

Абдиева С.В., Корженков А.М.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СУУСАМЫРСКОЙ ДОЛИНЫ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

S.V. Abdieva, A.M. Korzhenkov

ACTIVE FAULTS OF THE SUUSAMYR VALLEY, THE NORTHERN TIEN SHAN

УДК: 551.87/550.87(575.2)

В статье приводится описание разломов Суусамырской впадины, которые проявляют текто-ническую и сейсмическую активность в позднем плейстоцене и голоцене. В среднем и позднем голоцене в пределах Суусамырской долины произошло (минимум) 8 землетрясений, что предполагает повторяемость здесь сильных землетрясений: одно - раз в тысячу лет. По имеющимся скудным данным отдельные разломы Суусамырской долины могут быть предварительно разделены на сегменты. Однако для более достоверной сегментации необходимо значительное большее количество палеосейсмологических материалов.

In a paper there is a description of faults in the Suusamyr valley which manifest tectonic and seismic activity during Late Pleistocene and Holocene. In the bounds of the Suusamyr valley during Mid and Late Holocenethere were occurred (minimum) 8 earthquakes. That number means that reoccurrence of the strong earthquakes here is one in 1 thousand years. According to existing scanty data the faults of the Suusamyr valley can be preliminary divided into segments. However for more reliable segmentation it is necessary to involve more paleoseismological data.

Региональное положение

Суусамырская впадина является одной из нескольких внутригорных впадин Тянь-Шаня, который подвергается сокращению своей ширины в связи продолжающимся региональным сжатием, вызванным коллизией Индийской и Евразийской литосферных плит. Она ограничена как с северной, так и с южной стороны активными взбросами с противоположной вергентностью (рис. 1). Как и везде в Тянь-Шане, простираение главных разломов совпадает с простираением главных поднятий, предполагая, что эти хребты могли развиваться в результате повторяющегося взбрасывания вдоль этих разломов. Наши полевые исследования выявили наличие молодых антиклинальных хребтов, смещение элементов рельефа и сейсмоуступы, смещающие среднеплей-стоценовые, позднеплейстоценовые и голоценовые поверхности, и свидетельствующие о продолжающейся активности в Суусамырской впадине на протяжении всего позднего кайнозоя.

Горные хребты, окружающие Суусамырскую впадину, выполнены преимущественно ордовикскими гранитными батолитами (Геологическая карта Кир-гизской ССР, 1980). Сама впадина имеет очень мощный и протяженный четвертичный покров, который маскирует осадки палеогена и неогена в центральной части бассейна, однако спорадические обнажения неогеновых отложений можно наблюдать вдоль края высокоподнятых пространств (рис. 1).



Рис. 1. Упрощенная геологическая карта Суусамырской впадины. Литологическая информация была взята с Геологической карты Киргизской ССР (1980). Разломы были вычерчены по данным той же карты и по материалам полевых наблюдений. Направление движений по разломам основывается на полевых исследованиях.

Молодые антиклинальные хребты, сложенные неогеновыми породами, можно наблюдать в центральной части Суусамырской впадины (рис. 1). Хребет Чет-Корумды (СКРна рис. 1) является одним из таких хребтов в западной части впадины и где и произошло землетрясение; на этом хребте сохранилось большое количество сейсмических дислокаций. Развитие этих внутридепрессийных поднятий вероятно связано с миграцией взбросовой активности по направлению во внутренние части впадины. Арамсуйский хребет в восточной части впадины (рис. 1) является примером подобного внутривпадинного поднятия, но в более поздней стадии своего развития. Это большой вздернутый блок, сложенный древними осадочными породами, разделивший повидимому прото-Суусамырскую впадину на 2 две узких вытянутых полосы к северу и к югу от хребта. И. Садыбакасов (1990) предполагал, что развитие этих больших внутри впадинных поднятий прогрессивно уменьшает пространство между главными взбросовыми системами, ограничивающими впадину; уменьшая, таким образом, длину волны пары "хребет-впадина", и приводящими к укорочению Суусамырской впадины.

Сейсмодислокации Суусамырской впадины

Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмодислокации бассейна выражены многочисленными значительными обвалами, оползнями; сейсморвами; сдвиговыми смещениями на 30 70 м русел и промоин; а также голоценовыми и позднеплейстоценовыми уступами, пересекающими аллювиально-пролювиальные конусы выноса (рис. 2).

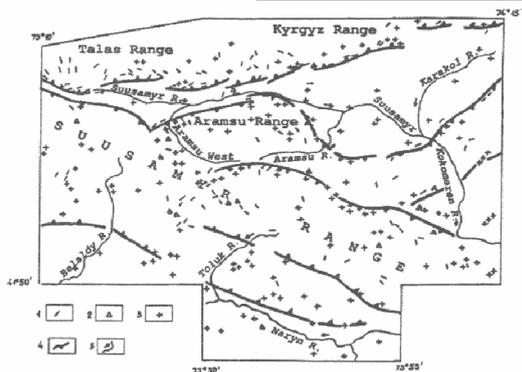


Рис. 2. Карта папеосейсмодислокаций Суусамырской впадины и ее горного обрамления (составил М. Омуралиев; по Koijenkovetal., 2004): 1-сейсморвы, 2-структуры типа «битой тарелки», 3-обвалы и оползни, 4-зоны неотектонических краевых разломов. 5-главные реки (стрелками показано направление течения).

Утмекский участок дислокаций (Чаримов и др., 2005) протягивается от долины р. Балыкты (на востоке) до долины р. Арчалутор (на западе) и от долины р. Суусамыр (на юге) до долины р. Орто-Кошой (на севере). Этот участок находится на сочленении Восточно-Таласской и Арпатекирской антиклиналей, расположенных по правилу правых кулис. Дислокации представлены рвами, разрывами (трещинами) и обвалами. Срывы отмечаются на левых склонах верховьев р. Балыкты и р. Утмек (западный) и р. Суусамыр. Самым выразительным срывом этого участка является обвал в верховье долины р. Суусамыр на правом склоне долины р. Чукутор (рис. 3). Протяженность стенки отрыва - 200 м, высота -100 м, масса свала мощностью в 20 м перемещена на расстояние от 200 300 м до 1 км.



Рис. 3. Древний обвал на правом склоне долины р. Чокутор, правого притока р. Суусамыр.

Сейсморвы протяженностью до 6 км в основном имеют северное и северо-восточное простирание, глубина достигает 6 м. Ряд рвов в районе перевала Утмек северо-восточного простирания имеют общую протяженность 15 км, по этой линии трассируется новейший активный разлом. Восточнее пер. Утмек наблюдаются трещины северо-восточного простирания, длина которых достигает 2 км.

Чон-Корумды Балыктысуйский участок охватывает площадь от р.Балыкты (на западе) до р.Чон-Корумды (на востоке) и от долины р.Суусамыр (на юге) до долины р.Каракол (на севере). Деформации здесь представлены рвами, обвалами (Чаримов и др., 2005). Наиболее ярко выражены рвы до долины р.Ирису, протяженностью до 6 км северо-восточного простирания. Сейсмогравитационные формы также развиты (рис.4).



Рис. 4. Древний оползень на южном склоне адыров Киргизского хребта в бассейне р.Токойлу.

Сейсмоуступы в центральной части впадины, вызывающие дренажные отклонения.

Отдельно следует остановиться на описании сейсмоуступов в центральной части Суусамырской впадины, которые ответственны за наблюдаемые там дренажные отклонения. Так, линейный уступ, перпендикулярный направлению дренажа, сечет поверхность аллювиально-пролювиального конуса выноса реки Токойлу (рис. 5, 6). Геофизические данные (Чекина, 1986) предполагают глубинный разлом в этой местности, который может быть прослежен до глубины 600 м. Склоны уступа пологие и плавные (рис.7). Замок уступа широкий: угол, образованный крыльями уступа более 120. Складки рельефа с таким широким углом часто маркируют складки разломного изгиба (fault-bend folds) в разрезе (Jamison, 1987).

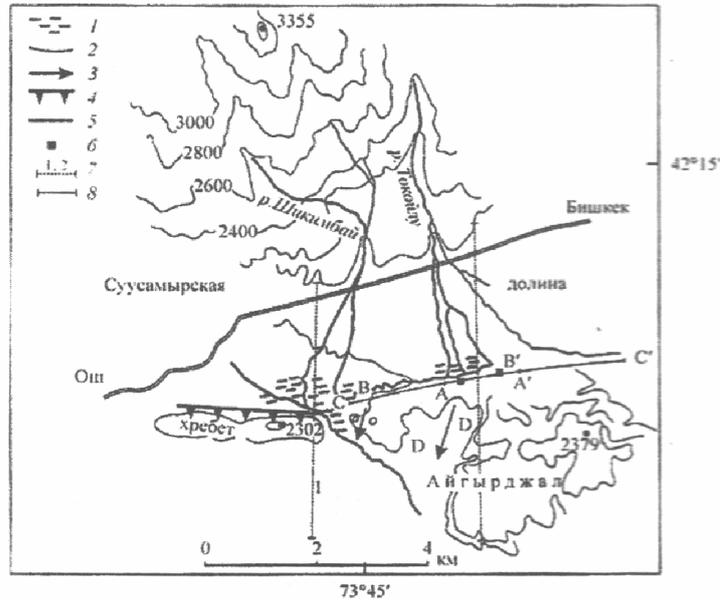


Рис. 5. Отвод рукавов конуса выноса р. Токойлу (по Корженкову и др., 2003): 1- заболоченная территория, 2 – русла рек, 3- ветровые бреши, 4- трасса Айгырджальского разлома, 5-дорога Ош-Бишкек, 6-положение траншей, 7-геоэлектрические профили, 8-сейсмоуступ. Заболоченные пространства перед барьером указывают на эффект подпруживания AA'-сегмент уступа (CC'), который был пройден траншеями. Уступ формирует барьер 1,4,2 м высотой, который простирается по азимуту, несколько отличающемуся от простиранья хребта Айгырджал.

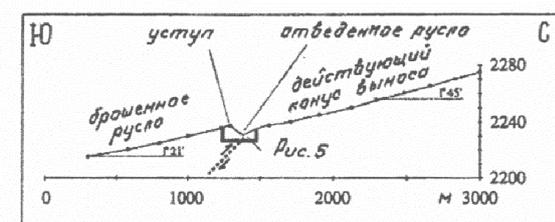


Рис. 6. Топографический профиль (на основе топокарты), перпендикулярный простиранию уступа через конус выноса р. Токойлу (по Корженкову и др., 2003).



Рис. 7. Топографический профиль через уступ, расположенный на аллювиально-пролювиальном конусе выноса р. Токойлу, вычерченный на основе данных полевого нивелирования (по Корженкову и др., 2003). Траншея обозначена заштрихованной областью на северном крыле уступа.

Две траншеи были пройдены через уступ. Первая (западная) траншея была заложена вкост уступа по азимуту 350 на аллювиально-пролювиальном конусе выноса реки Токойлу (рис. 5, 7). Траншея была 29 м в длину, до 3,2 м глубиной и 1,6 м шириной. Она достигала уровня грунтовых вод на ее северном окончании близ русла реки Токойлу. В стенах траншеи обнажается рыхлый, массивный, плохо сортированный валунный галечник с плохо выраженной слоистостью (размер валунов до 27 см в диаметре) Этот разрез перекрывается почвенным слоем. Литологический состав валунного галечника – граниты и сланцы, окатанность обломков от средней до хорошей. Были найдены всего несколько линз крупнозернистого песка и мелкого галечника с лучшей сортировкой. Цемент представлен плохо сортированный песчаными зернами.

Стратификация, обнаженная на стенах траншеи, очень плохая и отчетливыми являются всего несколько слоев. Общая седиментационная характеристика указывает на грубообломочное и незрелое осадконакопление в условиях средней части конуса выноса. В таких условиях грубой текстуры отложений, ориентировка обломков может стать главным маркером образования разрывов (McCal-pin, 1996).

В стенах траншеи не было найдено ни разрывов, ни стратиграфических смещений, ни трещин растяжения, ни таковых, заполненных почвенным покровом. Хотя подобный грубый массивный материал

мог затушевывать активные разрывы, поэтому, по-видимому, разломная плоскость не была выражена на стенах траншеи.

Используя нивелир, мы закартировали наиболее четкие стратиграфические горизонты и углы падения слоев валунного галечника. Результаты этих замеров указывают, что все слои, обнажающиеся в стенах траншеи, наклонены к северу (рис.8) по направлению к вершине конуса выноса и противоположно направлению уклона дренажа, подтверждая этим, что слои наклонены.

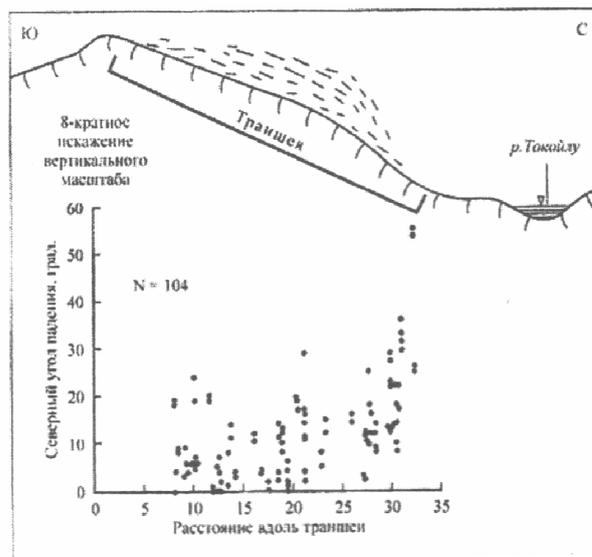


Рис. 8. Углы падения слоев валунно-галечных отложений в западной траншее, перпендикулярной тектоническому уступу, расположенному на аллювиально-пролювиальном конусе выноса р.Токойлу (по Корженкову и др., 2003). Каждый слой был замерен дважды и на рисунке показаны все замеры 52 отчетливых слоев. Отметим крутое падение на северном окончании траншеи, вероятно, указывающее нависающий «козырек» разлома. Углы падения слоев вдоль траншеи схематически показаны на разрезе над диаграммой.

Значения наклонов слоев в стенах траншеи более 15 выше «нормальных» значений для грубообломочных аллювиально-пролювиальных конусов выноса. Постепенное выкручивание слоев в стенах траншеи при продвижении к северному ее окончанию (рис.8) указывает на переориентацию обломков и вероятно отражает изгибание аллохтонного блока вследствие взбрасывания (рис.6). Похожая ограниченная узкая крутая шарнирная зона была описана в Туларской (Tulare) свите в сухом ущелье в восточной части хребта Уилер (Wheeler Ridge), Калифорния (Medvedeff, 1992).

Западная траншея находилась в центре действующего конуса выноса и была частично затоплена грунтовыми водами в ее северной части, где обналичился выход разлома на поверхность. В связи с этим, восточнее была пройдена другая траншея по азимуту 345 по сухому не активному сегменту конуса

выноса (рис.5). Траншея была 27 м длиной и глубиной до 2,1 м. Она выявила пойменный массивный линзообразный тонкозернистый слой толщиной 65-90 см, коричнево-желтого илистого алеврита, перекрытый почвой (рис.9). Эта линза постепенно уменьшает свою мощность к югу. Этот пойменный слой отлагался на массивном булыжнике аллювиально-пролювиального конуса выноса.

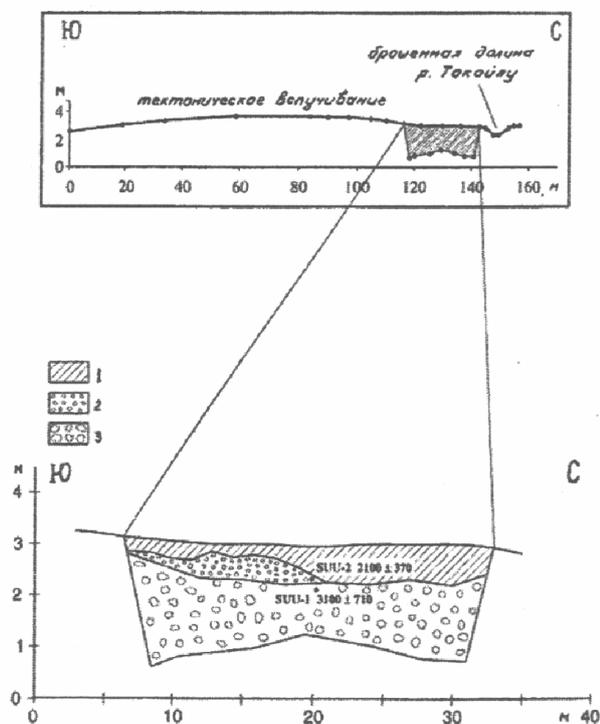


Рис. 9. Разрез восточной траншеи, расположенной на северном крыле уступа в долине р.Токойлу (по Корженкову и др., 2003): 1-мелкозернистый материал, перекрытый почвой; 2-песок и галька, аллювиальный клин; 3-валунники, отложения аллювиального конуса выноса. Отметим массивный пойменный слой толщиной 75-90 см, желто-коричневый, алевритисто-илистый, тонкозернистый, линзообразный. Слой перекрыт почвенным горизонтом, который постепенно выклинивается к югу. Ниже пойменных отложений обнажается массивный валунно-галечник конуса выноса. Возрастные определения образцов SUU-1 и SUU-2 были получены методом люминесценции.

Накопление тонкозернистых отложений имело место в результате эффекта подпруживания перед северным крылом уступа. Подобные посттектонические пойменные накопления, лежащие несогласно на автохтоне антитетических взбросовых структур, были изучены в траншеях и закартированы Мустафой Меграо-йем и др. (Meghraoui et al., 1988) после землетрясения Эль Аснам 1980 г. в Алжире.

Люминесцентные датировки. Мы использовали метод люминесцентного датирования для оценки времени отложения слоев, обнаженных в восточной траншее, заложенной через тыловой шов Токойлинского уступа.

Люминесцентный метод датирует последнюю экспозицию минеральных зерен к солнечному свету (Aitken, 1998). Когда зерна подвергаются солнечному свету во время транспортировки, их люминесцентный сигнал стирается. После отложения и погребения люминесценция в минералах возрастает вновь вследствие ионизирующей радиации, исходящей от радиоактивных элементов U, Th, K и от космических лучей. Эта люминесценция может быть измерена в лаборатории и использована для оценки времени, прошедшего после последнего погребения.

Один образец (SUU-1) был отобран из верхней части массивной аллювиальной толщи, дополнительный образец (SUU-2) был отобран в 30 см выше превого из аллювиальной гравийной линзы внутри тонкозернистого пойменного клина (рис.9а). Образец SUU-3 был отобран из современного русла реки Токойлу, он представляет активную, современную окружающую обстановку.

Полевые и лабораторные данные представлены в табл. Нижний образец (SUU-1, рис.) дает возрастную оценку 3100 710 лет. Она указывает на предтектонический период конуса выноса. Верхний образец (SUU-2) дает возрастную оценку 2100 370 лет. Мы делаем вывод, что образование этого уступа имело место во временном интервале 3100-2100 лет назад, за которым последовало подпруживание и отклонение дренажной сети.

Таблица

Полевые и лабораторные данные, использованные для вычислений возраста

Образец	SUU-1	SUU-2	SUU-3
Глубина (м)	0,85	0,55	0
Эквивалентная доза (Gy)	16,5±3,6	10,6±1,8	3,3±0,5
K KF	10,0	9,8	9,9
U осадка (ppm)	3,5	3,2	
Th осадка (ppm)	16,5	15,5	
K осадка (%)	2,5	2,5	
Внеш.β (μGy/лет)	458	449	
Внутр.α (μGy/лет)	555	516	
Внутр. β (μGy/лет)	2418	2363	
Внутр. γ (μGy/лет)	1651	1574	
Космическая (μGy/лет)	185	200	
Общая доза (μGy/лет)	5267±339	5102±325	5150
Возраст (лет)	3100±710	2100±370	630

Размер зерен: 149-177 микрон; оценочное содержание воды: 15±5%.

Наиболее молодые подпруженные отложения перед Токойлинским уступом были описаны Чедия и др. (1997) как темно-коричневая почва. Они были датированы радиоуглеродным методом (14C) и получили возрастную оценку 570-60 лет назад. Их образование произошло позже дренажного отклонения и относится к историческому времени.

Проба осадка из современного русла реки дала оценку люминесцентного возраста в интервале 790–560 лет. Эти остаточные возрасты могут означать, что имеет место смешивание русловых накоплений с полностью стертým люминесцентным сигналом с более древними прибрежными образованиями, которые имеют значительный люминесцентный сигнал. Вероятно, флювиальные осадки, обнаженные в стенах траншеи, были не полностью обесцвечены солнцем во время их отложения. Большое рассеяние в величинах эквивалентной дозы действительно поддерживает предположение о неодинаковом стирании люминесцентного сигнала во время их отложения. В этом случае, каждая датировка должна быть уменьшена на приблизительно 500 лет, давая возрастные оценки 2600 и 1600 лет для образцов.

Морфологическая модель вдоль северной границы Суусамырской впадины показывает единичные конусы выноса с межконусовыми понижениями между ними, указывая на стадию, предшествующую срастанию между ними. Во время этой стадии латеральные дренажные маршруты по направлению к межконусным понижениям наиболее типичны. Мы не нашли каких-либо доказательств значительного подпруживания во время полевых исследований, что указывает на действенность такого латерального дренажа с последующим подпруживанием. Дренаж, таким образом, происходил перед тектоническим уступом, главным образом в западном направлении (рис. 10), где нами было обнаружено русло, усеянное гравийно-булыжниковыми береговыми валами и перекрытое тонкозернистым материалом мощностью только 30–70 см со слоем почвы наверху. Межконусовое топографическое заболоченное понижение западнее Токойлинского конуса выноса (рис. 10) является местом слияния стоков рек Шикимбай и Токойлу. Здесь их объединенный дренаж смог прорезать и пересечь Айгырджальский барьерный («загараживающий») хребет. Доказательства мощного тонкозернистого осадконакопления здесь отсутствуют. Это означает, что значительного подпруживания и пересечения Айгырджальского хребта через перемычку, с последующим переливанием и перехлестыванием барьера никогда не происходило.



Рис. 10. Схематическая реконструкция последовательных тектонических фаз, относящихся к формированию барьерного хребта в долине р. Суусамыр, секущего аллювиально-пролювиальный конус выноса (по А.М. Корженкову и др., 2003). Фаза А – врезание antecedentного русла в растущий хребет. Фаза Б – вследствие увеличения скорости тектонического воздымания хребет блокирует и отклоняет русло, в хребте формируется ветровая брешь.

Хотя траншеи не выявили каких-либо надвиговых плоскостей или связанных с разломами колювиальных клиньев, тектонический контроль является морфологически выраженным: линейностью уступа, секущего поверхность конуса выноса; перпендикулярностью к направлению дренажа; клином тонкозернистых пойменных накоплений, обнаженных в стенах траншеи; и местонахождением уступа вдоль границы долины (рис. 10).

Асимметричная форма уступа с крутым северным крылом может указывать складку, контролируемую взбросом (thrust propagation fold), с разломной плоскостью, падающей к югу. Подобные структуры были описаны также в Северо-Восточном Тянь-Шане в Китае (Avouac et al., 1993; Zhang et al., 1993).

Дренажные отклонения барьерными («загараживающими») хребтами

Штайн и Кинг (Stein, King, 1984) описывали похожую фазу врезания в растущей антиклинали, последовавшую за землетрясением Коалинга (Coalinga) 1983 г.

Во вторую фазу имела место инверсия в отношениях между скоростью поднятия и врезания. Следуя за увеличением скорости поднятия, превышающей возможностью врезания, растущие хребты становятся барьерными хребтами и начинают подпруживать и отклонять действующие русла (рис. 10 фаза В). Йетс (Yeats, 1986) утверждал, что подобное подпруживание указывает на отдельные события сейсмического воздымания, но не крипа.

Направленный к югу дренаж левых притоков р.Суусамыр, вдоль северного краевого разлома Суусамырской впадины прерывается в связи с ростом продольных перемычек – барьерных хребтов (как, например, хребет Чет-Корумды). Во время первоначальных стадий медленных поднятий, когда скорость врезания была равной или даже превышала скорость поднятий, формировались долины с речными потоками (water gaps). В результате этого формировались секущие долины, перпендикулярные простираниям хребтов (фаза А на рис.10).

«Обезглавленные» части долин превращаются в зрелищные сухие долины без водотока (wind gaps): такие как в бассейнах рек Токойлу (рис.5, 11), Чон-Корумды-южной и Корумды (рис. 12). «Ветровая щель» р. Чон-Корумды-южной является сравнительно широкой, по сравнению с V-образной действующей «водной щелью» к востоку от нее. Эта узкая V-образная долина не обезглавлена, но до сих пор активно пропиливает хребет, несмотря на ее очень маленькую (3 км²) площадь водосборного бассейна.



Рис. 11. Ветровая брешь, вздернутая на 17 м над современным руслом р.Токойлу, она указывает на врезание в хр. Айгарджал во время его раннего более медленного воздымания. Ветровая брешь была активным руслом р.Токойлу еще 2,5 тыс. лет назад (Чедия и др., 1997). Перед ветровой брешью находится отведенное современное русло р.Токойлу, маркируемое линией деревьев. Эта ветровая брешь показана на рис.10 в виде небольшой стрелки через хр. Айгырджал. Вид на юг, на дальнем плане видны снежные вершины хребта Суусамыр.

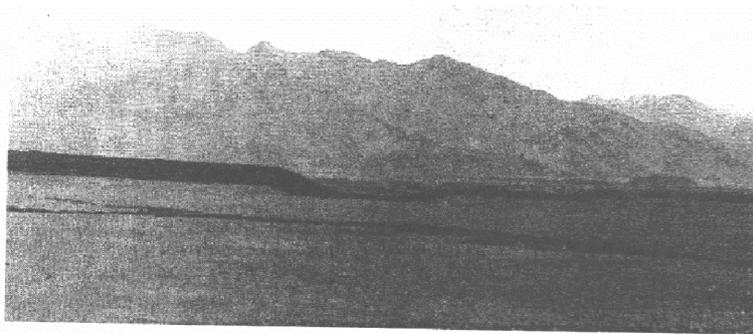


Рис. 12. Вид вниз на юг на ветровую брешь р.Корумды.Загораживающий (барьерный) хребет четко очерчен тенью от облака. Современный тальвег реки (линия кустов на переднем плане) отведен к востоку (налево на фотографии). Дорога Бишкек Ош, пойма р.Суусамыр видна в ветровую брешь. Хребет Арамсу – на заднем плане.

Такая цепочка событий, являющаяся результатом отвода реки, может иметь место лишь в том случае, если скорость отложения речных осадков была относительно низкой и не давала возможности потоку «выстроить мост» через барьерный хребет и перехлестнуть его по кровле запрудных отложений. Подобные две фазы поднятия были описаны Трофимовым и Чедия (1970), Никоновым (1977), Чедия (1986) и Абдрахматовым и др. (1992) в Ферганской, Чуйской, Иссык-Кульской и Суусамырской впадинах.

Тектоническая фаза, которая вызвала подпруживание и образование заболоченных богатых растительностью территорий вдоль отклоненных дренажных потоков, сопровождалась 4-6-метровым поднятием (Садыбакасов, 1972). Наши полевые нивелирные данные указывают, однако, что высота разломных уступов только 0,7-2,0 м в долине р. Токойлу (рис.13) и 0,2-0,6 м в долине реки Чон-Корумды-южная (рис.14).

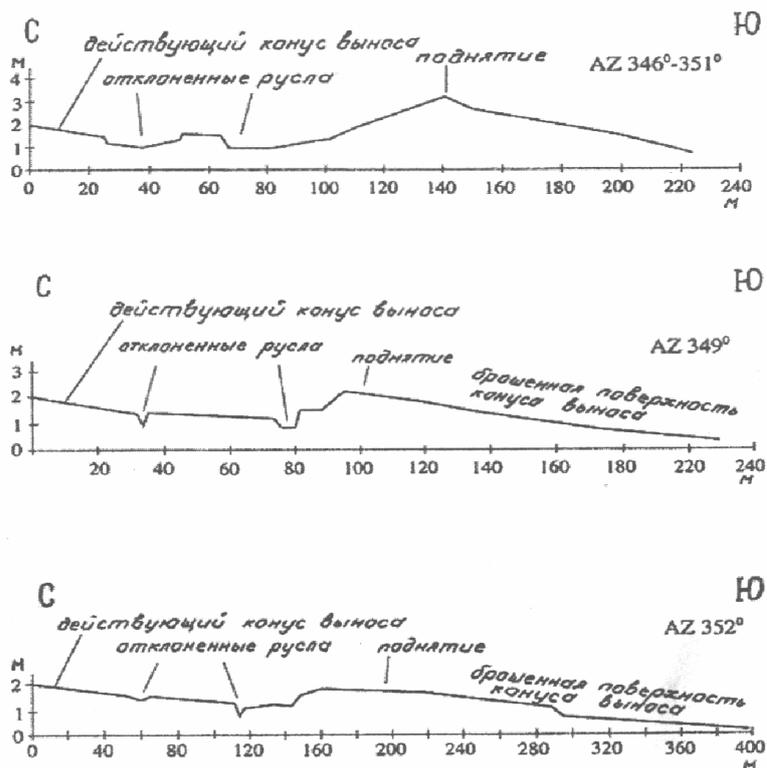


Рис. 13. Три нивелирных профиля через конус выноса р. Токойлу (через линию А А' на рис.5), показывающие небольшие размеры уступа (по А.М. Корженкову и др.,2003). Отклоненные рукава находятся перед ним, и отмерший конус выноса расположен к югу (вниз по уклону местности) от барьера.

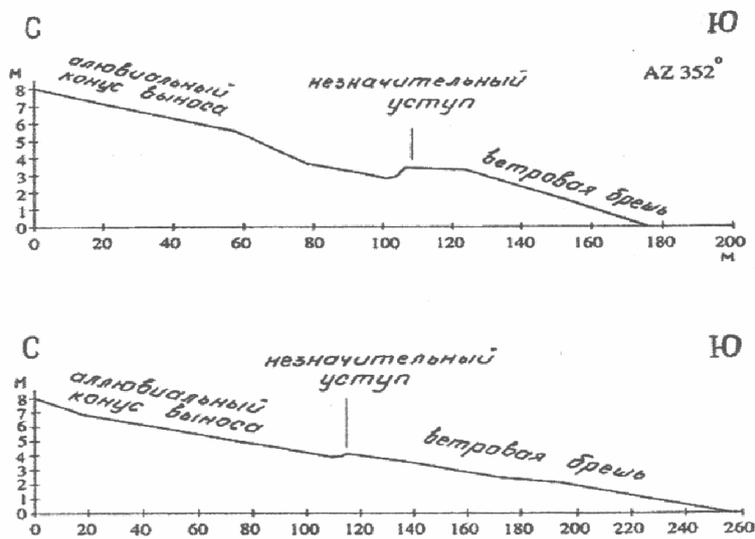


Рис. 14. Нивелирные профили вдоль нижней части аллювиально-пролювиального конуса выноса и верхней части ветровой брешы р. Чон-Корумды-южная (по А.М. Корженкову и др., 2003). Небольшой уступ указывает на тектонический барьер.

Абсолютные отметки вдоль ветровой щели через хребет Чет-Корумды вычерчены на рис. 15. Ветровая брешь показана как слегка выпуклый сегмент, в то время как действующее недавно отведенное русло р. Чон-Корумды-южная демонстрирует вогнутый профиль. Выпуклость профиля брошенного сегмента долины означает современное воздымание хребта Чет-Корумды. Подобное выгибание вверх могло спровоцировать подпруживание, которое послужило причиной отвода русла. Подобные «перегибы» в профилях склонов «взбросовых» хребтов были показаны Икедой (Ikeda, 1983) как информативные индикаторы для выявления тектонической деформации.

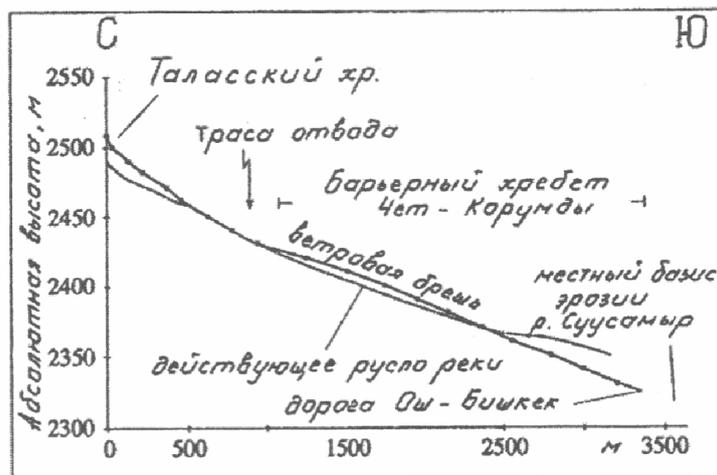


Рис. 15. Топографический профиль вдоль южного склона Таласского хребта, включающий ветровую брешь р. Чон-Корумды-южная (по А.М. Корженкову и др., 2003). Выпуклая деформация русла ветровой брешки показана небольшим выпуклым сегментом, который вычерчен жирной линией по сравнению с нарушенным вогнутым профилем отклоненного русла р. Чон-Корумды-южная.

Будучи заблокированной, брошенная ветровая брешь р.Чон-Корумды-южная прекрасно сохранилась. Позднеплейстоценовая и раннеголоценовая наклоненные террасы были описаны здесь Абдрахматовым и др. (1992). Аллювий в русле ветровой брешки реки Чон-Корумды-южная отлагался во время флювиально-активного периода, предшествующего отводу. Эти аллювиальные отложения были датированы (Чедия и др., 1997) радиоуглеродным методом ^{14}C . Полученные результаты 6880 90, 5420 80 и 2400 80 лет назад указывают, что отвод имел место в среднеголоценовое-историческое время.

Точка перегиба в продольном профиле ветровой брешки реки Корумды (рис.16). Так как отсутствуют доказательства подпруживания через этот продольный разрез (рис.15), латеральная аллювиальная миграция в восточном направлении конуса выноса могла способствовать отводу. Профиль равновесия ветровой брешки не доведен до р. Суусамыр, а заканчивается на более древней террасе, на которой расположена трасса Бишкек-Ош.

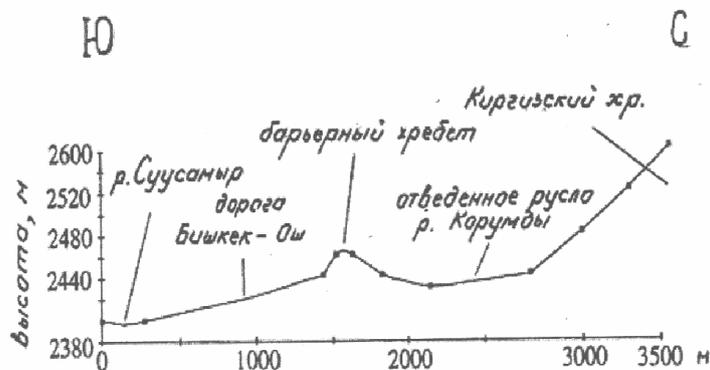


Рис. 16. Профиль через барьерный хребет к востоку от ветровой брешки (по А.М. Корженков и др., 2003).

Похожие ветровые брешки хорошо известны в мировой литературе: геоморфологические доказательства позднечетвертичное поднятия, за которым последовал отвод дренажа, описаны Лином и Штайном (Lin and Stein, 1989) в антиклинории гор Санта-Моника (Santa Monica) в Калифорнии. Там оставленная водная брешь была руслом antecedentного потока, которой позже был отведен вокруг поднимающихся холмов. Подобный пример ветровой брешки был описан Медведевым (Medvedeff, 1992) в хребте Уиллер (Wheeler Ridge) в Калифорнии.

Активная деформация на протяжении всего четвертичного периода и продолжающаяся в настоящее время, является типичной для многих впадин Тянь-Шаня и свидетельствует о последних эпизодах продолжающегося регионального сжатия. В описанном случае в долине р. Токойлу геофизические данные (Чекина, 1986) предполагают, что упомянутый уступ был сформирован в результате возобновления тектонических движений по древней тектонической плоскости. Форма и размеры уступа указывают на продолжающуюся тектоническую эволюцию молодого барьера, который в будущем превратится в барьер-

ный хребет. В долине р. Токойлу неотектоническое происхождение уступа демонстрируется обратным направлением и величиной падения аллювиальных отложений (рис.8), также как и аккумуляцией подпрудных тонкозернистых осадков в аллювиально-пролювиальном конусе выноса перед уступом (рис.9). Небольшие площади водосборных бассейнов (60 км² для бассейна реки Токойлу, и 72 км² для реки Чон-Корумды-южная) могут обеспечить сравнительно небольшие мощности водных потоков, которые не способны пропилють даже небольшие уступы во время их возникновения.

Описанные примеры означают, что дренажные системы адаптируются, казалось бы, незначительным изменениям в рельефе и являются наилучшими регистраторами неотектонической эволюции. Первичное морфотектоническое проявление наиболее отчетливо выражается подпруживанием и дренажными отводами, скорее, нежели эмбриональным неотектоническим рельефом.

Возраст активизации и сегментация разломов Суусамырской впадины

В работах классиков неотектоники Тянь-Шаня (например, Садыбакасов, 1972, 1990; Чедия, 1972, 1986) предлагается разделение всех разломов Тянь-Шаня на две основных группы. Первая группа представлена краевыми разломами, заложившимися еще в начале неотектонического этапа и разделяющими до сих пор межгорные и внутриморские впадины от окружающих их хребтов. К таковым на территории Суусамырской долины (рис. 1) относятся:

- Каракольский разлом, отделяющий названную долину от Таласского и Кыргызского хребтов, расположенных к северу, а также

Суусамырский, Джоуджурекский и Джумгалский разломы, отчленяющие Суусамырскую впадину от южного горного обрамления.

Ко второй группе разломов относятся так называемые внутри впадинные или адырные разломы. Разломы второй группы обычно подразделяются на две подгруппы: по одним происходит взбрасывание высоких адыров, а по другим – воздымание низких адыров или и внутривпадинных поднятий.

Высокими адырами являются Арамсуйский и Киндыкский хребты (рис.1). Когда-то их территория была частью Суусамырской впадины и здесь происходило осадконакопление. Однако, в связи с продолжающимся сокращением земной коры впадин Тянь-Шаня и Суусамырской впадины в том числе, бывшие участки впадины были вовлечены в поднятие вдоль Арамсуйского и Киндыкского разломов, и в настоящее время являются областью действия эрозионных процессов. О первом этапе осадков накопления свидетельствуют сохранившиеся фрагменты красноцветных палеогеннеогеновых отложений на южных – пологих крыльях Арамсуйского и Киндыкского хребтов. Неясным остается вопрос начала воздыманий высоких адыров. В связи с тем, что красноцветы присутствуют на крыльях

вышеупомянутых антиклинальных структур, их поднятие по-видимому началось после отложения киргизского красноцветного комплекса, то есть, в конце неогена.

Характерным примером низких адыров и внутривпадинных поднятий является хребет Айгырджал (рис. 1). Своим оформлением в рельефе хребет обязан одноименному разлому, протягивающему по северному подножью поднятия. Учитывая, что на сундучной замковой поверхности Айгырджальского хребта широко представлены среднеплейстоценовые аллювиально-пролювиальные отложения, время начала его поднятия может быть отнесено к позднему плейстоцену.

Можно было бы предположить, что тектоническая активность на неотектоническом этапе переходила от краевых разломов к разломам высоких адыров и теперь сосредоточилась вдоль разломов низких – внутривпадинных адыров. Это предположение как будто подтверждается наличием исторических сейсмоуступов вдоль Айгырджальского хребта, а также возникновением на его западном продолжении так называемого восточного сейсмоустапа во время сильного Суусамырского землетрясения 1992 г. Однако сеймотектонические трещины возникали и вдоль Арамсуйского разлома во время указанного землетрясения (Богачкин и др., 1997). Более того, более протяженный – западный сейсмоуступ образовался во время Суусамырского землетрясения вдоль краевого – Суусамырского разлома. Голоце-новые и позднеплейстоценовые сеймотектонические дислокации описаны К.Е. Абдрахматовым и др. (1992) вдоль Каракольского краевого разлома. Все вышеизложенные материалы говорят о высокой тектонической и сейсмической активности всех разломов Суусамырской впадины, невзирая на время их заложение.

О сегментации разломов наиболее надежно можно судить по историческим данным или материалам палеосейсмологического тренчинга. К сожалению, исторические материалы отсутствуют для территории Суусамырской впадины. Материалы же палеосейсмологических раскопок имеются лишь для двух небольших участков впадины – субширотных отрезков долин рек Токойлу и Чон-Корумды-левых притоков реки Суусамыр. В данном случае мы можем попытаться говорить о разломной сегментации по геометрическому рисунку разломов на геологической карте (рис.1).

Каракольский разлом в пределах Суусамырской впадины, по-видимому, может быть разделен на два сегмента: западный – отделяющий впадину от Таласского хребта и восточный сегмент, отделяющий впадину от Кыргызского хребта, расположенного к северу. М. Омуралиевым (Korjenkov et al., 2004) Каракольский разлом разделен на 8 сегментов (рис. 2), что не нашло подтверждения нашими исследованиями.

Киндыкский разлом (рис.1) имеет однообразное ВСВ простираение и не может пока, по нашему мнению быть разделен на сегменты.

Джоуджурекский разлом (рис. 1) имеет такой же характер, что и вышеупомянутый. Мы не уверены, что он соединяется к западу с Арамсуйским разломом (рис. 2).

Арамсуйский разлом (рис. 1 и 2) геометрически может быть разделен на два сегмента: западный – ВСВ простираения и восточный ССЗ простираения.

Айгырджальский разлом (рис. 1), несмотря на его молодость и сравнительно небольшую протяженность, может быть уверенно разделен на 3 сегмента: западный или Корумдинский, вдоль которого О.К. Чедия и др. (1997) выявлено до 6 исторических землетрясений; центральный – вдоль которого произошло вспарывание восточного разрыва-сейсмоуступа при Суусамырском землетрясении 1992 года и восточный или собственно Айгырджальский сегмент, вдоль которого произошло минимум 3 хорошо задокументированных исторических события, исследованных О.К. Чедия и др. (1997) и А.М. Корженковым и др. (2003).

Джумгалский разлом (рис.1) заходит на территорию Суусамырской впадины лишь своим западным окончанием и только по этой его ветви трудно судить о разломной сегментации.

То же можно сказать и о Суекском разломе (рис.1), заходящем в Суусамырскую долину на ее «дальнем» востоке.

Можно говорить о сегментации Суусамырского разлома (рис.1) лишь после одноименного землетрясения. Вдоль его западного сегмента имело место вспарывание западного разрыва-сейсмоуступа при указанном сейсмическом событии, а также прояв-

ление грязевого вулканизма – на водоразделе между реками Западная и Восточная Арамсу. К востоку от этого водораздела Суусамырское землетрясение не оставило своих морфологических следов, но этот восточный сегмент имеет хорошо проявленные палеосейсмодислокации. Мы не уверены, что Суусамырский разлом может быть разорван вдоль долины р. Арамсу-Западная (рис. 2) и далее к востоку.

Повторимся еще раз: лишь систематические данные по палеосейсмологическому тренчингу всех разломов Суусамырской долины позволят произвести их надежную сегментацию.

Интересен и важен вопрос о синхронности сильных сейсмических событий, которые могли бы произойти одновременно в Суусамырской и Чуйской, в Суусамырской и Джумгалской, в Суусамырской и Кетмень-Тюбинской впадинах. В Джумгалской и Кетмень-Тюбинской впадинах пока еще не проведены полноценные палеосейсмологические исследования, по которым можно было бы провести оценку произошедших там сильных землетрясений. Однако такие, хотя и скудные, данные имеются для Суусамырской и Чуйской впадин. Для сопоставления сравним возраст землетрясений, выявленных О.К. Чедия и его коллегами (1997, 2000) в обеих впадинах. Здесь названными учеными был использован возраст палеопочв, определенный радиоуглеродным методом (Таб.). Предполагается, что почвы образовались на коллювиальном клине, возникшем при разрушении сейсмоуступа, либо при подпруживании водотоков в связи с образованием этих сеймотектонических форм. В обоих случаях речь идет о минимальных возрастах сильных палео- и исторических землетрясений.

Таблица.

Землетрясения в Суусамырской и Чуйской впадинах.

Впадина	Участок	Возраст палеопочвы, торфяника – минимальный возраст землетрясения	Источник информации	Одно землетрясение?
Суусамырская	Брошенная долина Чон-Корумды	6880 ± 90 лет	Чедия и др., 1997	
Суусамырская	Брошенная долина Чон-Корумды	5420 ± 80 лет	Чедия и др., 1997	
Чуйская	Село Кок-Джар	5250 ± 60 лет	Chediya et al., 2000	Да?
Чуйская	Село Кок-Джар	5130 ± 50 лет	Chediya et al., 2000	
Чуйская	Село Асылбаш	4020 ± 50 лет	Chediya et al., 2000	Да?
Чуйская	Село Асылбаш	3960 ± 50 лет	Chediya et al., 2000	
Суусамырская	Брошенная долина Чон-Корумды	3250 ± 70 лет	Чедия и др., 1997	
Чуйская	Чон-Корумды	2830 ± 50 лет	Chediya et al., 2000	???
Суусамырская	Брошенная долина Чон-Корумды	2750 ± 110 лет	Чедия и др., 1997	
Суусамырская	Чо Брошенная долина Чон-Корумды	2400 ± 80 лет	Чедия и др., 1997	
Суусамырская	Брошенная долина	2400 ± 80 лет	Чедия и др., 1997	

	Чон-Корумды			
Суусамырская	Брошенная долина Чон-Корумды	2380 ± 80 лет	Чедия и др., 1997	Да?
Чуйская	Село Кок-Джар	1850 ± 40 лет		
Суусамырская	Брошенная долина Чон-Корумды	1530 ± 60 лет	Чедия и др., 1997	
Суусамырская	Брошенная долина Чон-Корумды	570 ± 60 лет	Чедия и др., 1997	???
Чуйская	Село Асылбаш	540 ± 70 лет	Chediya et al., 2000	
Чуйская	Село Асылбаш	170 ± 80 лет	Chediya et al., 2000	Беловодское землетрясение
Чуйская	Село Кок-Джар	103 лет	Chediya et al., 2000	

При анализе таблицы выявляются близкие по времени события, произошедшие ~2800 и ~550 лет назад в Чуйской и Суусамырской впадинах, но имеем ли мы право объединять их? Думаем, что нет. Не исключено, что в обеих впадинах произошло по два независимых землетрясения: в XV в. нашей эры и в начале VIII в. до нашей эры, разделенных коротким интервалом времени. Этот интервал мы не можем выявить из-за значительных ошибок радиоуглеродного метода датирования. Возможно, что имела место кластеризация землетрясений в Северном Тянь-Шане. В истории сильных землетрясений Северном Тянь-Шаня подобная кластеризация имела место в конце XIX- начале XX веков. Здесь вдоль так называемой Северотяньшаньской сейсмической зоны всего за 26 лет произошло 4 сильнейших землетрясения: Беловодское 1885 г. с MLN=6,9; Верненское 1887 г. с MLN=7,3; Чиликское 1889 г. с MLN=8,3 и Кебинское 1911 г. с MLN=8,2 (Джанузаков и др., 2003). Если палеосейсмологи будут изучать последствия этих землетрясений в 3010 году, используя радиоуглеродный метод, то из-за ошибки метода для них это будут различные сегменты Северотяньшаньской сейсмогенерирующей в 1900 г. плюс-минус 50 лет.

На основании всего вышеизложенного можно прийти к нижеследующим выводам:

Все разломы Суусамырской впадины, невзирая на время их заложения на неотектоническом этапе, проявляют тектоническую и сейсмическую активность в позднем плейстоцене и голоцене.

В среднем и позднем голоцене в пределах Суусамырской долины произошло (минимум) 8 землетрясений, что предполагает повторяемость здесь сильных землетрясений: одно – раз в тысячу лет.

По имеющимся скудным данным отдельные разломы Суусамырской долины могут быть предварительно разделены на сегменты. Однако для более достоверной сегментации необходимо значительное количество палеосейсмологических материалов.

Литература:

1. Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Чедия О.К., Сейсмическая опасность Суусамырской внутригорной впадины. – В отчете: Разработка количественных методов оценки сейсмической опасности территории Кыргызской

Республики на основе комплексного анализа геологических, геофизических и сейсмологических данных. Институт сейсмологии НАН КР. Бишкек, 1992. Т.2. С. 186 195.

2. Богачкин Б.М. Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю. В., Омуралиев М., Петросян А.Е., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А. структура очага Суусамырского 1992 года землетрясения на основе анализа его геологических и сейсмологических проявлений//Изв. РАН. Физика Земли. 1997. №11. С.318.

3. Геологическая карта Киргизской ССР. АН Кирг. ССР и Мин-во Геологии СССР, 6 листов, масштаб 1:500 000, 1980.

4. Джанузаков К., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии. Бишкек: Илим, 2003. 216 с.

5. Корженков А.М., Бауман Д., Мамыров Э., Омуралиев М., Порат Н. Об отклонениях дренажной сети, обусловленных современной тектоникой в Суусамырской впадине, Северный Тянь-Шань//Изв.РГО. 2003.-Т. 135. Вып.2. С. 49 61.

6. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.

7. Садыбакасов И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972 118 с.

8. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука. 1990. 181 с.

9. Трофимов А.К., Чедия О.К., Оценка интенсивности неотектонических движений на основе геолого-геоморфологических данных, на примере долины реки Акбуры, Юго-Восточная Фергана//Геология кайнозоя и неотектоника Тянь-Шаня: Сб. Фрунзе: Илим, 1970. С. 152 171.

10. Чаримов Т.А., Поволоцкая И.Э., Корженков А.М. Сейсмодислокации Северного Тянь-Шаня// Изв. вузов. 2005. - №1. С 211 229.

11. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2: Новейшая тектоника и полеогеография. – Фрунзе: Илим, 1972.

12. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 316 с.

13. Чедия О.К., Михель Г., Михайлев В. О скоростях голоценовых тектонических движений и попытке определения продолжительности сейсмического затишья в Среднем Тянь-Шане// Эхо науки. Известия НАН КР. 1997.- №1. С. 13 17.

14. Чекина С.А. Отчет по результатам геофизического изучения в Суусамырской, Сонкульской и Тогуз-Гороузской впадин. Бишкек. Фонд Геолог. управления Кыргызстана, 1986.

15. Aitken M.J. An introduction to optical dating: The dating of Quaternary Sediments by the use of Photon-stimulated Luminescence. Oxford University Press, 1998.

16. Avouas J.P., Tapponnier P., Bai M., You H., Wang G. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan// J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 6755-6804.
17. Chediya O.K., Abdrakhatov K.E., Lemzin I.N., Mihel G., and Mikhaylev V. Issyk-Ata, Northern Tien Shan fault in the Holocene// Journal of Earthquake Prediction Research. 2000. Vol. 8. P.379-386.
18. Ikeda Y. Thrust-front migration and its mechanism – evolution of intraplate thrust fault systems // Bull. Dept. of Geography, Univ. of Tokio. 1983. Vol. 15. P. 125-159.
19. Jamison W.R. Geometric analysis of fold development in overthrust terraces // J. Structural Geol. 1987. Vol. 9. P. 207-219.
20. Korjenkov A.M., Mamyrov E., Omyraliev M., Kovalenko V.A. and Usmanov S.F. Rock avalanches and Landslides formed in result of strong Suusamyr (1992, M= 7,4) earthquake in the northern Tien Shan test structures for mapping of paleoseismic deformations by satellite images // Proceedings of the 7th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography. Bishkek, Kyrgyzstan, July, 2002. Kartographische Bausteine. Band 23. Dresden, 2004. P. 117-135.
21. Lin J., Stein R.S. Coseismic folding, earthquake recurrence and the 1987 source mechanism at Whittier Narrows, Los Angeles Basin, California// J.Geophys.Res. 1989. Vol. 94. P. 9614-9632.
22. McCalpin J.P. (ed.) Paleoseismology. Academic Press. San Diego, 1996. 588 p.
23. Medwedeff D.A. Geometry and kinematics of an active, laterally propagating wedge thrust, Wheeler Ridge, California/ In: Geology of fold-and- thrust belts. Johns Hopkins studies in Earth and Space Sciences, 1992. P.3-28.
24. Meghraoui M., Jaegy R., Lammali K. and Albaredo F. Late Holocene earthquake sequences on the El Asman (Algeria) thrust fault//Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 90. P.187-203.
25. Stein R.S., King G.C. P. Seismic Potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California earthquake //Science 1984. Vol. 224. P.869-872.
26. Yeats R.S. Active faults relates to folding. In: Active tectonics: Studies in geophysics// Nat. Acad. Of Sci. Washington DC, 1986. P. 63-79.
27. Zhang P., Deng Q., Xu X., Feng X., Yang X., Li J. and Zaho R. Late Quaternary deformation and crustal shortening along the Manas reverse fault and fold zone, Northwestern China//Res. Active Fault. 1993. Vol. 3. P. 18-32 (in Chinese with English abstract).

Рецензент: д.геол.-мин.н. Мамыров Э.М.