладжишань составляет около 1.8 мм/год [Li et al., 2018]. Широко распространенные скорости сокращения в Западном Цилиан-Шане демонстрируют расеянное сокращение земной коры (см. рис. 4). Количество взбросовых разломов и их скорости смещения в Восточном Цилиан-Шане значительно меньше, чем в Западном.

В зонах соединения Западного Цилиан-Шаня и разлома Алтынташ вышеупомянутые взбросовые разломы северо-западного простирания отклоняются на юг. Это разломы Данхэнаньшань, Шуленаньшань и Чанма, простирания которых изменяются с северо-запада на юго-запад в своих западных сегментах, затем соединяются с разломом Алтынташ (см. рис. 4). Полевые исследования деформированных форм рельефа показали, что скорость левостороннего смещения в западной части разлома Чанма составляет 1.4—3.7 мм/год [Luo et al., 2013; Du et al., 2019] и скорость левостороннего смещения в западном сегменте разлома Шуленаньшань 2.0—2.8 мм/год [Luo et al., 2015]. Скорость левостороннего смещения в западном сегменте разлома Данхэнаньшань оценивается в 4—5 мм/год (см. рис. 4) [Liu et al., 2020]. Хотя в западных участках Северного Цилианского и Северного Цайдамского разломов существует небольшой изгиб к югу, при этом явного левостороннего смещения не наблюдалось [Hetzel, 2013; Chen et al., 2022].

Сдвиговые разломы северо-северо-западного простирания. Во внутренней части Цилиан-Шаня имеются два крупных правосдвиговых разлома северо-северо-западного простирания — Элашань и Риошань, расположенные между разлами Восточный Куньлунь и Хаянь (см. рис. 4). Правостороннее смещение разломов Элашань и Риошань компенсирует относительные перемещения между соседними блоками. Проанализировав смещения террас с учетом их возраста, датированного по ^{14}C , OSL (фотолюминесцентное датирование) и ^{10}Be , авторы работы [Yuan et al., 2011] определили, что поздне-четвертичные скорости правостороннего смещения составляют 1.1 ± 0.3 и 1.2 ± 0.4 мм/год для разломов Элашань и Риошань соответственно (см. рис. 4). В статье [Chen et al., 2021] повторно исследован центральный сегмент разлома Элашань и определена скорость правостороннего смещения по нему в 2.6 ± 1.2 мм/год. Кроме того, измерения GPS показали, что скорость смещения по разломам Элашань и Риошань составляет ~ 1.6 и ~ 1.8 мм/год [Li et al., 2018], что немного выше геологических результатов, полученных [Yuan et al., 2011].

ПОЛЕ СКОРОСТЕЙ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ GPS

Для исследования региональной деформации земной коры анализировали данные поля скоростей движения Цилиан-Шаня относительно стабильной Евразии. Это поле получено на основе материалов GPS, собранных за последние 20 лет [Zheng et al., 2017b; Wang et al., 2020]. Предыдущие исследования показали, что все Тибетское нагорье испытывает сокращения земной коры на 36—40 мм/год между Индостаном и Евразией, из которых только 5—7 мм/год приходится на Цилиан-Шань [Zhang et al., 2004]. Векторы скорости GPS в Цилиан-Шане указывают на северо-восток, совпадая с общей ориентацией движения Индийской плиты на север. Стоит отметить, что сокращение земной коры более значительно в Западном Цилиан-Шане, поскольку векторы скорости GPS в этой области последовательно поддерживают ориентацию на северо-северо-восток с постепенным уменьшением (рис. 5). С другой стороны, в Восточном Цилиан-Шане величина вектора скорости GPS не только значительно уменьшается, но и направление вращается по часовой стрелке. Как показано на рис. 5, векторы скорости GPS в Восточном Цилиан-Шане указывают на движение в северо-восточном направлении в блоке Цинхайху, в восточном — в блоке Синин и в юго-восточном — в блоке Ланьчжоу.

Чтобы проиллюстрировать сокращение земной коры в Западном и Восточном регионах Цилиан-Шаня, построены два профиля скоростей: профиль А—А' и профиль В—В', которые проходят весь Цилиан-Шань (см. рис. 5; 6, А, Б). Профиль А—А' демонстрирует значительное уменьшение компоненты скорости в северо-восточном направлении ($\text{C}30^\circ\text{В}$) в Западном Цилиан-Шане с юга на север. В южной части Цилиан-Шаня компонента скорости $\text{C}30^\circ\text{В}$ достигает 8—10 мм/год, а в северной Цилиан-Шаня составляет приблизительно 4 мм/год. Заметно, что при пересечении профиля от горных хребтов Северного Цилиан-Шаня до блока Гоби-Алашань компонента скорости уменьшается до 2—3 мм/год (см. рис. 5; 6, А). Таким образом, скорость сокращения земной коры в Западном Цилиан-Шане составляет 5—7 мм/год, что согласуется с предыдущими результатами [Zhang et al., 2004].

Профиль В—В' показывает, что компонента скорости вдоль направления $\text{C}20^\circ\text{В}$ в Восточном Цилиан-Шане уменьшается по сравнению с Западным Цилиан-Шанем. В южной части профиля компонента скорости $\text{C}20^\circ\text{В}$ составляет 5—7 мм/год, в то время как в северной части она колеблется в пределах 3—4 мм/год (см. рис. 5; 6, Б). Следовательно, скорость сокращения земной коры в Восточном Цилиан-Шане составляет 2—3 мм/год, которая занимает примерно половину скорости сокращения земной коры Западного Цилиан-Шаня.

Несмотря на меньшую величину сокращения земной коры в Восточном Цилиан-Шане по сравнению с Западным Цилиан-Шанем поле скоростей GPS указывает на заметное движение на восток и вра-

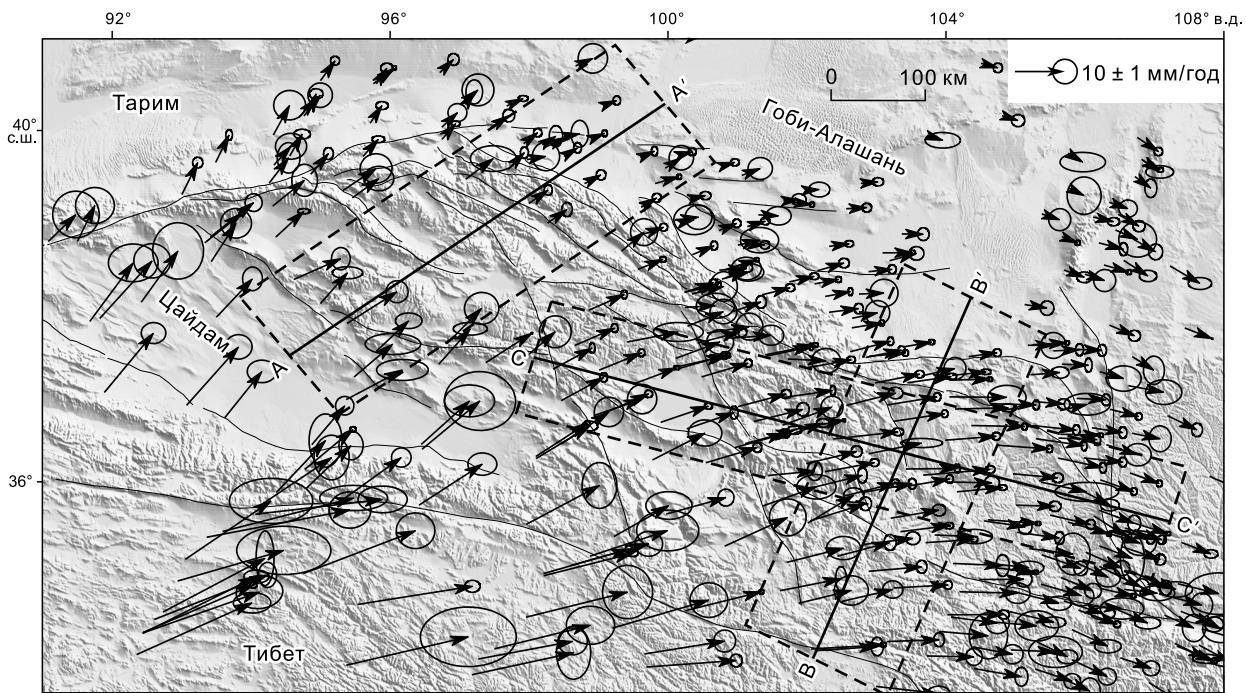


Рис. 5. Карта поля скоростей движения земной коры Цилиан-Шаня, по данным GPS, относительно стабильной Евразии с достоверностью 95 %.

Черные стрелки — станции GPS и векторы скорости движения земной коры, по [Zheng et al., 2017b].

щение по часовой стрелке в Восточном Цилиан-Шане. Поэтому был построен профиль С—С' примерно в широтном направлении через Восточный Цилиан-Шань, где скорость, по данным GPS, разложена на северную и восточную компоненты (см. рис. 5; 6, B). Восточная компонента показывает изменение в диапазоне от 8 до 10 мм/год (см. рис. 6, B). Сравнивая восточную компоненту со скоростью 2—3 мм/год в северной впадине Гоби-Алашань, установлено, что скорость движения Восточного Цилиан-Шаня на восток относительно северного блока Гоби-Алашань составляет 5—7 мм/год (см. рис. 5, 6, B). Кроме того, восточная компонента скорости остается относительно постоянной и составляет около 10 мм/год на расстоянии 500 км вдоль середины профиля С—С', что немного выше, чем скорость на восточном и западном конце (см. рис. 6, B). В отличие от относительно стабильной компоненты скорости в восточном направлении, северная компонента скорости показывает заметное уменьшение градиента. На профиле С—С' северная компонента скорости составляет 3—4 мм/год в блоке Цинхайху и 0—2 мм/год в блоке Синин. Впоследствии северная компонента скорости начинает переходить в отрицательные значения в блоке Ланьчжоу, достигая от —2 до —3 мм/год в юго-восточной части блока Ланьчжоу (см. рис. 6, B). Это указывает на то, что земная кора начинает смещаться на юг. Изменение компоненты скорости в меридиональном направлении предполагает отчетливое вращение земной коры по часовой стрелке в Восточном Цилиан-Шане, смещающееся со скоростью 3—4 мм/год в северном направлении в блоке Цинхайху до скорости 2—3 мм/год в южном направлении в блоке Ланьчжоу (см. рис. 5, 6, B).

ОБСУЖДЕНИЕ

Тектоническая деформация Цилиан-Шаня и его способ деформации. Результаты, полученные на основе анализа региональной сейсмичности, активности разломов и поля движения земной коры, по данным GPS, свидетельствуют, что активные тектонические движения Цилиан-Шаня обусловлены деформацией сжатия в северо-северо-восточном направлении и сдвиговой деформацией вдоль пограничных разломов и вращением земной коры по часовой стрелке в результате конвергенции Индостана и Евразии (рис. 7). В частности, в Западном Цилиан-Шане преобладает сжатие в северо-северо-восточном направлении и утолщение земной коры, проявляющееся в виде преобладающих землетрясений компрессионного типа, взбросовых разломов и снижения скоростей GPS. Однако для Восточного Цилиан-Шаня характерны сдвиговые деформации и вращение земной коры по часовой стрелке, которые проявлены сдвиговыми сейсмическими событиями, быстрым смещением по пограничным разломам,

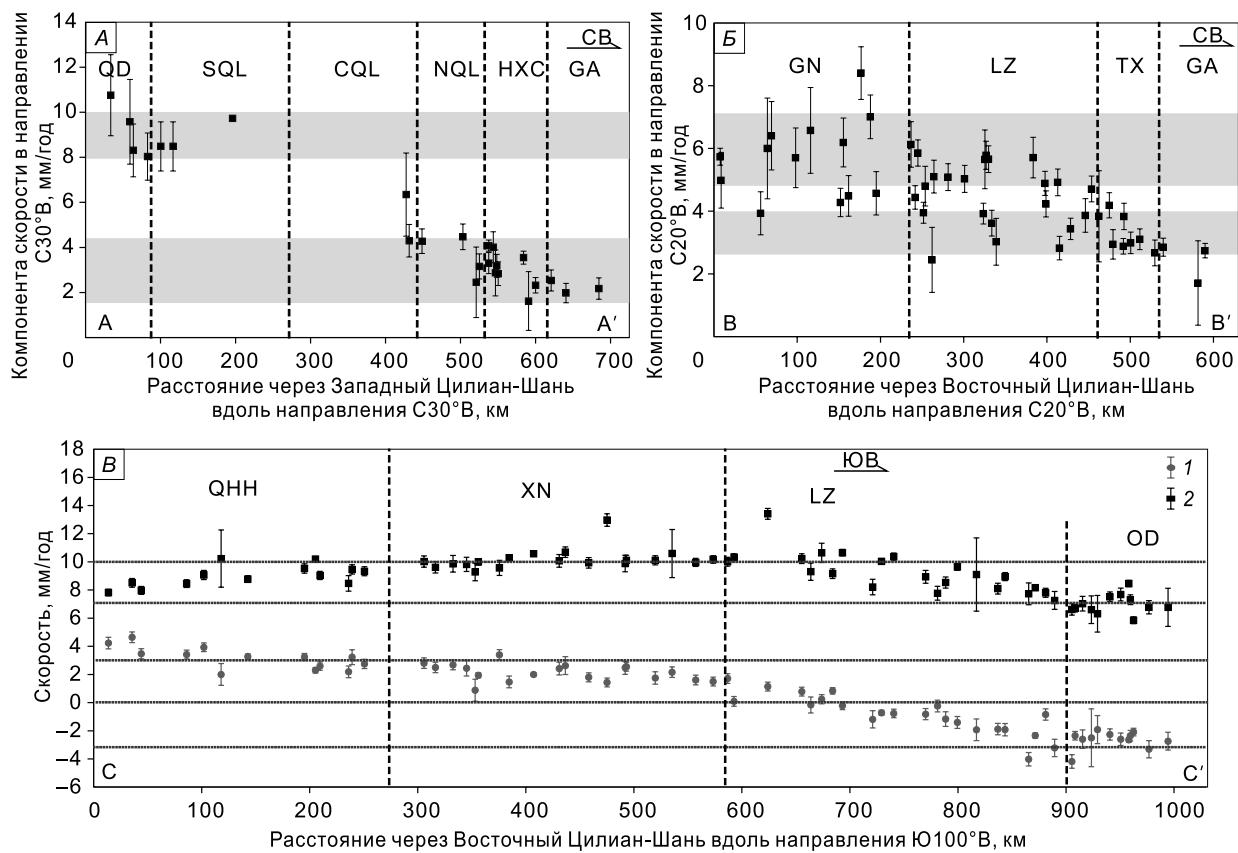


Рис. 6. Профили скорости GPS через Цилиан-Шань.

А — профиль А—А' через Западный Цилиан-Шань вдоль направления C30°В; Б — профиль В—В' через Восточный Цилиан-Шань вдоль направления C20°В; В — профиль С—С' через Восточный Цилиан-Шань вдоль направления Ю100°В. Векторы скорости на профиле С—С' разделяются на северную (1) и восточную (2) компоненты. Названия блоков: QD — Цайдам; SQL — Южный Цилианский; CQL — Центральный Цилианский; NQL — Северный Цилианский; HXC — Коридор Хэси; GA — Алашань; GN — Ганьнан; LZ — Ланьчжоу; TX — Тонсин; QHH — Цинхайху; XN — Синин; OD — Ордос.

движением векторов скорости GPS на восток и их вращением по часовой стрелке. Скорость сокращения земной коры в Западном Цилиан-Шане составляет 5—7 мм/год, что значительно выше, чем наблюдаемая скорость в Восточном Цилиан-Шане (2—3 мм/год) (см. рис. 7). Разница в скорости сокращения между Западным и Восточным Цилиан-Шанем объясняется правосторонним смещением по разломам Элашань и Риоэшань, поскольку общая правосторонняя скорость смещения этих двух разломов составляет 3—4 мм/год [Yuan et al., 2011; Chen et al., 2021], что почти компенсирует разницу в скорости сокращения земной коры между Западным и Восточным Цилиан-Шанем. Скорость движения Восточного Цилиан-Шаня на восток достигает 5—7 мм/год относительно блока Гоби-Алашань на севере (см. рис. 7), что в целом согласуется с позднечетвертичной скоростью смещения по разлому Хайянь [Zheng et al., 2013; Liu et al., 2022]. Это говорит о том, что разлом Хайянь играет значительную роль в компенсировании движения блоков в Восточном Цилиан-Шане на восток вдоль крупных сдвиговых разломов [Trifonov et al., 2021]. Снижение скорости GPS на восточной окраине Цилиан-Шаня и уменьшение сдвиговой скорости вдоль восточного сегмента разлома Хайянь в основном объясняется блокированием блока Ордос на востоке, в результате которого происходит переход от деформации сдвига в разломе Хайянь к деформации сжатия в разломе Люпаньшань (см. рис. 7) [Zheng et al., 2013; Li et al., 2018; Liu et al., 2022].

Упомянутая характеристика деформации Цилиан-Шаня подтверждается данными поля скоростей деформации Цилиан-Шаня [Zheng et al., 2017b; Li et al., 2018; Pan et al., 2020]. Авторы работы [Pan et al., 2020] построили поля скорости деформации Цилиан-Шаня на основе данных GPS, которые включают основную скорость деформации, максимальную скорость деформации сдвига, скорость деформации вращения и скорость растяжения. Основная скорость деформации и скорость растяжения показывают, что сжатие, ориентированное на северо-северо-восток, распространено по всему Западному Цилиан-Шаню [Pan et al., 2020]. Высокие максимальные скорости деформации сдвига в основном сосредоточены вдоль разломов Алтынташ, Хайянь и Элашань, что позволяет предположить, что сдвиговая деформа-

ция сосредоточена в этих пограничных разломах [Pan et al., 2020]. Скорость деформации вращения демонстрирует небольшое вращение против часовой стрелки в Западном Цилиан-Шане, что, как полагают, является следствием левостороннего смещения в переходной зоне [Zheng et al., 2013]. Напротив, скорость деформации вращения показывает очевидное вращение по часовой стрелке в Восточном Цилиан-Шане между разломами Хайянь и Восточный Куньлунь, что в целом согласуется с полем скоростей GPS, представленным в работе [Pan et al., 2020]. Эти скорости наглядно демонстрируют пространственное изменение региональной деформации и количественно подтверждают способ деформации, предложенный в этом исследовании.

В дополнение к моделям утолщения и экструзии земной коры в восточном направлении, равномерная и блочно-подобная деформации обычно рассматриваются в качестве альтернативных геодинамических моделей для интерпретации деформации земной коры, возникающей в результате столкновения континентов [Zhang et al., 2004]. Первое предполагает, что деформация земной коры является распределенной или рассеянной, а второе утверждает, что деформация сосредоточена вдоль пограничных разломов блоков и незаметна во внутренней части блоков. Различие между ними в значительной степени зависит от механической прочности литосферы, которая связана с геологическими структурами, ранней эволюцией Земли, реологией горных пород и другими факторами [Royden et al., 2008]. В этом исследовании тектоническая деформация Цилиан-Шаня также может быть интерпретирована с использованием этих двух моделей. Землетрясения и активные разломы широко распространены в Западном Цилиан-Шане, особенно в Центральном и Северном Цилианских блоках (рис. 3, 4). Однако в Восточном Цилиан-Шане землетрясения и активные разломы в основном локализуются вдоль границ блоков — разлом Хайянь и разлом Элашань (см. рис. 3, 4). Следовательно, предполагается, что равномерная деформация, по-видимому, характеризует деформацию земной коры Западного Цилиан-Шаня, тогда как блочно-подобная деформация соответствует Восточному Цилиан-Шаню. Учитывая эти две модели, способ деформации в Цилиан-Шане может быть оптимизирован, указывая на то, что Западный Цилиан-Шань характеризуется равномерным сжатием земной коры в северо-восточном направлении, в то время как Восточный Цилиан-Шань проявляется в виде сдвиговой деформации вдоль пограничных разломов в сочетании с вращением земной коры по часовой стрелке.

Значение тектонической деформации Цилиан-Шаня для геодинамики Тибетского нагорья. Сжатие земной коры, по-видимому, является основным способом поглощения Индо-Евразийской конвергенции. Градиент скорости, по данным GPS, указывает на то, что сжатие земной коры на Тибетском нагорье линейно уменьшается с юга на север [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004]. Помимо Цилиан-Шаня, другим значительным регионом, испытывающим сокращение земной коры в меридиональном направлении, является Гималайский надвиговый пояс на южной окраине Тибетского нагорья. Скорость

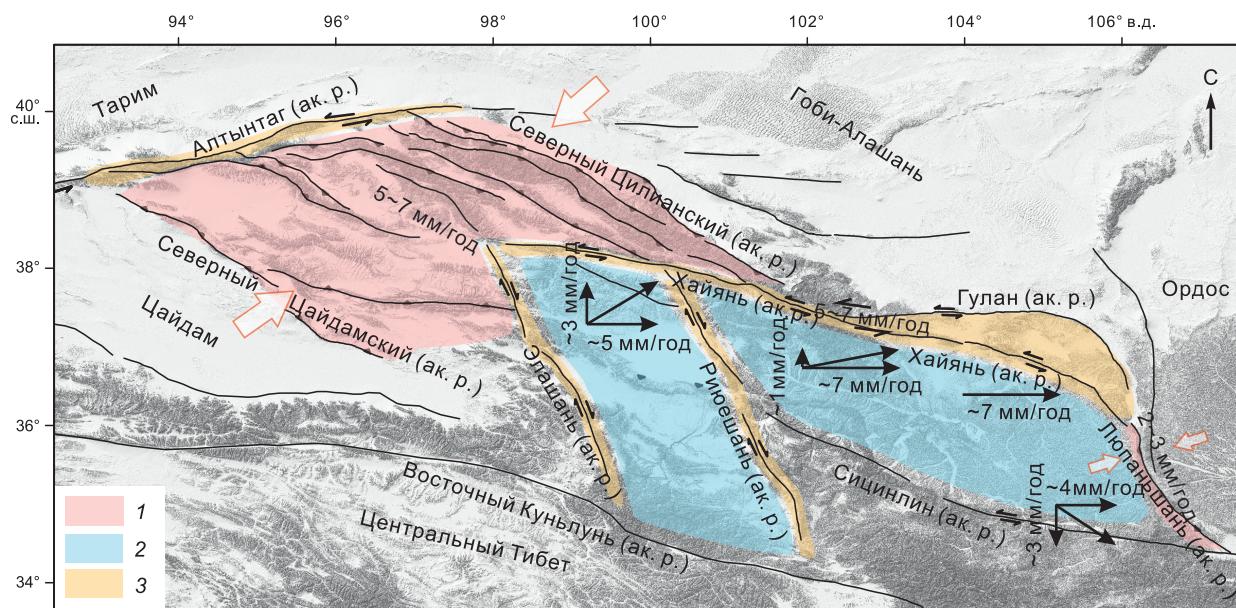


Рис. 7. Карта пространственного распределения тектонических деформаций в Цилиан-Шане.

Для Западного Цилиан-Шаня характерна деформация сжатия в северо-восточном направлении, для Восточного — сдвиговая деформация вдоль пограничных разломов в сочетании с вращением отдельных блоков по часовой стрелке. 1 — зона сжатия, 2 — блочно-подобная зона, 3 — зона сдвига.

сокращения, полученная по данным GPS в Гималаях, достигает 15—20 мм/год, занимая 40—50 % от скорости сближения между Индостаном и Евразией в 36—40 мм/год (рис. 8, A) [Zhang et al., 2004]. Основная скорость деформации демонстрирует самую высокую деформацию сжатия, ориентированную в меридиональном направлении в Гималаях [Wu et al., 2020]. Кроме того, типичные структуры сжатия, такие как надвиговые разломы и складки, преимущественно расположены на южной и северо-восточной окраине Тибета. Однако обширный центральный район Тибета характеризуется сбросовыми и сдвиговыми разломами, а не взбросовыми, что не согласуется с общим тектоническим фоном сжатия Тибетского нагорья. Поэтому вопрос о том, как деформируется Центральный Тибет в результате конвергенции Индостана и Евразии, является спорным [Wang et al., 2001].

Одним из наиболее занимательных тектонических событий, происходящих в нагорье, является экструзия земной коры и растяжение в широтном направлении в Центральном Тибете. Три региональных сдвиговых разлома, включая разломы Цзяли, Сяньшуйхэ и Восточный Куньлунь, расположенные с юга на север (рис. 8, A), находятся в пределах Центрального Тибета и имеют широтное простирание, что указывает на значительную сдвиговую деформацию, происходящую в этом обширном регионе [Netzel, 2013]. Ориентированные в меридиональном направлении сбросовые разломы и грабены, обусловленные растяжением в широтном направлении, широко распространены в центральной и западной частях Тибета (см. рис. 8, A) [Tappronnier et al., 1981]. Скорости GPS показывают движение земной коры на восток в Восточном Тибете, что позволяет предположить, что тектоническая деформация в этом регионе характеризуется крупномасштабным движением материалов земной коры на восток и вращением по часовой стрелке вокруг восточно-гималайской оси (см. рис. 8, B) [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004; Wang, Shen, 2020]. Составляющая скорости GPS, перпендикулярная направлению конвергенции Индостана и Евразии, неуклонно увеличивается к северу от Гималаев, достигает максимума в ~20 мм/год между разломами Дзяли и Сяньшуйхэ, затем быстро уменьшается к северу в результате левостороннего смещения по разломам Сяньшуйхэ и Восточный Куньлунь (см. рис. 8, B) [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004]. Скорость движения земной коры на восток в ~20 мм/год при 95° в.д. и скорость движения земной коры на запад в ~6 мм/год при 80° в.д. указывают на скорость растяжения 22 ± 3 мм/год в Центральном Тибете (см. рис. 8, A) [Zhang et al., 2004; Wang et al., 2020]. Приведенные выше результаты убедительно свидетельствуют, что региональное продольное удлинение и растяжение в широтном направлении могут быть ответственны за сокращение земной коры в Центральном Тибете, несмотря на отсутствие надвиговых разломов и складок. Более того, правосдвиговое смещение по разлому Цзяли и левосдвиговое смещение по разломам Сяньшуйхэ и Восточный Куньлунь определяют основную область экструзии и растяжения [Zhang et al., 2004; Gan et al., 2007]. Скорости смещения этих сдвиговых разломов показывают разницу в скорости перемещения блоков на восток в Центральном Тибете [Zhang et al., 2004]. Кроме того, Лунмен-Шань на восточной окраине Тибетского нагорья подвергся значительному сжатию в широтном направлении (см. рис. 8, A). Предполагается, что поднятие и сжатие восточной окраины Тибета связано с блокированием бассейна Сычуань, когда Центральный Тибет перемещается на восток [Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004].

Движущий механизм растяжения в широтном направлении и экструзии в восточном направлении в Центральном Тибете в значительной степени зависит от понимания глубинного строения земной коры. Геологические исследования и космический геодезический мониторинг могут выявить структуру верхней части земной коры, но не могут пролить свет на структуру нижней части земной коры. Сейсмическая томография и магнитотеллурическое зондирование позволяют изучить глубинную структуру и механическое состояние нижней земной коры, которые характеризуются пониженной скоростью сейсмических волн и повышенной электропроводностью (пониженным сопротивлением) [Royden et al., 2008] по сравнению с жесткой континентальной корой [Bai et al., 2010]. Сейсмическая томография и анализ региональных сейсмических данных в Восточном и Центральном Тибете показывают нижнюю кору с низкой скоростью поперечных волн и предположительно низкой механической прочностью [Kind et al., 2002; Yao et al., 2008]. Магнитотеллурические данные из Центрального Тибета свидетельствуют о широко распространенной аномальной проводимости, указывающей на горячую, богатую флюидами среднюю и нижнюю земную кору под Центральным Тибетом, что указывает на относительно более слабую литосферу [Wei et al., 2001]. Эти результаты подтверждают модель течения нижней земной коры, предложенную в [Royden et al., 1997; Clark, Royden, 2000], которая предполагает, что пластичный поток нижней коры с низкой вязкостью под Центральным Тибетом отделен от верхней коры и выдавливается к краям нагорья (см. рис. 8, B) [Clark, Royden, 2000]. Вдохновленные этой моделью, авторы работы [Bai et al., 2010] использовали магнитотеллурическую разведку для обнаружения двух основных зон (каналов) с высокой электропроводностью под Юго-Восточным Тибетом. Это позволяет предположить, что нижний поток земной коры простирается горизонтально от Центрального Тибета до Юго-Западного Китая. Однако на восточной окраине Тибетского нагорья вдоль Лунмен-Шаня движущийся на восток поток нижней коры блокирован бассейном Сычуань. Данные сейсмической

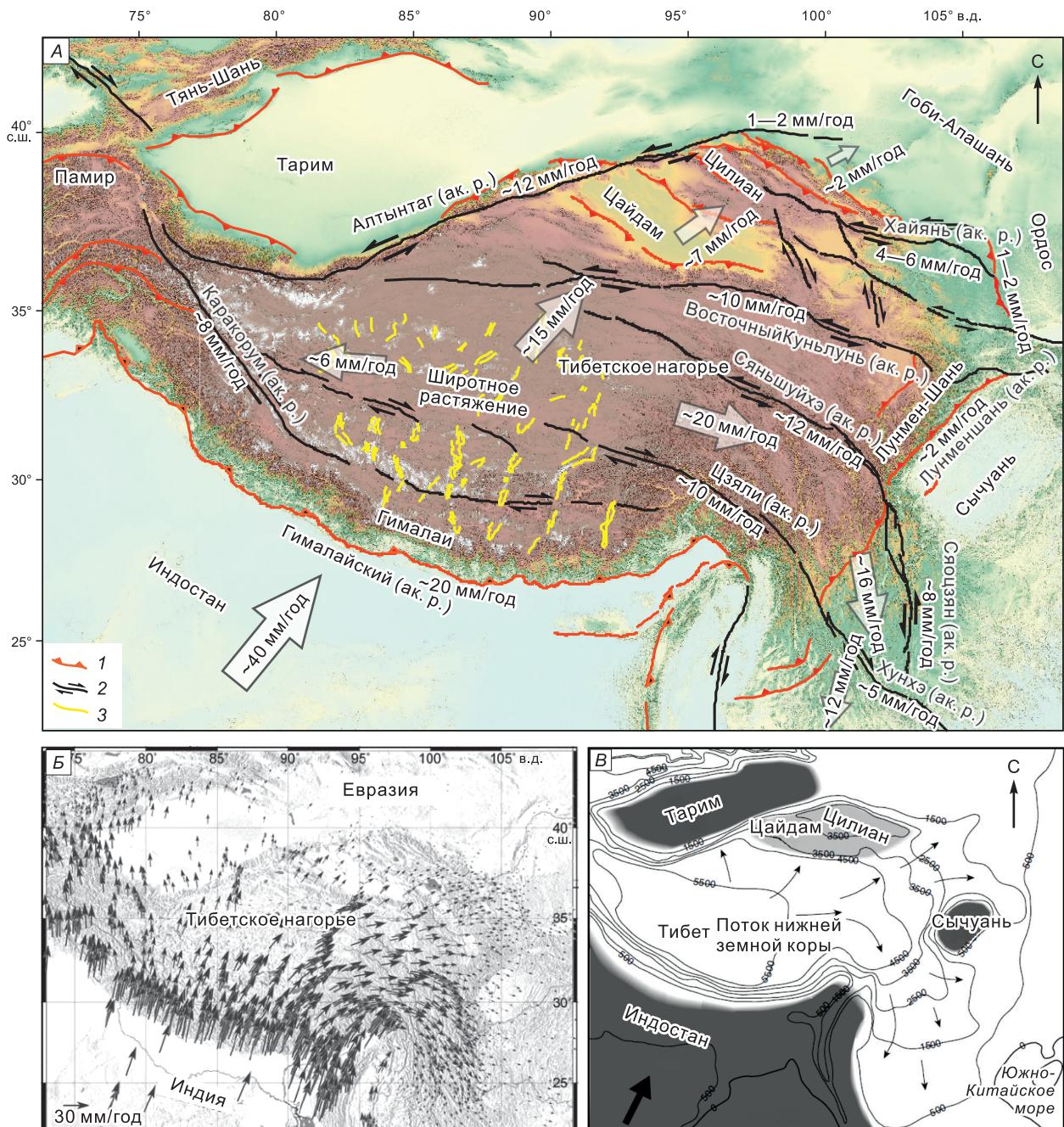


Рис. 8. Схема тектонической деформации Тибетского нагорья.

A — упрощенная тектоническая карта Тибетского нагорья, показывающая активные разломы, скорость смещения по активным разломам и движения земной коры. Скорости смещения земной коры и смещения по разломам получены из данных [Zhang et al., 2004; Wang et al., 2020]: 1 — взброс, 2 — сдвиг, 3 — сброс. *B* — схема поля скоростей движения земной коры, по данным GPS, Тибетского нагорья относительно стабильной Евразии, модифицированная по [Gan et al., 2007]. *B* — топографическая контурная карта Тибетского нагорья, показывающая экструзию потоков нижней земной коры и изогипсы с интервалом контуров 1000 м, модифицированная по данным [Clark, Royden, 2000].

томографии показывают, что этот бассейн, по-видимому, представляет собой глубоко укоренившуюся, механически прочную единицу, подстилаемую кратоноподобной литосферой [Royden et al., 2008]. Следовательно, блокирование движению потока нижней коры на восток создает отвесную топографическую границу на Восточном Тибете, которая даже отвеснее, чем гималайский фронт [Clark, Royden, 2000]. Более того, Л. Ройден с соавторами [Royden et al., 2008] предположили, что растяжение в широтном направлении, перемещение Центрального Тибета на восток, быстрое поднятие восточной окраины

и установление современного режима деформации в Центральном Тибете — все это результат вытекания потока нижней земной коры с нагорья.

Вопрос о том, влияет ли поток нижней земной коры, выдавливающийся наружу с Центрального Тибета, также на северо-восточную окраину Тибетского нагорья и определяет ли он характеристику тектонической деформации Цилиан-Шаня, еще остается спорным. В последние годы были проведены многочисленные геофизические исследования для выявления глубинного строения земной коры в Цилиан-Шане. Основываясь на данных сейсмических профилей, авторы работы [Li et al., 2022] выявили внутрикорковую структуру в Цилиан-Шане и раскрыли структурное различие между Западным и Восточным Цилиан-Шанем. Предполагается, что в Западном Цилиан-Шане существует зона низких сейсмических скоростей на глубине 20—40 км, а в Восточном Цилиан-Шане на том же уровне не наблюдается низкоскоростных аномалий. Это различие указывает, что Западный Цилиан-Шань имеет относительно более слабую среднюю земную кору, что считается результатом укорочения и утолщения земной коры [Xia et al., 2021], в то время как Восточный Цилиан-Шань характеризуется относительно однородной высокоскоростной корой, которая ведет себя как относительно жесткая литосфера [Li et al., 2022]. Это согласуется с моделью тектонической деформации, полученной в этом исследовании. Кроме того, телесейсмические и гравитационные данные показывают, что толщина земной коры постепенно уменьшается к востоку от ~65 км под Западным Цилиан-Шанем до ~50 км в блоке Ланьчжоу Восточного Цилиан-Шаня [Shi et al., 2022], т. е. сокращение земной коры в Западном Цилиан-Шане больше, чем в Восточном. Аналогичным образом в нижней земной коре и литосфере под Северо-Восточным Тибетом сейсмические исследования предполагают наличие прочных и жестких нижних корок под блоками Цайдам, Гоби-Алашань и Ордос [Shen et al., 2017; Yang et al., 2019]. Напротив, под Восточным Цилиан-Шанем нижняя кора и верхняя мантия демонстрируют слабые и распределенные отрицательные градиенты скорости, которые могут быть объяснены повышенной температурой и наличием частичных расплавов или взаимодействием потока нижней земной коры [Shen et al., 2017]. Это говорит о том, что в Восточном Цилиан-Шане может находиться важный канал для направления движения потока нижней земной коры наружу. Модель из работ [Royden et al., 1997, 2008; Clark, Royden, 2000] предполагает, что ограничивающие нагорье жесткие блоки, включая блоки Сычуань, Ордос, Цайдам, Гоби-Алашань и Тарим, препятствуют вытеканию материала нижней земной коры из Центрального Тибета и, следовательно, вызывают образование пограничных горных хребтов и выдавливание наружу материала земной коры вдоль северо-восточной и юго-восточной окраин Тибетского нагорья.

Экструзия материала земной коры наружу из Центрального Тибета может систематически вызывать многие тектонические события, происходящие внутри Тибетского нагорья и вокруг него, такие как растяжение в широтном направлении на Центральном Тибете, выдавливание земной коры на восток и вращение по часовой стрелке на юго-восточной окраине, быстрое поднятие поверхности Лунмен-Шаня на восточной окраине, формирование и тектоническую деформацию Цилиан-Шаня на северо-восточной окраине и т. д. Многочисленные исследования показывают, что возраст начала этих тектонических событий приблизительно совпадает со средним миоценом. Низкотемпературные термохронологические данные свидетельствуют, что возраст начала сбросового разломообразования и расширения в широтном направлении в Центральном Тибете колеблется от 12 до 8 млн лет [Sundell et al., 2013; Woodruff et al., 2013], что согласуется с другими результатами [Yin, Harrison, 2000; Royden et al., 2008]. Разлом Сяньшуйхэ на восточной окраине Тибета является ключевой структурой, компенсирующей перемещения материалов земной коры на восток, и Ф. Роджер с соавторами [Roger et al., 1995] определили время начала смещения по этому разлому в 12—10 млн лет. Смещения по разлому Хунхэ и надвигового пояса Ялон-Юлон-Лунменшань образовались в результате движения земной коры на восток и вращения по часовой стрелке вокруг юго-восточной окраины нагорья. В. Ган с коллегами [Gan et al., 2021] предполагают, что эти смещения развивались с 10.1 ± 1.5 млн лет, что приблизительно синхронно с обратным смещением разлома Хунхэ и быстрой речной эрозией на юго-востоке Тибета [Clark et al., 2005; Fyhn, Phach, 2015]. Термохронологические модели предполагают быструю экспансию, начавшуюся в 12—10 млн л. н. в Лунмен-Шане, что знаменует начало поднятия поверхности восточной окраины нагорья [Kirby et al., 2002; Wang et al., 2012]. Аналогичным образом время начала поднятия Цилиан-Шаня ограничено в 14—8 млн лет на основе применения трекового анализа апатита и магнитостратиграфии [Wang et al., 2017; Zheng et al., 2017a]. Эти приблизительно синхронные события указывают на то, что экструзия материалов земной коры и поднятие пограничных горных хребтов в Тибете, вероятно, начались в среднем миоцене (14—8 млн л. н.). Поднятие и тектоническая деформация Цилиан-Шаня являются частью расширения Тибетского нагорья на периферию начиная со среднего миоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой работе активная тектоническая деформация Цилиан-Шаня была исследована с помощью данных региональных сейсмических каталогов, активных разломов и данных GPS, собранных за по-

следние два десятилетия. Предполагается, что Западный Цилиан-Шань характеризуется сжатием земной коры в меридиональном направлении, проявляющимся главным образом в рассеянном пространственном распределении компрессионных землетрясений и взбросовых разломов, и значительным снижением скоростей GPS в северо-восточном направлении. Для Восточного Цилиан-Шаня характерна сдвиговая деформация вдоль пограничных разломов в сочетании с вращением блоков земной коры по часовой стрелке, что проявляется в сдвиговых землетрясениях, приуроченных к разломам вдоль основных границ блоков, движении земной коры на восток и ее вращении по часовой стрелке, установленном по скоростям GPS. Сокращение земной коры в меридиональном направлении и ее экструзия в широтном направлении — две модели деформации, соответствующие Индо-Евразийской конвергенции, которые также согласуются с деформацией земной коры в Цилиан-Шане. Тектоническая деформация Западного Цилиан-Шаня в значительной степени согласуется с первой моделью, а деформация Восточного Цилиан-Шаня тесно связана со второй моделью. Глубинная структура земной коры под Тибетским нагорьем указывает на то, что материалы нижней коры с низкой вязкостью, вытекающие наружу с Центрального Тибета, могут способствовать экструзии земной коры наружу и образованию пограничных горных хребтов в Тибетском нагорье. Серия тектонических событий, связанных с расширением нагорья наружу, примерно началась в среднем миоцене (14—8 млн л. н.). Поднятие и тектоническая деформация Цилиан-Шаня могут быть частью расширения Тибетского нагорья наружу начиная со среднего миоцена.

Авторы выражают благодарность Национальному центру данных о землетрясениях в Китае (data.earthquake.cn), CENC (www.ceic.ac.cn) и GCMT (www.globalcmt.org) за предоставление данных о землетрясениях для данного исследования. Авторы благодарят китайскую сеть наблюдения за движением земной коры (CMONOC) за предоставление данных GPS. Искренне благодарим рецензентов за их полезные предложения и конструктивные комментарии.

Эта работа была финансово поддержана Китайским советом по стипендиям (CSC).

ЛИТЕРАТУРА

- Bai D., Unsworth M.J., Meju M.A., Ma X., Teng J., Kong X., Sun Y., Sun J., Wang L., Jiang C., Zhao C., Xiao P., Liu M.** Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging // *Nat. Geosci.*, 2010, v. 3 (5), p. 358—362, doi: 10.1038/ngeo830.
- Burtman V.S.** Geodynamics of Tibet, Tarim, and the Tien Shan in the Late Cenozoic // *Geotectonics*, 2012, v. 46 (3), p. 185—211, doi: 10.1134/S0016852112030028.
- Chen G., Ai M., Zheng W., Bi H., Liu J., Zhang Y., Ge W., Zhang D., Huang R.** Nonrigid bookshelf kinematics of Northeastern Tibet: Constraints from fault slip rates around the Qinghai Lake and Chaka-Gonghe Basins // *Lithosphere*, 2021, v. 2, 4115729, doi: 10.2113/2021/4115729.
- Chen Z., Xu W., Liu R., Li A., 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 // *Front. Earth Sci.*, 2022, v. 10, 808935, doi: 10.3389/feart.2022.808935.
- Clark M.K., Royden L.H.** Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow // *Geology*, 2000, v. 28 (8), p. 703—706, doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<703:TOBTEM>2.0.CO;2.
- Clark M.K., House M.A., Royden L.H., Whipple K.X., Burchfiel B.C., Zhang X., Tang W.** Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet // *Geology*, 2005, v. 33 (6), p. 525—528, doi: 10.1130/G21265.1.
- Cowgill E.** Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike-slip faulting: Revisiting the Cherchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 254 (3—4), p. 239—255, doi: 10.1016/j.epsl.2006.09.015.
- Deng Q.** Active tectonics in China [in Chinese with English abstract] // *Geol. Rev.*, 1996, v. 42 (4), p. 295—299.
- Ding G.** Active faults in China // *A Collection of Papers of International Symposium on Continental Seismicity and Earthquake Prediction (ISCSEP)*. Beijing, Seismol. Press, 1984, p. 225—242.
- Du J., Fu B., Guo Q., Shi P., Xue G., Xu H.** Segmentation and termination of the surface rupture zone produced by the 1932 Ms 7.6 Changma earthquake: New insights into the slip partitioning of the eastern Altyn Tagh fault system // *Lithosphere*, 2019, v. 12 (1), p. 19—39, doi: 10.1130/L1113.1.
- Feng W., He X., Zhang Y., Fang L., Samsonov S., Zhang P.** Seismic faults of the 2022 Mw 6.6 Menyuan, Qinghai earthquake and their implication for the regional seismogenic structures [in Chinese] // *Chin. Sci. Bull.*, 2022, v. 68 (2—3), p. 254—270, doi: 10.1360/TB-2022-0154.
- Fyhn M.B.W., Phach P.V.** Late Neogene structural inversion around the northern Gulf of Tonkin, Vietnam: Effects from right-lateral displacement across the Red River fault zone // *Tectonics*, 2015, v. 34 (2), p. 290—312, doi: 10.1002/2014TC003674.
- Gan W., Zhang P., Shen Z.-K., Niu Z., Wang M., Wan Y., Zhou D., Cheng J.** Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements // *J. Geophys. Res.*, 2007, v. 112, B08416, doi: 10.1029/2005JB004120.

Gan W., Molnar P., Zhang P., Xiao G., Liang S., Zhang K., Li Z., Xu K., Zhang L. Initiation of clockwise rotation and eastward transport of Southeastern Tibet inferred from deflected fault traces and GPS observations // *GSA Bull.*, 2021, v. 134 (5—6), p. 1129—1142, doi: 10.1130/B36069.1.

Guo X., Jiang C., Han L., Yin H., Zhao Z. Focal mechanism data set in Chinese mainland and its adjacent area (2009-2021) [EB/OL], 2022, doi: 10.12080/nedc.11.ds.2022.0004.

Hetzel R. Active faulting, mountain growth, and erosion at the margins of the Tibetan Plateau constrained by in situ-produced cosmogenic nuclides // *Tectonophysics*, 2013, v. 582, p. 1—24, doi: 10.1016/j.tecto.2012.10.027.

Hetzel R., Hampel A., Gebbeken P., Xu Q., Gold R.D. A constant slip rate for the western Qilian Shan frontal thrust during the last 200 ka consistent with GPS-derived and geological shortening rates // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2019, v. 509, p. 100—113, doi: 10.1016/j.epsl.2018.12.032.

Hu X., Pan B., Kirby E., Gao H., Hu Z., Cao B., Geng H., Li Q., Zhang G. Rates and kinematics of active shortening along the eastern Qilian Shan, China, inferred from deformed fluvial terraces // *Tectonics*, 2015, v. 34, p. 2478—2493, doi: 10.1002/2015TC003978.

Hu X., Cao X., Li T., Mao J., Zhang J., He X., Zhang Y., Pan B. Late Quaternary fault slip rate within the Qilian Orogen, insight into the deformation kinematics for the NE Tibetan Plateau // *Tectonics*, 2021, v. 40, e2020TC006586, doi: 10.1029/2020TC006586.

Huang Z., Zhou Y., Qiao X., Zhang P., Cheng X. 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 Planet. Sci. Lett.*, 2022, v. 583, 117450, doi: 10.1016/j.epsl.2022.117450.

Jolivet R., Cattin R., Chamot-Rooke N., Lasserre C., Peltzer G. Thin-plate modeling of interseismic deformation and asymmetry across the Altyn Tagh fault zone // *Geophys. Res. Lett.*, 2008, v. 35, L02309, doi: 10.1029/2007GL031511.

Kind R., Yuan X., Saul J., Nelson D., Sobolev S.V., Mechier J., Zhao W., Kosarev G., Ni J., Achauer U., Jiang M. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction // *Science*, 2002, v. 298 (5596), p. 1219—1221, doi: 10.1126/science.1078115.

Kirby E., Reiners P.W., Krol M.A., Whipple K.X., Hodges K.V., Farley K.A., Tang W., Chen Z. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He thermochronology // *Tectonics*, 2002, v. 21 (1), 1001, doi: 10.1029/2000TC001246.

Kreemer C., Blewitt G., Klein E.C. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2014, v. 15 (10), p. 3849—3889, doi: 10.1002/2014GC005407.

Lasserre C., Morel P.-H., Gaudemer Y., Tapponnier P., Ryerson F.J., King G.C.P., Métivier F., Kasser M., Kashgarian M., Liu B., Lu T., Yuan D. Postglacial left slip rate and past occurrence of $M \geq 8$ earthquakes on the Western Haiyuan Fault, Gansu, China // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 1999, v. 104 (B8), p. 17633—17651, doi: 10.1029/1998JB900082.

Li H., Pan J., Sun Z., Si J., Pei J., Liu D., Chevalier M.-L., Wang H., Lu H., Zheng Y., Li C. Continental tectonic deformation and seismic activity: a case study from the Tibetan Plateau [in Chinese with English abstract] // *Acta Geol. Sin.*, 2021, v. 95 (1), p. 194—213, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2021051.

Li H., Huang X., Gao R., Ye Z. The lithospheric structure differences between the western and eastern Qilian in the northeastern Tibetan Plateau [in Chinese] // *Chin. J. Geophys.*, 2022, v. 65 (5), p. 1581—1594, doi: 10.6038/cjg2022P0735.

Li Y., Liu M., Wang Q., Cui D. Present-day crustal deformation and strain transfer in northeastern Tibetan Plateau // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2018, v. 487, p. 179—189, doi: 10.1016/j.epsl.2018.01.024.

Liu J., Ren Z., Zheng W., Min W., Li Z., Zheng G. Late Quaternary slip rate of the Aksay segment and its rapidly decreasing gradient along the Altyn Tagh fault // *Geosphere*, 2020, v. 16 (6), p. 1538—1557, doi: 10.1130/GES02250.1.

Liu J., Ren Z., Zhang H., Li C., Zhang Z., Zheng W., Li X., Liu C. Slip rates along the Laohushan fault and spatial variation in slip rate along the Haiyuan fault zone // *Tectonics*, 2022, v. 41, e2021TC006992, doi: 10.1029/2021TC006992.

Liu-Zeng J., Klinger Y., Xu X., Lasserre C., Chen G., Chen W., Tapponnier P., Zhang B. Millennial recurrence of large earthquakes on the Haiyuan Fault near Songshan, Gansu Province, China // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2007, v. 97 (1B), p. 14—34, doi: 10.1785/0120050118.

Luo H., He W., Wang D., Yuan D., Shao Y. Study on the slip rate of Changma fault in Qilian Mountains since late Pleistocene [in Chinese] // *Seismolog. Geol.*, 2013, v. 35 (4), p. 765—777, doi: 10.3969/j.issn.0253-4967.2013.04.007.

Luo H., He W., Yuan D., Shao Y. Slip rate of Yema River-Daxue Mountain Fault since the Late Pleistocene and its implications on the deformation of the northeastern margin of the Tibetan Plateau // *Acta Geol. Sin.*, 2015, v. 89 (2), p. 561—574, doi: 10.1111/1755-6724.12447.

Meng W., Guo X., Li Y., Han L., Zhang C. Tectonic stress field and dynamic characteristics in the northeastern margin of the Tibetan Plateau [in Chinese] // Chin. J. Geophys., 2022, v. 65 (9), p. 3229—3251, doi: 10.6038/cjg2022P0236.

Mériaux A.S., Ryerson F.J., Tapponnier P., Van der Woerd J., Finkel R.C., Xu X., Xu Z., Caffee M.W. Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault: Morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2004, v. 109, B06401, doi: 10.1029/2003JB002558.

Mériaux A.S., Tapponnier P., Ryerson F.J., Xu X., King G., Van der Woerd J., Finkel R.C., Li H., Caffee M.W., Xu Z., Chen W.B. The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2005, v. 110, B04404, doi: 10.1029/2004JB003210.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419—426.

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 // Phys. Earth Planet. Inter., 2020, v. 304, 106489, doi: 10.1016/j.pepi.2020.106489.

Peltzer G., Tapponnier P., Armijo R. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacements along the north edge of Tibet // Science, 1989, v. 246, p. 1285—1289, doi: 10.1126/science.246.4935.1285.

Roger F., Calassou S., Lancelot J., Malavieille J., Mattauer M., Xu Z., Hao Z., Hou L. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshui He fault zone, west Sichuan, China): Geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 130, p. 201—216, doi: 10.1016/0012-821X(94)00252-T.

Royden L.H., Burchfiel B.C., King R.W., Wang E., Chen Z., Shen F., Liu Y. Surface deformation and lower crustal flow in Eastern Tibet // Science, 1997, v. 276 (5313), p. 788—790, doi: 10.1126/science.276.5313.788.

Royden L.H., Burchfiel B.C., Van der Hilst R.D. The geological evolution of the Tibetan Plateau // Science, 2008, v. 321 (5892), p. 1054—1058, doi: 10.1126/science.1155371.

Shao Y., Li Z., Zhang B., Wang P., Yuan D., Wu M. Paleoseismological study of the southern Zongwulong Shan fault, Qilian Mountains, western China // Geomorphology, 2019, v. 326, p. 107—115, doi: 10.1016/j.geomorph.2017.12.036.

Shen X., Liu M., Gao Y., Wang W., Shi Y., An M., Zhang Y., Liu X. Lithospheric structure across the northeastern margin of the Tibetan Plateau: Implications for the plateau's lateral growth // Earth Planet. Sci. Lett., 2017, v. 459, p. 80—92, doi: 10.1016/j.epsl.2016.11.027.

Shen Z., Wang M., Li Y., Jackson D.D., Yin A., Dong D., Fang P. Crustal deformation along the Altyn Tagh fault system, western China, from GPS // J. Geophys. Res., 2001, v. 106 (12), p. 607—621, doi: 10.1029/2001JB000349.

Shi L., Li Y., Wang W., Ma Y. Crustal structure beneath the northeastern margin of the Tibetan Plateau constrained by receiver functions and gravity data // Tectonophysics, 2022, v. 841, 229584, doi: 10.1016/j.tecto.2022.229584.

Sundell K.E., Taylor M.H., Styron R.H., Stockli D.F., Kapp P., Hager C., Liu D., Ding L. Evidence for constriction and Pliocene acceleration of east-west extension in the North Lunggar rift region of west central Tibet // Tectonics, 2013, v. 32 (5), p. 1454—1479, doi: 10.1002/tect.20086.

Tapponnier P., Mercier J.L., Armijo R., Tonglin H., Ji Z. Field evidence for active normal faulting in Tibet // Nature, 1981, v. 294 (5840), p. 410—414, doi: 10.1038/294410a0.

Trifonov V.G., Zelenin E.A., Sokolov S.Yu., Bachmanov D.M. Active tectonics of Central Asia // Geotectonics, 2021, v. 55 (3), p. 361—376, doi: 10.1134/S0016852121030092.

Wang E., Kirby E., Furlong K.P., van Soest M., Xu G., Shi X., Kamp P.J.J., Hodges K.V. Two-phase growth of high topography in eastern Tibet during the Cenozoic // Nat. Geosci., 2012, v. 5 (9), p. 640—645, doi: 10.1038/ngeo1538.

Wang M., Shen Z.K. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2020, v. 125, e2019JB018774, doi: 10.1029/2019JB018774.

Wang M., Shen Z., Niu Z., Zhang Z., Sun H., Gan W., Wang Q., Ren Q. Contemporary crustal deformation of the Chinese continent and tectonic block model [in Chinese] // Sci. China (Ser. D), 2003, v. 33 (z1), p. 21—33.

Wang Q., Zhang P., Freymueller J.T., Bilham R., Larson K., Lai X., You X., Niu Z., Wu J., Li Y., Liu J., Yang Z., Chen Q. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements // Science, 2001, v. 294, p. 574—577, doi: 10.1126/science.1063647.

Wang W., Zheng W., Zhang P., Li Q., Kirby E., Yuan D., Zheng D., Liu C., Wang Z., Zhang H., Pang J. Expansion of the Tibetan Plateau during the Neogene // Nat. Commun., 2017, v. 8, 15887, doi: 10.1038/ncomms15887.

Wei W., Unsworth M., Jones A., Booker J., Tan H., Nelson D., Chen L., Li S., Solon K., Bedrosian P., Jin S., Deng M., Ledo J., Kay D., Roberts B. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies // *Science*, 2001, v. 292 (5517), p. 716—719, doi: 10.1126/science.1010580.

Wessel P., Luis J.F., Uieda L., Scharroo R., Wobbe F., Smith W.H.F., Tian D. The generic mapping tools version 6 // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2019, v. 20 (11), p. 5556—5564, doi: 10.1029/2019GC008515.

Woodruff W.H., Jr., Horton B.K., Kapp P., Stockli D.F. Late Cenozoic evolution of the Lunggar extensional basin, Tibet: Implications for basin growth and exhumation in hinterland plateaus // *GSA Bull.*, 2013, v. 125 (3—4), p. 343—358, doi: 10.1130/B30664.1.

Wu X., Xiang Y., Tang F. Study on current crustal deformation of the Himalayan tectonic zone by GPS strain-rate estimation and focal mechanism stress inversion [in Chinese] // *Chin. J. Geophys.*, 2020, v. 63 (8), p. 2924—2939, doi: 10.6038/cjg2020N0362.

Xia S., Shi L., Li Y., Guo L. Velocity structures of the crust and uppermost mantle beneath the north-eastern margin of Tibetan plateau revealed by double-difference tomography [in Chinese] // *Chin. J. Geophys.*, 2021, v. 64 (9), p. 3194—3206, doi: 10.6038/cjg2021O0514.

Xu Q., Hetzel R., Hampel A., Wolff R. Slip rate of the Danghe Nan Shan thrust fault from ^{10}Be exposure dating of folded river terraces: Implications for the strain distribution in Northern Tibet // *Tectonics*, 2021, v. 40, e2020TC006584, doi: 10.1029/2020TC006584.

Xu X., Wang F., Zheng R., Chen W., Ma W., Yu G., Chen G., Tapponnier P., Van Der Woerd J., Meriaux A.S., Ryerson F.J. Late Quaternary sinistral slip rate along the Altyn Tagh fault and its structural transformation model // *Sci. China Ser. D Earth Sci.*, 2005, v. 48 (3), p. 384—397, doi: 10.1360/02yd0436.

Yang H., Yang X., Zhang H., Huang X., Huang W., Zhang N. Active fold deformation and crustal shortening rates of the Qilian Shan Foreland Thrust Belt, NE Tibet, since the Late Pleistocene // *Tectonophysics*, 2018, v. 742—743, p. 84—100, doi: 10.1016/j.tecto.2018.05.019.

Yang H., Wang D., Guo R., Xie M., Zang Y., Wang Y., Yao Q., Cheng C., An Y., Zhang Y. Rapid report of the 8 January 2022 M_{S} 6.9 Menyuan earthquake, Qinghai, China // *Earthquake Res. Adv.*, 2022, v. 2 (1), 100113, doi: 10.1016/j.eqrea.2022.100113.

Yang Z., Chen Y., Zhang X., Song X. S-wave velocity structure and radial anisotropy in eastern and north-eastern margins of Tibetan plateau [in Chinese] // *Chin. J. Geophys.*, 2019, v. 62 (12), p. 4554—4570, doi: 10.6038/cjg2019N0149.

Yao H., Beghein C., Van der Hilst R.D. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis — II. Crustal and upper-mantle structure // *Geophys. J. Int.*, 2008, v. 173 (1), p. 205—219, doi: 10.31223/osf.io/h9y2n.

Yao W., Liu-Zeng J., Osokin M.E., Wang W., Li Z., Prush V., Zhang J., Shao Y., Yuan Z., Klinger Y. Reevaluation of the Late Pleistocene slip rate of the Haiyuan Fault near Songshan, Gansu Province, China // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2019, v. 124 (5), p. 5217—5240, doi: 10.1029/2018JB016907.

Yin A., Harrison T.M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2000, v. 28, p. 211—280, doi: 10.1146/annurev.earth.28.1.211.

Yuan D.Y., Champagnac J.-D., Ge W.-P., Molnar P., Zhang P.-Z., Zheng W.-J., Zhang H.-P., Liu X.-W. Late Quaternary right-lateral slip rates of faults adjacent to the lake Qinghai, northeastern margin of the Tibetan Plateau // *GSA Bull.*, 2011, v. 123 (9—10), p. 2016—2030, doi: 10.1130/B30315.1.

Zhang B., Zheng W., Li T., Wang W., Chen J., Li Z., Li X., Duan L. Late Cenozoic fold deformation in the northern margin of Qaidam Basin and southward propagation of Qilian Shan // *Tectonophysics*, 2022, v. 822, 229153, doi: 10.1016/j.tecto.2021.229153.

Zhang P.-Z., Shen Z., Wang M., Gan W., Bürgmann R., Molnar P., Wang Q., Niu Z., Sun J., Wu J., Hanrong S., Xinzhaoy. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data // *Geology*, 2004, v. 32 (9), p. 809—812, doi: 10.1130/G20554.1.

Zhang P.-Z., 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, v. 26, TC5010, doi: 10.1029/2006TC002014.

Zheng D., Wang W., Wan J., Yuan D., Liu C., Zheng W., Zhang H., Pang J., Zhang P. Progressive northward growth of the northern Qilian Shan–Hexi Corridor (northeastern Tibet) during the Cenozoic // *Lithosphere*, 2017a, v. 9 (3), p. 408—416, doi: 10.1130/L587.1.

Zheng G., Wang H., Wright T.J., Lou Y., Zhang R., Zhang W., Shi C., Huang J., Wei N. Crustal deformation in the India-Eurasia collision zone from 25 years of GPS measurements // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017b, v. 122 (11), p. 9290—9312, doi: 10.1002/2017JB014465.

Zheng W.-J., Zhang P.-Z., He W.-G., Yuan D.-Y., Shao Y.-X., Zheng D.-W., Ge W.-P., Min W. 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, v. 584, p. 267—280, doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.006.