

¹Абдрахматов К.Е., ²Ризза М., Р. ³Уолкер, ⁴Кэмпбел Г., ³Джексон Д., ³Маккензи Д.

¹Институт сейсмологии НАН КР,

г. Бишкек, Кыргызстан

²Университет Марселя, Франция

³Кэмбриджский Университет, Англия

⁴Оксфордский Университет, Англия

ПОВТОРЯЕМОСТЬ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

Аннотация. Вдоль сегмента Кылдау методом тренчинга мы определили, что, по крайней мере, два разрушительных землетрясения (и, возможно, третье) произошли за последние 3800 лет. Мы обнаружили, что сегмент Кылдау не разрушался на поверхности, по крайней мере, с 420 лет до н.э. (возможно, в течение последних 2700 лет), что делает этот сегмент разлома потенциальным кандидатом на возникновение землетрясения с $M > 7.0$ в будущем.

Ключевые слова: интервалы повторения, сильные землетрясения, скорости смещения, активные разломы, метод тренчинга.

КЕЧ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНДЕГИ ТАЛАС-ФЕРГАНА ЖАРАҢКАСЫНЫН ЗОНАСЫНДАГЫ КҮЧТҮҮ ЖЕР ТИТИРӨӨЛӨРДҮН КАЙТАЛАНУУЧУЛУГУ

Кыскача мазмуну. Кылдау сегментин бойлото тренчинг ыкмасы менен, бул жерде жок дегенде эки талкалунучу жер титирөө (жана, балким, үчүнчү) акыркы 3800 жыл болгону аныкталган. Андан тышкары, бул сегментин арасында, жок дегенде, 420 жылга биздин доорго чейин (балким, акыркы 2700 жыл) катуу жер титирөө болгон эмес. Ошундуктан бул жараканын сегменти магнитудасы $M > 7.0$ ашкан келечекте катуу титирөө болушуна потенциалдуу талапкер.

Негизги сөздөр: кайталануу аралыгы, күчтүү жер титирөөлөр, жылыш ылдамдыгы, активдүү жарака, тренчинг ыкмасы.

RECURRENCE OF STRONG EARTHQUAKES IN THE ZONE OF THE TALAS-FERGANA FAULT IN THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE

Abstract. Along the Kyldau segment, we have determined by trenching that at least two devastating earthquakes (and possibly a third) have occurred in the last 3800 years. We found that the Kyldau segment has not collapsed at the surface since at least 420 BC. (possibly during the last 2700 years), making this segment of the fault a potential candidate for an $M > 7$ earthquake in the future.

Keywords: recurrence intervals, strong earthquakes, displacement rates, active faults, trenching.

Тянь-Шаньский ороген образует активный внутриконтинентальный вытянутый горный пояс длиной 2500 км, который простирается от Узбекистана до западного Китая (рисунок 1). В кайнозойе Тянь-Шань был реактивирован из-за продолжающегося столкновения Индии и Евразии [1, 2]. Низкотемпературные термохронологические данные показывают, что эта кайнозойская реактивация началась в позднем эоцене-

олигоцене [1, 3, 4, 5, 6]. В настоящее время Тянь-Шань поглощает активную деформацию между двумя устойчивыми блоками земной коры: Казахской платформой и Таримским бассейном на севере и юге, соответственно (рисунок 1). Ороген сейсмически активен, в течение последних столетий в его пределах произошло несколько крупных внутриплитных землетрясений ($M > 7.5$) вдоль крупномасштабных разломов, простирающихся с востока на запад. Данные Глобальной системы позиционирования (GPS) указывают на то, что на долготе Кыргызстана сокращение по поперек хребтов Тянь-Шаня составляет ~ 20 мм / год [7, 8].

Деформации в пределах Тянь-Шаня распределены по всей ширине горного пояса, в основном по надвиговым разломам, со скоростями смещения крыльев разломов в позднечетвертичное время от ~ 0.1 до 3 мм / год [9, 10]. Коллизия между Индией и Евразией также активизировала серию крупных континентальных сдвиговых разломов (рисунок 1), которые могут играть важную роль в сокращении земной коры и в возникновении вращений блоков [1, 2, 11, 12]. Эти правосторонние сдвиги, простирающиеся с северо-запада на юго-восток, пересекают внутреннюю часть Тянь-Шаня (рисунок 1) и признаны активными из-за очевидных смещений молодых форм рельефа [11, 13, 14]. Недавние палеосейсмологические исследования, проведённые в восточной части Тянь-Шаня и Джунгарии, показывают, что эти крупномасштабные разломы имеют потенциал реактивации во время сильных землетрясений ($M_w > 7.5$) и имеют длительное время повторяемости (несколько тысяч лет) [11, 15, 16, 17, 18].

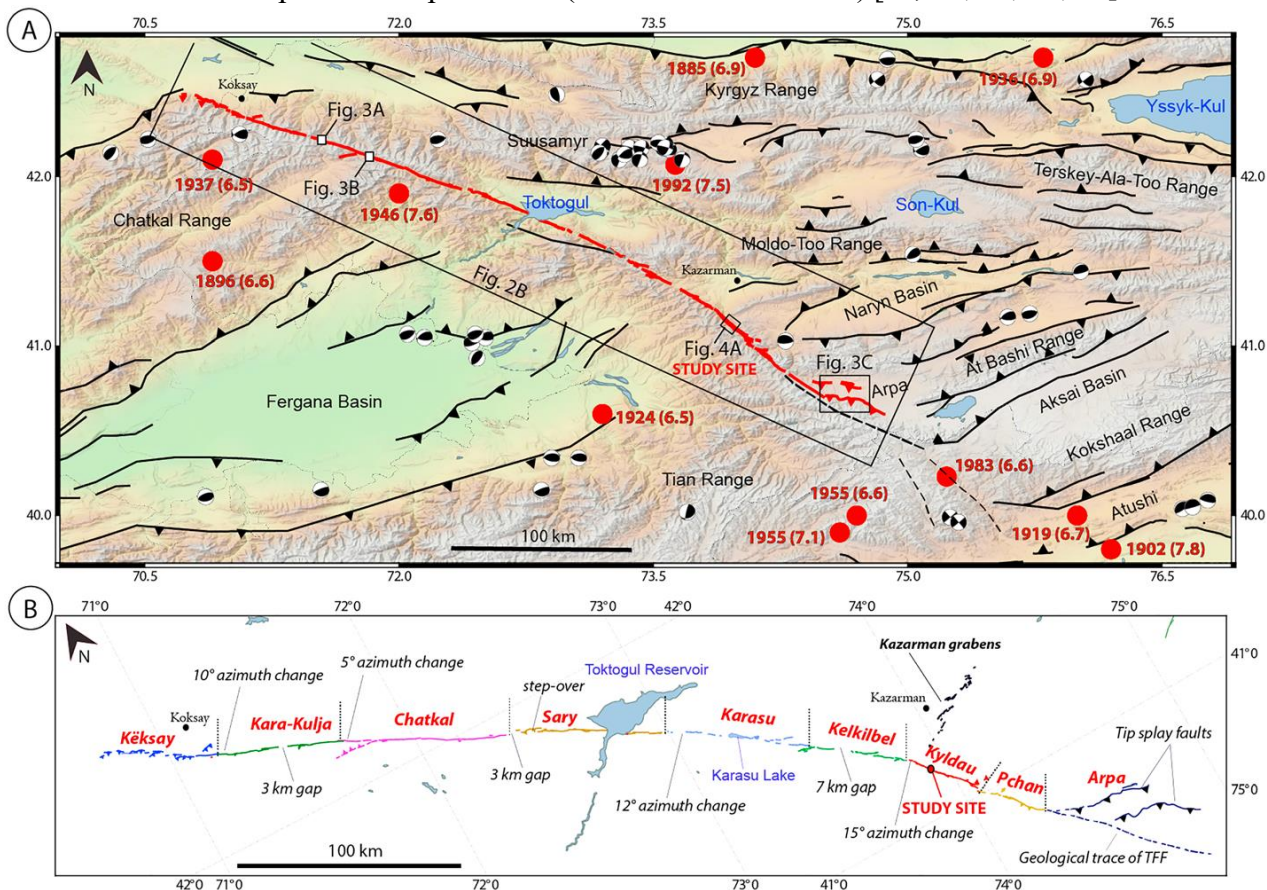


Рисунок 1. (а) Топография (SRTM) и активные разломы западного и центрального Тянь-Шаня. Активные разломы показаны чёрным цветом, а Таласо-Ферганский разлом - красным. Инструментальная и историческая сейсмичность ($M > 6.5$) из [19] представлена красными кружками, а механизмы очагов взяты из [20]. Чёрным прямоугольником показано расположение на Рисунке 2 (б). Разломная сегментация Таласо - Ферганского разлома на основе нашего картирования. Каждый цвет

представляет собой отдельный сегмент неисправности (названия выделены красным). Мы определяем девять сегментов разломов на основе их геометрических характеристик. Район наших детальных исследований расположен на участке Кылдау (показан красной точкой).

В Центральном Тянь-Шане крупнейшим внутриконтинентальным сдвигом является Каратау-Талас-Ферганский разлом (ТФР) северо-западного простирания (рисунки 1 и 2а). Этот разлом классически подразделяется на два основных сегмента: Каратауский сегмент на севере и Таласско-Ферганский разлом (ТФП) на юге [21, 13, 22]. ТФР очерчивает границу между Ферганской впадиной, вращающейся против часовой стрелки на запад, и центральным Тянь-Шанем на востоке [1, 8, 23]. В [13] предположили, что начало реактивации ТФР произошло в период 12.5 – 4 млн. лет, в то время как [1] поместил его около 25 млн. лет назад. Вдоль ТФР максимальное латеральное кумулятивное смещение коренных пород оценивается в 12–14 км [13], что делает этот разлом одной из основных структур в регионе. ТФР соединяется с многочисленными надвигами и сопутствующими складчатыми структурами в своей северной и южной части (рисунок 2), которые интерпретируются как транспрессионные структуры [1]. Тем не менее, окончание южной оконечности ТФР до сих пор не ясно. Одни авторы считают, что разлом заканчивается разломом в бассейне Атуши, другие – что он продолжается на юг в бассейн Тарим [1, 24].

Смещённые формы рельефа отмечаются на всём участке разлома, но роль, кинематика и скорость деформации ТФР в позднем плейстоцене-голоцене до сих пор имеют ряд невыясненных вопросов. Что касается скоростей смещения крыльев разлома, то проведённые ранее исследования показали, что (1) скорость смещения крыльев ТФР составляет около 10 – 20 мм / год [13, 25, 26], (2) TFF – это граница с низкой скоростью смещения около 4 мм / год [27, 28], или (3) геодезические скорости составляют около 2 мм / год [7, 8, 23].

Для выяснения некоторых из указанных вопросов мы провели палеосейсмологический и морфотектонический анализ в долине Кылдау, расположенной в южной части ТФР (звёздочка на рисунке 1) [29]. Мы использовали спутниковые снимки с высоким разрешением 0.7 м (Worldview), чтобы составить карту морфологического выражения TFF в этом горном регионе и выявить смещённые русла и аллювиальные поверхности. Для определения скорости смещения, поверхность конуса выноса в долине Кылдау (41.140° с.ш., 73.937° в.д.) была исследована с использованием кинематической GPS в реальном времени, что позволило построить цифровую модель рельефа с разрешением 1 м. Чтобы определить возраст этой аллювиальной поверхности, мы собрали пробы в обнажениях в отложениях конуса выноса. Мы применили все доступные методы датирования (космогенные нуклиды (TCN), люминесцентный и радиоуглеродный методы), чтобы точно датировать отложения конуса выноса и исходя из этого - оценить скорость четвертичного смещения. Чтобы выявить древние землетрясения на участке Кылдау, была пройдена траншея через подпруду, образованную на этой аллювиальной поверхности. Вместе эти подходы позволили нам выявить сегментацию разломов и потенциальные магнитуды для ТФР и другие вопросы.

Несмотря на четкие морфологические свидетельства современных смещений вдоль ТФР, нет никаких исторических или инструментальных записей о сильных землетрясениях ($M > 7.0$) вдоль разлома с 250 г. до н. э. (рисунок 1а). Единственным потенциальным кандидатом на историческое землетрясение такой силы является Чаткальское событие 1946 года с магнитудой 7.6 (рисунок 1), которое привело к сильному повреждению зданий в эпицентральной зоне площадью 1500 км² [30]. Точное положение этой эпицентральной зоны до сих пор обсуждается и находится в

малонаселённой местности, где ТФР пересекает узкие долины и высокий рельеф [31, 32]. Никаких явных разрывов поверхности вдоль ТФР не зарегистрировано, но крупные оползни и камнепады, возникшие в Чаткальском хребте, были связаны с Чаткальским событием 1946 года [19]. По этим причинам было высказано предположение, что это землетрясение было вызвано реактивацией юго-западного разлома, параллельного ТФР [33], или надвига, простирающегося на северо-восток, примерно параллельно Чаткальскому хребту [32]. С 1946 г. в районе ТФР не происходило сильных землетрясений, и, хотя сведения по инструментальной сейсмичности редки, данные свидетельствуют о том, что в настоящее время разлом заблокирован. Совсем недавно сеймотектоническое исследование, проведённое в Ферганском бассейне и прилегающих районах, предоставило доказательства кластера событий 2009 года. Решения в плоскости разлома показали чёткий механизм сдвига (простираение = 20° , падение = 80° , угол наклона = -10°), что хорошо согласуется с параметрами ТФР [34].

Некоторые сегменты разломов ТФР широко изучены [13, 26, 35]. К ним относятся палеосейсмические исследования вдоль ТФР с упором на морфологический анализ конусов выноса и хребтов. Первые полевые измерения выносов вдоль разлома и первые радиоуглеродные измерения возраста, полученные из связанных органических отложений, были выполнены в 1990-х годах [13, 36]. Эти авторы предположили, что начало отложения органических веществ в водоёмах вдоль ТФР могло быть связано с сейсмическими событиями. Аналогичные исследования провели и другие авторы [37, 26]. Все указанные исследователи едины в мнении, что скорость смещений крыльев разлома составляет от ~ 10 до ~ 20 мм/год. Однако ни одно из значений скорости смещения не основано на смещениях, определённых посредством количественного геохронологического анализа самих аллювиальных поверхностей, и поэтому должны рассматриваться как максимальная скорость скольжения [32].

Проведённые исследования позволили предшествовавшим авторам предположить, что в XIV-XVII веках смещения в зоне ТФР вызвали серию сильных землетрясений с косейсмическими сдвиговыми смещениями в несколько метров [37, 38]. Более того, некоторые исследователи утверждают, что повторяемость сильных землетрясений, вызывающих поверхностные нарушения в зоне ТФР, составляет 300 лет [37]. Однако, исследования, проведённые позже, позволяют этим же исследователям [35] утверждать, что траншея, пройденная вдоль южной части сегмента Саты (см. местоположение на рисунке 2), выявила свидетельства единственного поверхностного разрыва моложе 2600 лет до н.э. Несмотря на плотный каталог радиоуглеродных дат, эти опубликованные исследования не показывают стратиграфических отношений между датированными четвертичными образованиями и зонами разломов.

Несмотря на то, что ТФР признан крупным сдвиговым разломом, он классически отображается как единый линейный сегмент, который продолжается более 500 км. Чтобы обеспечить точную карту сегментации, мы использовали изображения с высоким разрешением (Worldview, Pleiades и доступные изображения Google Earth) и полевые наблюдения для обзора активных трасс разлома ТФР. Основываясь на нашем картировании дистанционного зондирования, мы предлагаем (рисунок 2b) разделить ТФР на девять геометрических сегментов в зависимости от его изменения в простирании.

На северо-западной оконечности ТПФ Кексайский сегмент простирается на 120° с.ш. на 41 км. Вдоль этого сегмента морфология поверхностного разрыва едва различима на аэрофотоснимках, показывая серию эшелонированных обратных уступов, которые мы интерпретируем как размытые разломы. Этот сегмент неисправности отмечает конец активной трассы неисправности. Кумулятивные правосторонние сдвиги также наблюдаются в формах рельефа голоцена, когда разлом пересекает крутые ледниковые долины и смещает морены (42.348° с.ш., 71.084° в.д.).

Около 42.30° с.ш. TFF изгибается до азимута 110° с.ш. вдоль участка длиной 47 км, который определяет сегмент Кара-Кульджа. Четвертичных поверхностных разрывов между 42.24° и 42.23° с.ш. не наблюдается. Вдоль сегмента Кара-Кульджа разломы имеют протяжённость от 4 до 8 км и показывают чёткие правые смещения от нескольких десятков метров до нескольких сотен метров, когда они прорезают морены (рисунок 3а), хребты и русла рек.

На 42.16° с.ш. TFF меняет простирание на 5° , определяя начало Чаткальского сегмента. Трасса разлома здесь более прямолинейна на участке длиной 10 км, но около 42.11° с.ш. и 71.83° в.д. TFF разделяется на несколько выступов с сегментом взброса, простирающимся на 90° и падающим на север. Ближе к юго-востоку уступы разломов крутые и непрерывные, со свободными границами без растительности на участке длиной 47 км (рисунок 3б). Мы наблюдали многочисленные правосторонние, хорошо сохранившиеся овраги со смещением от ~ 5 до ~ 200 м, свидетельствующие о повторных землетрясениях в голоцене. Продолжение Чаткальского сегмента на юг через Чаткальскую долину неясно, с 5-километровым перерывом в морфологии поверхности перед переходом к сегменту Сары. Мы интерпретируем эту область как возможный переход.

К югу сегмент Сары достигает 113° N на ~ 53 км и демонстрирует чёткую сегментацию с линейными уступами длиной от 4 - 6 км, связанными со ступенями. На гребнях, ручьях и аллювиальных поверхностях выделяются многочисленные смещённые формы рельефа.

На 41.67° с.ш. сегмент Карасу изгибается до 125° с.ш., трасса разлома пересекает горные районы и более сегментирована, и её трудно проследить на высоком рельефе с прерывистыми и более распределёнными поверхностными разломами вдоль участка длиной 45 км.

Вдоль сегмента Келкибель, простирающегося на 125° N на 35 км, морфология разлома плохо сохранилась, но имеет чёткую сегментацию (на нашем картировании есть пробел в 7 км, где мы не смогли найти уступ позднего плейстоцена / голоцена).

На 41.42° с.ш. сегмент Кылдау пересекает 140° с.ш. вдоль участка длиной 28 км, с явными свидетельствами недавней активности, включая хорошо сохранившиеся уступы и водотоки. Трасса разлома выглядит линейной и проходит вдоль врезанных долин до 41.04° с.ш., где трасса разлома разделяется на два основных геометрических сегмента: один простирается под углом 140° N, а другой - изогнутый прядь разлома с простиранием под углом 95° N. В бассейне Казарман (рисунок 2б) мы нанесли на карту нормальные уступы разломов, затрагивающие аллювиальные поверхности, которые мы интерпретируем как возможное выражение складчатого изгиба слепого взброса, падающего на юг, простирающегося к юго-востоку-северо-западу и, возможно, связанного с TFF на глубине.

Сегмент Пчан, простирающийся до 140° N, простирается более чем на 24 км с чёткими обратными разворотами. Продолжение TFF на юг неясно, и в нашем картировании поверхностных разрывов трудно проследить след TFF на участке длиной 9 км.

Наконец, кажется, что самый южный сегмент сдвигового TFF заканчивается системой надвигов в бассейне Арпа (см. местоположение на рисунке 2), где два параллельных уступа взброса с азимутом 93° N, падающие на юг, разделены расстоянием ~ 10 км (рисунок 3в). Однако эти два обратных сегмента до сих пор не были описаны. Используя изображения SPOT 6/7, мы наблюдали явные свидетельства недавнего разлома с хорошо сохранившимися уступами разломов, идущими у подножия горных хребтов. Детальное картирование показывает смещение в моренах и приподнятые заброшенные поверхности наносов и конусов (рисунок 3д). Четвертичные поверхностные разломы в бассейне Арпа затухают в районе 74.88° восточной долготы.

Геологический след TFF на юг легко увидеть на спутниковых снимках, но мы не смогли нанести на карту четвертичные поверхностные разрывы, связанные с недавними разломами на этих участках. Вопреки предыдущим исследованиям, в которых авторы предложили продолжение TFF до Таримского бассейна [1] (Bande et al., 2015), мы предполагаем, что эти два взброса можно интерпретировать как хвощи, отмечающие южный конец активного TFF.

Вдоль сегмента Кылдау мы прошли траншею (рисунок 2) и определили, что по крайней мере два разрушительных землетрясения (и, возможно, третье) произошли за последние 3800 лет. Мы обнаружили, что сегмент Кылдау не разрушался на поверхности, по крайней мере, с 420 лет до н.э. (возможно, в течение последних 2700 лет), что делает этот сегмент разлома потенциальным кандидатом на создание землетрясения с $M > 7.0$ в будущем.

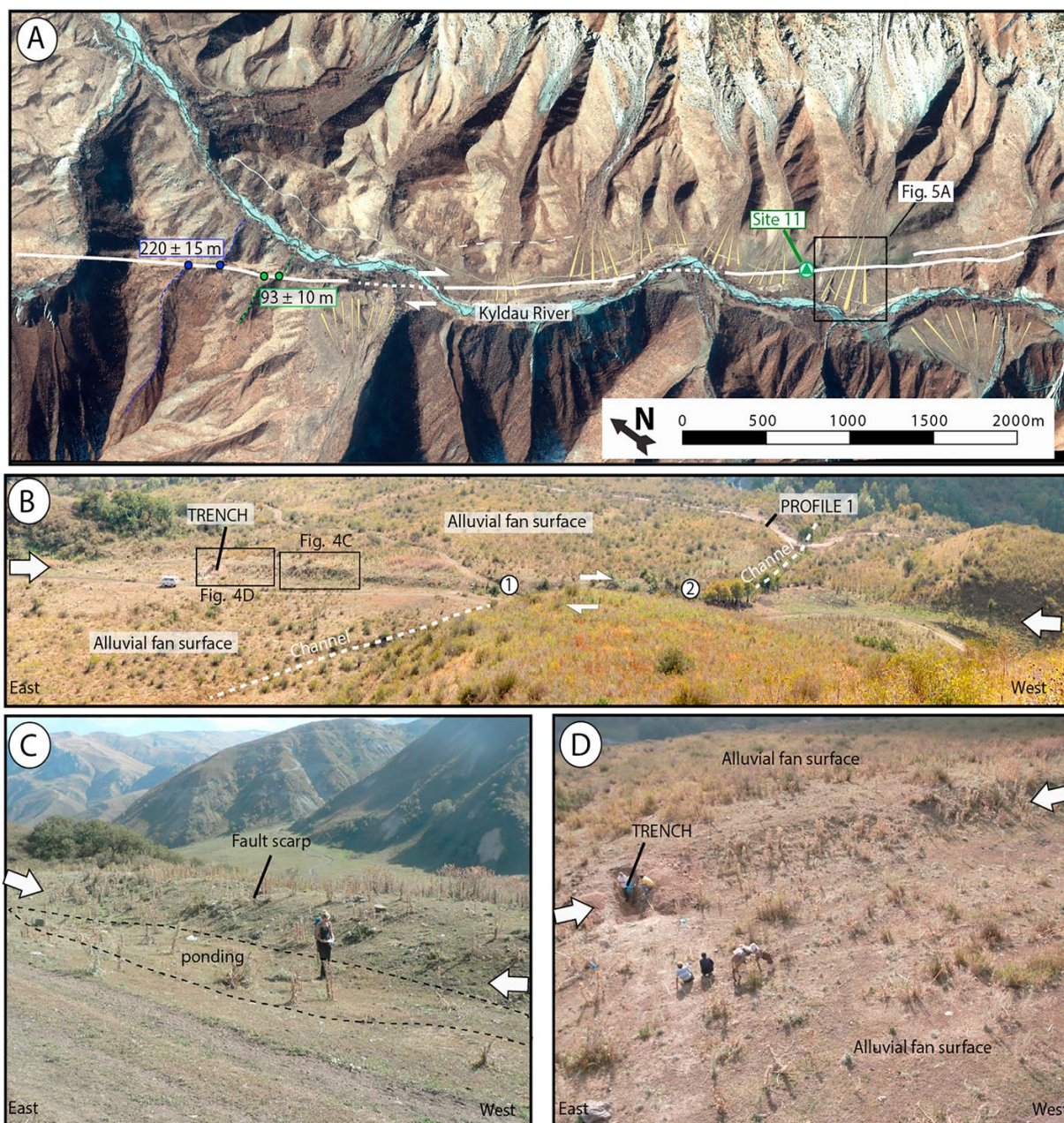


Рисунок 2. (а). Спутниковый снимок сегмента Кылдау. Расположение этого места показано на рисунке 2а. Белая линия показывает расположение линии разлома на поверхности. Зелёные и синие пунктирные линии обозначают линии, соответствующие

кумулятивным смещениям водотоков, измеренные вдоль разлома. Соответствующие цветные точки указывают места, использованные для измерения смещений. Зелёная метка «site 11» и зелёный треугольник относятся к месту, которое цитируется по [13]. (б). Панорама исследуемой территории с белыми стрелками, указывающими на линию разлома, и номерами 1 и 2 (белыми точками) соответствующим точкам, использованным для измерения кумулятивного смещения водотока, величиной 27 ± 5 м, представленные на рисунке 5. Направление водоток показано белой пунктирной линией. Расположение траншеи, расположение профиля 1 и участка отбора проб указано на фотографии. (с). Полевая фотография пересечения уступа разлома поверхностью конуса выноса на исследуемом участке до проходки траншеи. Обрыв ~ 0.5 - 1.5 м высотой (см. шкалу) обращён к северу, у подножия которого образовался пруд с водой и отложениями. (д). Вид на траншею с юга.

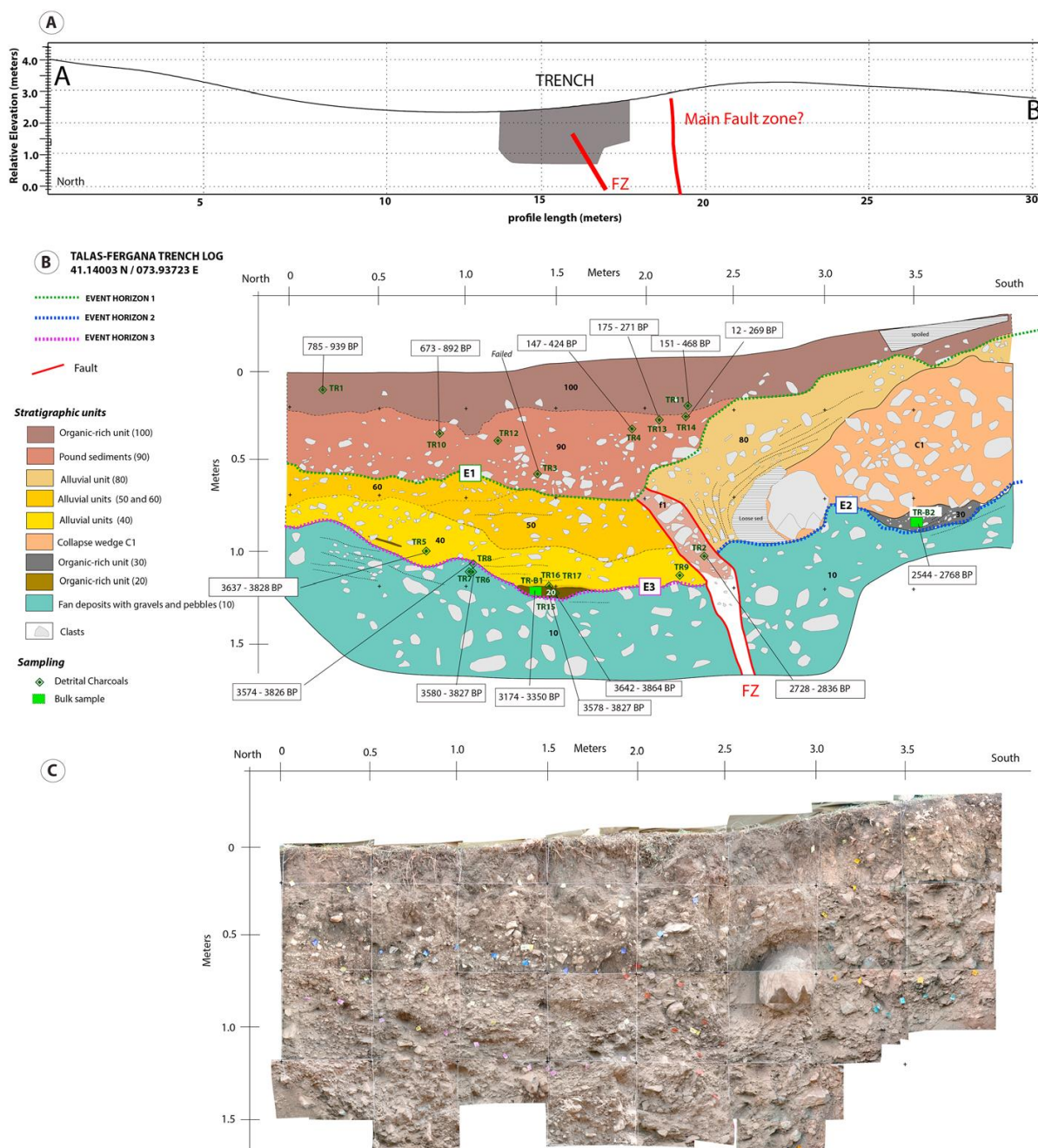


Рисунок 3. Палеосейсмические исследования на сегменте Кылдау. (а). Топографический профиль по уступу разлома. Положение траншеи показано серым

цветом; разломы представлены толстыми красными линиями. (b). Интерпретация южной стенки траншеи (подробности см. в тексте) с указанием положения образцов на радиоуглеродный анализ, собранных в траншее. Калиброванный возраст с использованием кривых Intcal13 [39]. c). Орто-фотомозаика траншеи.

Несмотря на чёткие морфологические свидетельства четвертичного разломообразования вдоль ТФР, нет никаких исторических или инструментальных свидетельств сильных землетрясений ($M > 7.0$). Однако, если ТФР может «вспороться» во время единичного события, оно может быть причиной сильных сотрясений. Если учесть, что землетрясение взламывает всю длину трассы разлома (400 км), предполагая минимальную сейсмогенную толщину 20 км [20] и используя известные соотношения, мы оцениваем минимальные потенциальные моментные магнитуды от $M_w \sim 7.8$ до $M_w \sim 8.3$ [40]. Эти рассчитанные потенциальные магнитуды согласуются с историческими землетрясениями, которые известны в Центральном и Западном Тянь-Шане. Последнее сильное землетрясение, вызвавшее протяжённый поверхностный разрыв - это Чон-Кеминское землетрясение 1911 года с кумулятивной длиной разлома 155 – 195 км. [41, 42]. Во время этого землетрясения активизировалось 13 сегментов разломов со средней величиной смещения в 3 – 4 м и максимальным смещением < 14 м, что соответствует моментным магнитудам M_w от 7.8 до 7.9 [42]. В 1889 г. Чиликское землетрясение вспороло несколько разломов, общей длиной не менее 175 км, в результате чего произошло на поверхности образовалось три участка сдвигов, разделённых спокойными участками несколько километров [15]. По нашим оценкам косейсмические подвижки достигали 10 м при потенциальной магнитуде $M_w 8.0 - 8.3$. На северо-востоке Тянь-Шаня разлом Лепсы, вероятно, «вспоролся» не менее 120 км при землетрясении с $M_w 7.5 - 8.2$. с возникновением 10 м вертикального смещения в сочетании со значительным сдвиговым компонентом [16].

В этом исследовании, пересматривая следы свежих разрывов, основываясь на вариациях направления простирания, мы предлагаем сегментировать ТФР на девять геометрических сегментов. Мы заметили, что степень сохранности уступа в морфологии варьирует по сегментам. Вдоль Кара - Кульджинского и Чаткальского участков, мы наблюдаем «свежие» поверхности разрывов (рисунок 3а и 3б), в то время как на остальных участках уступы разломов менее хорошо сохранились. Сохранение морфологии разломов, как это видно на наших спутниковых снимках и в поле (рисунок 3б), предполагает, что Чаткальский сегмент мог быть недавно повторно активирован во время землетрясения [30]. Потенциальным кандидатом на реактивацию этого сегмента может стать Чаткальское землетрясение 1946 г. (рисунок 1 и 2а), но для подтверждения требуются новые исследования этой гипотезы.

Мы также предлагаем, чтобы различные сегменты разлома были разделены геометрическими разрывами (переходами и изгибами), которые оказывают прямое влияние на возникновение, местоположение и окончание разрывов землетрясений [43, 44, 45] и могут играть роль в подавлении размножения разрыв умеренных землетрясений [46]. Все эти морфологические и геометрические наблюдения имеют сильные последствия для сейсмогенного потенциала разлома ТФР. Действительно, если учесть, что только один сегмент ТФР может разорваться во время одного события, ожидаемая величина снижается. Основываясь на этом предположение, потенциальная длина разрыва для каждого сегмента составляет от 35 до 50 км, моментные магнитуды в диапазоне от $M_w 6.9$ до 7.1 [40, 46]. Учитывая определённую скорость скольжения от 2.2 до 6.3 мм / год для этого участка ТФР, мы ожидаем повторяемость порядка 500–1500 лет между землетрясениями. Землетрясения с $M > 8.0$ подразумевают время повторяемости порядка нескольких тысяч лет, необходимых для того, чтобы накопить

достаточно деформации для разрыва, что лучше согласуется с палеосейсмическими и историческими каталогами землетрясений.

Проведённые палеосейсмические исследования впервые выявили чёткую корреляцию между отложениями отложений и поверхностными нарушения на участке Кылдау. Наша интерпретация стратиграфических соотношений отложений, видимых в стенке траншеи, показывает, что по крайней мере два землетрясения (и, возможно, три) разрушили поверхность после голоценовых отложений конуса выноса. Объединение этих новых данных с ранее опубликованными палеосейсмическими данными и сегментацией разломов на основе нашего картирования позволяет обсудить сейсмическое поведение TFF.

В нашей траншее важным результатом является то, что радиоуглеродный возраст указывает на то, что последнее сильное землетрясение произошло раньше, чем 420 лет, но произошло в течение последних 2700 лет. Вдоль участка Карасу [25] предположили, что возраст оползней может быть связан с палеоземлетрясениями. Погребённые палеопочвы, датированные радиоуглеродом интерпретируются как запись землетрясения силой ~ 10 баллов. Более того, наш палеосейсмический результат согласуется с интерпретациями траншеи, выкопанной через сегмент Сары, недалеко от Токтогульского водохранилища [36]. Там интерпретация показывает один разрыв первичной поверхности за последние 2617 ± 430 лет. Аналогичным образом, ~ 22 км к северу, [26] нашли доказательства разрыва поверхности моложе 2330–2470 кал. Это поднимает вопрос о том, возникало ли в пределах ТФР землетрясение, при котором в поверхностное разрывообразование были вовлечены, по крайней мере, сегменты Кылдау, Келкилбель, Карасу и Сары (рисунок 2b). Если мы примем, что эти сегменты была реактивированы во время одного события, потенциальный разрыв поверхности между долиной Кылдау и Токтогульским водохранилищем составляет ~ 120 км, а соответствующая моментная величина $M_w \sim 7.5$ по данным [40]. Кроме того, значения косейсмических смещений вдоль различных сегментов разлома отсутствует, но минимальное смещение, которое мы измерили на участке Кылдау, составляет ~ 10 –11 м, аналогично смещению из 12 м, о которых сообщили [13]. Это значение смещения на удивление велико, но находится в диапазоне косейсмических колебаний. Таким образом, рассчитанные потенциальные величины сопоставимы с историческими палеоземлетрясения, зарегистрированные для хребта Тянь-Шаня и его окрестностей [15, 16, 42].

Как мы указывали выше, были обнаружены свидетельства второго сейсмического события, потенциально зарегистрированного коллювиальным клином C1. Этот «событийный горизонт» заключён между слоями, датированными 2756 и 3273 лет назад, при кумулятивном смещении в 23 – 24 м. [43] также сообщают об аналогичной радиоуглеродной дате 2320 ± 40 лет от 2163 до 2459 кал. для богатого органическими веществами пруда понижения, который они интерпретировали как постдатирование палеоразрыва вдоль Сегмент Кылдау.

Третий горизонт событий в нашем желобе датируется 3667–3810 кал. Интересно, что всего несколько в сотнях метров от нашего участка траншеи [13] сообщили об аналогичном возрасте 3729 – 4241 кал. (3670 ± 80 Б.П.; Бета-47555; рисунок 3), из богатого органическими веществами уровня, погребённого под песками, глинами и гравием. Однако авторы использовали этот радиоуглеродный возраст для оценки скорости смещения, связав её с расстоянием 60 м, из которых они вывели скорость геологического смещения – 8 – 21 мм/год. Наши данные согласуются с вероятной датой возникновением землетрясения около 3700 лет назад, но мы утверждаем, что нереально, чтобы 60-метровое смещение накопилось всего за три землетрясения.

Наши палеосейсмические исследования показывают, что по крайней мере два землетрясения произошли в период между 420 и 3810 Б.Р., что означает среднее время повторения ~ 2200 лет. Это время повторения аналогично ожидаемому, предполагая, что наименьшее смещение ~ 10 м, измеренное вдоль сегмента Кылдау, является репрезентативным значением (характерное смещение) для прошлых сильных землетрясений и средняя максимальная скорость скольжения составляет ~ 4.9 мм/год. Это расчётная скорость смещения соответствует возникновению землетрясений $M \sim 8$ с большими (несколько тысяч лет) интервалами повторяемости. Однако, если мы предположим сценарий с тремя землетрясениями, это даёт меньшее время повторяемости равное ~ 730 лет - 1450 лет, что подразумевает переменное поведение в сейсмическом цикле на TFF. Учитывая ограниченное количество данных в настоящее время для TFF, невозможно проверить, разрывается ли разлом по сегментам или происходят перерывы во время очень крупных событий. Только систематические палеосейсмические исследования на отдельных участках разрешат этот спор.

Литература

1. Bande, A., Sobel, E. R., Mikolaichuk, A., & Acosta, V. T. (2015). Talas–Fergana Fault Cenozoic timing of deformation and its relation to Pamir indentation. *Geological Society, London, Special Publications*, 427(1), 295–311. <https://doi.org/10.1144/SP427.1>.
2. Bosboom, D.-N., Huang, Y., & Guo (2014). Oligocene clockwise rotations along the eastern Pamir: Tectonic and paleogeographic implications. *Tectonics*, 33, 53–66. <https://doi.org/10.1002/2013TC003388>.
3. Buslov, M. M., De Grave, J., Bataleva, E. A. V., & Batalev, V. Y. (2007). Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(2-3), 205–214.
4. De Grave, J., Glorie, S., Buslov, M. M., Stockli, D. F., McWilliams, M. O., Batalev, V. Y., & Van den Haute, P. (2013). Thermo-tectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz northern Tien Shan, Central Asia). *Gondwana Research*, 23(3), 998–1020. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.014>.
5. Jia, Y., Fu, B., Jolivet, M., & Zheng, S. (2015). Cenozoic tectono-geomorphological growth of the SW Chinese Tien Shan: Insight from AFT and detrital zircon U–Pb data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 395–413. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.06.023>.
6. Sobel, E. R., Chen, J., & Heermance, R. V. (2006). Late Oligocene–Early Miocene initiation of shortening in the southwestern Chinese Tien Shan: Implications for Neogene shortening rate variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 247(1-2), 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.048>.
7. Abdrakhmatov, K. Y., Aldazhanov, S. A., Hager, B. H., Hamburger, M. W., Herring, T. A., Kalabaev, K. B., et al. (1996). Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature*, 384(6608), 450–453. <https://doi.org/10.1038/384450a0>.
8. Zubovich, A. V., Wang, X., Scherba, Y. G., Schelochkov, G. G., Reilinger, R., Reigber, C., et al. (2010). GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions. *Tectonics*, 29, TC6014. <https://doi.org/10.1029/2010>.

9. Goode, J. K., Burbank, D. W., & Ormukov, C. (2014). Pliocene-Pleistocene initiation, style, and sequencing of deformation in the central Tien Shan. *Tectonics*, 33, 464–484. <https://doi.org/10.1002/2013TC003394>.
10. Thompson, S. C., Weldon, R. J., Rubin, C. M., Abdrakhmatov, K., Molnar, P., & Berger, G. W. (2002). Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia. *Journal of Geophysical Research*, 107(B9), 2203. <https://doi.org/10.1029/2001JB000596>.
11. Campbell, G. E., Walker, R. T., Abdrakhmatov, K., Schwenninger, J., Jackson, J., Elliott, J. R., & Copley, A. (2013). The Dzhungarian fault: Late Quaternary tectonics and slip rate of a major right-lateral strike-slip fault in the northern Tien Shan region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 5681–5698. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50367>.
12. Yin, A. (2010). Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis. *Tectonophysics*, 488(1-4), 293–325. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.002>
13. Burtman, V. S., Skobelev, S. F., & Molnar, P. (1996). Late Cenozoic slip on the Talas-Ferghana fault, the Tien Shan, central Asia. *GSA Bulletin*, 108(8), 1004–1021. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<1004:LCSOTT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1004:LCSOTT>2.3.CO;2).
14. Tapponnier, P., & Molnar, P. (1979). Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions. *Journal of Geophysical Research*, 84(B7), 3425–3459. <https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03425>.
15. Abdrakhmatov, K. E., Walker, R. T., Campbell, G. E., Carr, A. S., Elliott, A., Hillemann, C., et al. (2016). Multisegment rupture in the 11 July 1889 Chilik earthquake (Mw 8.0–8.3), Kazakh Tien Shan, interpreted from remote sensing, field survey, and paleoseismic trenching. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 4615–4640. <https://doi.org/10.1002/2015JB012763>.
16. Campbell, G. E., Walker, R. T., Abdrakhmatov, K., Jackson, J., Elliott, J. R., Mackenzie, D., et al. (2015). Great earthquakes in low strain rate continental interiors: An example from SE Kazakhstan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 5507–5534. <https://doi.org/10.1002/2015JB011925>.
17. Grützner, C., Carson, E., Walker, R. T., Rhodes, E. J., Mukambayev, A., Mackenzie, D., et al. (2017). Assessing the activity of faults in continental interiors: Palaeoseismic insights from SE Kazakhstan. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 93–104. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.025>.
18. Landgraf, A., Kuebler, S., Hintersberger, E., & Stein, S. (2016). Active tectonics, earthquakes and palaeoseismicity in slowly deforming continents. *Geological Society, London, Special Publications*, 432(1), 1–12. <https://doi.org/10.1144/SP432.13>.
19. Januzakov, K., Omuraliev, M., Omuralieva, A., Ilyasov, B., & Grebennikova, V. (2003). Strong earthquakes of the Tien-Shan (within the Kyrgyzstan's territory and adjacent regions of the countries of Central Asia). Ilim, Bishkek. (Ilim). Bishkek.
20. Sloan, R. A., Jackson, J. A., McKenzie, D., & Priestley, K. (2011). Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension. *Geophysical Journal International*, 185(1), 1–29. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x>.
21. Alexeiev, D. V., Bykadorov, V. A., Volozh, Y. A., & Sapozhnikov, R. B. (2017). Kinematic analysis of Jurassic grabens of southern Turgai and the role of the Mesozoic stage in the evolution of the Karatau–Talas–Ferghana strike-slip fault, Southern Kazakhstan and Tian Shan. *Geotectonics*, 51(2), 105–120. <https://doi.org/10.1134/S0016852117020029>.

22. Rolland, Y., Alexeiev, D. V., Kröner, A., Corsini, M., Loury, C., & Monié, P. (2013). Late Palaeozoic to Mesozoic kinematic history of the Talas–Ferghana strike-slip fault (Kyrgyz West Tianshan) as revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic white mica. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67–68, 76–92. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.02.012>.
23. Reigber, C., Michel, G. W., Galas, R., Angermann, D., Klotz, J., Chen, J. Y., et al. (2001). New space geodetic constraints on the distribution of deformation in central Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 191(1–2), 157–165. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00414-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00414-9).
24. Hong-Hong, W., Qing-Ren, M., Lin, D., & Zhen-Yu, L. (2013). Tertiary evolution of the western Tarim basin, northwest China: A tectonosedimentary response to northward indentation of the Pamir salient. *Tectonics*, 32, 558–575. <https://doi.org/10.1002/tect.20046>.
25. Korzhenkov, A. M., Abdieva, S. V., Belousov, T. P., Rust, D., & Tibaldi, A. (2014). An age of rockslides and paleoearthquakes in the Karasu River valley (Talas-Fergana Fault, Kyrgyzstan). *Seismic Instruments*, 50(2), 97–108. <https://doi.org/10.3103/S0747923914020066>.
26. Rust, D., Andrey, K., & Alessandro, T. (2018). Geologic slip-rate determinations on the Talas-Fergana Fault: Mismatch with geodetic slip rate. *Geophysical Research Letters*, 45, 3880–3888. <https://doi.org/10.1002/2017GL076990>.
27. Avouac, J.-P., & Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, 20(10), 895–898. <https://doi.org/10.1029/93GL00128>.
28. England, P., & Molnar, P. (2005). Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia. *Journal of Geophysical Research*, 110, B12401. <https://doi.org/10.1029/2004JB003541>.
29. Rizza, M., Abdрахmatov, K., Walker, R., Braucher, R., Guillou, V., Carr, A. S., et al. (2019). Rate of slip from multiple Quaternary dating methods and paleoseismic investigations along the Talas-Fergana Fault: Tectonic implications for the Tien Shan Range. *Tectonics*, 38, 2477–2505. <https://doi.org/10.1029/2018TC005188>.
30. Bindi, D., Parolai, S., Gómez-Capera, A., Locati, M., Kalmetyeva, Z., & Mikhailova, N. (2014). Locations and magnitudes of earthquakes in Central Asia from seismic intensity data. *Journal of Seismology*, 18(1), 1–21. <https://doi.org/10.1007/s10950-013-9392-1>.
31. Molnar, P., & Dayem, K. E. (2010). Major intracontinental strike-slip faults and contrasts in lithospheric strength. *Geosphere*, 6(4), 444–467. <https://doi.org/10.1130/GES00519.1>.
32. Simpson, D. W., Hamburger, M. W., Pavlov, V. D., & Nersesov, I. L. (1981). Tectonics and seismicity of the Toktogul Reservoir Region, Kirgizia, USSR. *Journal of Geophysical Research*, 86(B1), 345–358. <https://doi.org/10.1029/JB086iB01p00345>.
33. Molnar, P., & Qidong, D. (1984). Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 6203–6227. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p06203>.
34. Feld, C., Haberland, C., Schurr, B., Sippl, C., Wetzels, H. U., Roessner, S., et al. (2015). Seismotectonic study of the Fergana Region (Southern Kyrgyzstan): Distribution and kinematics of local seismicity. *Earth, Planets and Space*, 67(1). <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0195-1>.

35. Tibaldi, A., Corazzato, C., Rust, D., Bonali, F. L., Pasquarè Mariotto, F. A., Korzhenkov, A. M., et al. (2015). Tectonic and gravity-induced deformation along the active Talas–Fergana Fault, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Tectonophysics*, 657, 38–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.020>.
36. Trifonov, V. G., Korzhenkov, A. M., & Omar, K. M. (2015). Recent geodynamics of major strike-slip zones. *Geodesy and Geodynamics*, 6(5), 361–383. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2015.06.003>.
37. Korjenkov, A. M., Bobrovskii, A. V., & Mamurov, E. M. (2010). Evidence for strong paleoearthquakes along the Talas-Fergana fault near the K k-Bel Pass, Kyrgyzstan. *Geotectonics*, 44(3), 262–270. <https://doi.org/10.1134/S0016852110030040>.
38. Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., et al. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947.
39. Hanks, T. C., & Bakun, W. H. (2008). M-logA observations for recent large earthquakes, Short Note. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 490–494. <https://doi.org/10.1785/0120070174>.
40. Delvaux, D., Abdrakhmatov, K. E., Lemzin, I. N., & Strom, A. L. (2001). Landslides and surface breaks of the 1911 Ms 8.2 Kemin earthquake, Kyrgyzstan. *Russian Geology and Geophysics*, 42(10), 1667–1677.
41. Arrowsmith, J. R., Crosby, C. J., Korzhenkov, A. M., Mamurov, E., Povolotskaya, I., Guralnik, B., & Landgraf, A. (2017). Surface rupture of the 1911 kebin (Chon-Kemin) earthquake, northern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Geological Society Special Publication*, 432(1), 233–253. <https://doi.org/10.1144/SP432.10>.
42. Choi, J.-H., Klinger, Y., Ferry, M., Ritz, J.-F., Kurtz, R., Rizza, M., et al. (2018). Geologic inheritance and earthquake rupture processes: The 1905 $M \geq 8$ Tsetserleg-Bulnay strike-slip earthquake sequence, Mongolia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 1925–1953. <https://doi.org/10.1002/2017JB013962>.
43. Duan, B., & Oglesby, D. (2006). Heterogeneous fault stresses from previous earthquakes and the effect on dynamics of parallel strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05309. <https://doi.org/10.1029/2005JB004138>.
44. Klinger, Y. (2010). Relation between continental strike-slip earthquake segmentation and thickness of the crust. *Journal of Geophysical Research*, 115, B07306. <https://doi.org/10.1029/2009JB006550>.
45. Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismichazard analysis and the process of earthquake rupture displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1609–1632. <https://doi.org/10.1785/0120070111>.

Рецензент: к. г.-мин. наук, М. О. Омуралиев