

ОПОЛЗНИ И РАЗРЫВЫ КЕМИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1911 г. С M_s 8,2 В КИРГИЗИИ

Д. Дельво, К. Е. Абдрахматов*, И. Н. Лемзин*, А. Л. Стром**

Королевский музей Центральной Африки, В-3080 Тервюрен, Бельгия

* *Институт сейсмологии НАН КР, 720060, Бишкек, Асанбай, 52/1, Киргизия*

** *ЦСГНЭО, филиал АО „Институт Гидропроект“, 125812, Москва, Волоколамское шоссе, 2, Россия*

При Кеминском (Кебинском) землетрясении 1911 г. с $M_s = 8,2$ в Северном Тянь-Шане на территории Киргизии и Казахстана образовалась сложная система поверхностных разрывов суммарной протяженностью около 190 км и многочисленные оползни и каменные лавины объемом до нескольких десятков миллионов кубометров. Судя по распространению сейсмодислокаций, при землетрясении были активизированы шесть сегментов Кемино-Чиликской и Аксуйской зон разломов, различающихся по своей ориентировке и кинематике подвижек. Кеминское землетрясение — одно из наиболее сильных в серии сейсмических катастроф, произошедших в Кунгейском и Заилийском хребтах с 1887 по 1938 г. Его последствия были подробно обследованы и описаны группой исследователей под руководством К. И. Богдановича. В рамках программы Европейского сообщества INCO-COPERNICUS было проведено повторное изучение сейсмогенных разрывов и оползней, связанных с этим землетрясением. Наряду с этим была исследована структурная позиция Кемино-Чиликской и Аксуйской зон разломов, выявлены и описаны особенности выделяемых в их пределах сегментов. В целом эта система образует левостороннюю транс-прессионную структуру, контролирующую формирование горных хребтов между Иссык-Кульской впадиной и устойчивым блоком Центрального Казахстана. Сейсмотектонические дислокации 1911 г., которые к настоящему времени могут быть прослежены на местности на протяжении примерно 100 км, обычно последуют нарушения со следами многократных сейсмогенных подвижек. Наличие отчетливых палеосейсмических дислокаций и крупных древних скальных оползней в долинах рек Чон-Кемин, Чон-Аксу свидетельствует о том, что сильные землетрясения происходили здесь и в прошлом.

Активные разломы, скальные оползни, Кеминское землетрясение 1911 г., Тянь-Шань, Киргизия.

LANDSLIDES AND SURFACE BREAKS OF THE 1911 M_s 8.2 KEMIN EARTHQUAKE, KYRGYZSTAN

D. Delvaux, K. E. Abdrakhmatov, I. N. Lemzin, and A. L. Strom

The 1911 $M_s = 8.2$ Kemin (Kebin) earthquake in the Northern Tien Shan (Kazakhstan, Kyrgyzstan) formed a complex system of surface ruptures nearly 190 km long and numerous landslides and rock avalanches up to tens of millions of cubic meters in volume. Judging from their distribution, six fault segments of the Kemin-Chilik and the Aksu fault zones with different strikes, dips, and kinematics have been activated. The Kemin earthquake was one of the strongest events of a sequence of seismic catastrophes that affected the Kungei and Zaili-Alatau mountain ranges between 1887 and 1938. The effects of the Kemin earthquake are well documented in a monograph published soon after the event by K. I. Bogdanovich. In the frame of a European INCO-COPERNICUS program, the surface ruptures, landslides, and rockslides associated to this earthquake have been re-examined in detail. In addition, the large-scale tectonic setting of the Kemin-Chilik and Aksu fault zones has been re-evaluated, and their segments have been identified and described. The whole system forms a sinistral transpressional structure, which controls the formation of the mountain ranges between the Issyk-Kul depression and the Kazakhstan block. The surface ruptures of the 1911 earthquake can presently be observed in the field over a total length of nearly 100 km and generally reactivate longer-term cumulative paleoseismic fault scarps. The presence of well-expressed paleoseismic fault scarps and several tremendous ancient landslides in the Chon-Kemin, Chon-Aksu, and Aksu valleys can be considered as evidence for strong prehistoric earthquakes.

Active faults, landslides, 1911 Kemin earthquake, Tien Shan, Kyrgyzstan

ВВЕДЕНИЕ

Кеминское (Кебинское) землетрясение 1911 г. в горах Северного Тянь-Шаня (рис. 1) было одним из сильнейших в серии сейсмических катастроф, начавшейся с Вернейского землетрясения 1887 г. с $M_s = 7,3 \pm 0,5$ [1], охватившего окрестности Алма-Аты [2], за которым вскоре последовало Чиликское землетрясение 1889 г. с $M_s = 8,3 \pm 0,5$ [3]. Затем в 1911 г. произошло рассматриваемое нами Кеминское землетрясение с $M_s = 8,2 \pm 0,3$ [4]. По-видимому, завершающим в этой серии было Кемино-Чуйское землетрясение 1938 г. с $M_s = 6,9 \pm 0,5$ [5, 6]. Три последних события отражают разрядку напряжений в направлении с востока на запад вдоль Кемино-Чиликской зоны разломов (рис. 2). Число жертв Кеминского землетрясения сравнительно невелико для столь сильного события (погибло 452 человека, ранено — 740 [4]), поскольку оно с наибольшей силой проявилось в высокогорной малонаселенной области. Землетрясение сопровождалось образованием сложной системы поверхностных разрывов и многочисленными оползнями, в том числе скальными, каменными лавинами и другими вторичными нарушениями грунтов на территории около 10 тыс. км², протянувшейся на 200 км с востока на запад вдоль зон разломов и до 70 км с севера на юг [4, 7].

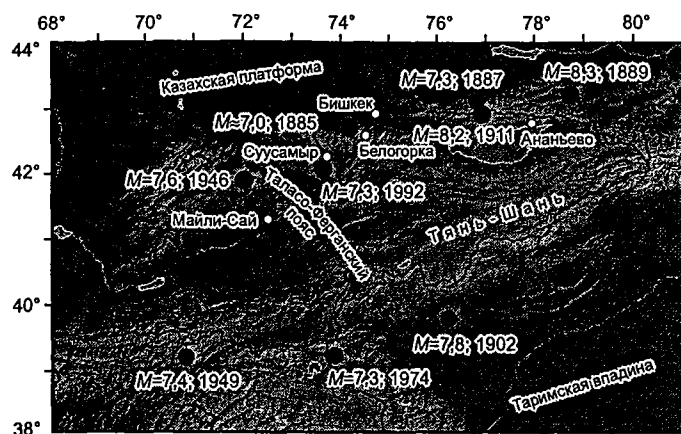


Рис. 1. Схема эпицентров сильнейших землетрясений Киргизии и прилегающих территорий.

Сейсмодислокации Кеминского землетрясения были изучены спустя несколько месяцев после события экспедицией под руководством проф. К. И. Богдановича [4]. Экспедиция обследовала горную область, охваченную землетрясением, двигаясь преимущественно верхом вдоль основных долин и через перевалы. Были описаны и закартированы все обнаруженные сейсмодислокации, среди которых выделялись первичные деформации тек-

тонического происхождения — „разрывы со смещениями“, „разрывы без смещений“, рассматривавшиеся как следствие подвижек по погребенным нарушениям, а также различные вторичные дислокации, непосредственно не связанные с разрывами. Смещения классифицировались либо как вертикальные, либо горизонтальные, либо имевшие обе составляющие. Разрывные сейсмодислокации интерпретировались как сеймотектонические только в тех случаях, когда они совпадали с наблюдаемыми тектоническими линиями (зонами разломов).

В советское время в районе проводились планомерные геолого-съёмочные работы, но сейсмодислокации Кеминского землетрясения специально не изучались. Только В. К. Кучай [8, 9] провел повторное обследование некоторых сейсмодислокаций с целью сопоставления их с описанием и фотографиями, сделанными экспедицией К. И. Богдановича. В 1996—2000 гг. в рамках проекта

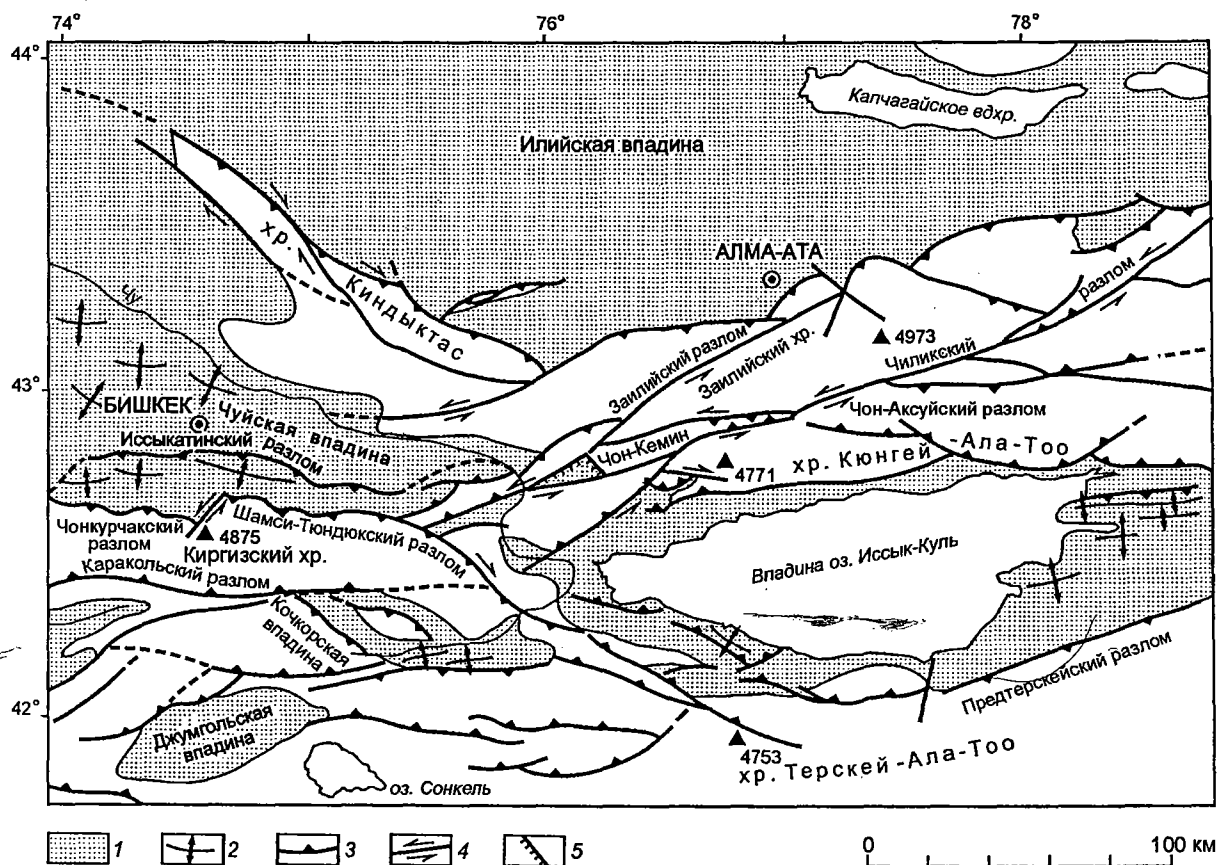


Рис. 2. Новейшая структура Исык-Кульской впадины и Чон-Кеминской зоны разломов, разделяющей Кюнгейский и Заилийский хребты [25].

1 — кайнозойские впадины; 2 — антиклинали в пределах впадин; 3 — взбросы и надвиги; 4 — сдвиги; 5 — сбросы.

Европейского сообщества INCO-COPERNICUS мы обследовали этот район и провели картирование поверхностных разрывов, сохранившихся с 1911 г., с целью уточнить их соотношение с разрывами, сформировавшимися при предшествующих землетрясениях, а также для того, чтобы выявить возможную сегментированность зон сейсмогенерирующих разломов с учетом их структуры и кинематики подвижек. На отдельных участках были проведены детальные геоморфологические, палеосейсмологические и геофизические исследования сейсмогенных разрывов и оползней, результаты которых будут представлены в отдельных публикациях. В данной статье приведено общее описание системы обследованных активных разломов и связанных с ними современных и палеосейсмодислокаций.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Горная система Тянь-Шаня представляет собой активный внутриконтинентальный ороген, формирующийся с миоцена между Таримским и Казахстанским блоками [10—12] и отличающийся высокой сейсмической и тектонической активностью.

Новейшая тектоническая активизация на Тянь-Шане произошла в третичное время вследствие столкновения Индийской и Евразийской плит [13, 14]. Деформации сжатия и синхронные им денудация и осадконакопление начались в позднем олигоцене [11, 15—18] или в среднем миоцене [16, 19, 20] и значительно усилились на границе третичного и четвертичного периодов [21]. Структурные исследования и предварительное изучение палеонапряжений указывают на развитие новейших деформаций в обстановке субмеридионального горизонтального сжатия [11, 18]. Современное поле напряжений также характеризуется меридиональным сжатием [22—24]. Обзорная карта активных разломов Киргизского Тянь-Шаня недавно составлена К. Е. Абдрахматовым с соавторами [25]. По данным GPS измерений, в Казахстане и Киргизии [12], а также в Китае [26] современная скорость меридионального укорочения вкост Тянь-Шаня в целом оценивается примерно 20 мм/год.

Важнейшей структурной линией Северного Тянь-Шаня является Кемино-Чиликская левосторонняя транспрессионная зона (см. рис. 2), которая активизировалась, вероятно, с позднего плиоцена и наследует зону разломов, развивавшуюся в позднем палеозое—мезозое [27]. Она контролирует структуру всей горной системы между Иссык-Кульской впадиной и Казахским щитом и как бы уравнивает правосдвиговые смещения по разломам с.-з. простирания, в частности по Таласо-Ферганскому. В центральной части от нее ответвляется Аксуйская зона разломов, косо секущая поднятие Кюнгейского хребта. Новейшая структура и распространение активных разломов в Заилийском хребте на территории Казахстана описаны в работах О. К. Чедия [4] и итальянских исследователей [28, 29]. В работе [30] более подробно рассмотрено строение зоны сочленения между хр. Кюнгей-Ала-Тоо и восточной частью Чуйской впадины.

СЕГМЕНТАЦИЯ РАЗРЫВОВ

Как отмечено выше, Кеминское землетрясение сопровождалось образованием сложной системы сеймотектонических дислокаций, что дает основание полагать, что причиной землетрясения явились подвижки по целой серии разломов. Об их ориентировке, падении и кинематике можно судить как по характеру поверхностных нарушений 1911 г., так и по структурным особенностям тектонических нарушений, вскрытых в бортах пересекающих их ущелий. Всего нами выделены 6 сегментов (рис. 3), каждый из которых характеризуется определенной ориентировкой в плане, падением и кинематикой. Их краткое описание с запада на восток приведено ниже. Отметим, что границы отдельных сегментов в ряде случаев проведены условно, хотя иногда смена ориентировки и(или) кинематики вдоль разлома могут быть обусловлены наличием секущих нарушений.

Кратко остановимся на используемой терминологии. Рассматриваемые активные разломы — это длительно развивающиеся нарушения, движения по которым происходили и на новейшем этапе развития. Выраженные в рельефе позднечетвертичные (Q_{III-IV}) и современные (в данном случае, 1911 г.) поверхностные разрывы, трактуются как палео- и современные сеймотектонические дислокации соответственно. В некоторых случаях такие разрывы наблюдаются по всей протяженности разлома, как вдоль Чон-Аксуйского сегмента (см. ниже). Однако сейсмодислокации могут проявляться и в виде прерывистой линии, общая протяженность которой меньше длины активизированного участка разлома. К примеру, при Суусамырском землетрясении 1992 г. с $M_s = 7,3$ в Киргизии поверхностные разрывы наблюдались на протяжении всего 4 км на двух изолированных участках, разделенных промежутком почти в 20 км [31].

При картировании сейсмодислокаций и сегментов активных разломов мы выделяли: 1) поверхностные разрывы, закартированные группой К. И. Богдановича в 1911 г. вскоре после землетрясения, 2) разрывы, обнаруженные нами в ходе полевых работ 1996—2000 гг. и образовавшиеся, по нашему мнению, при этом же событии, но не упоминавшиеся ранее, 3) уступы длительно развива-

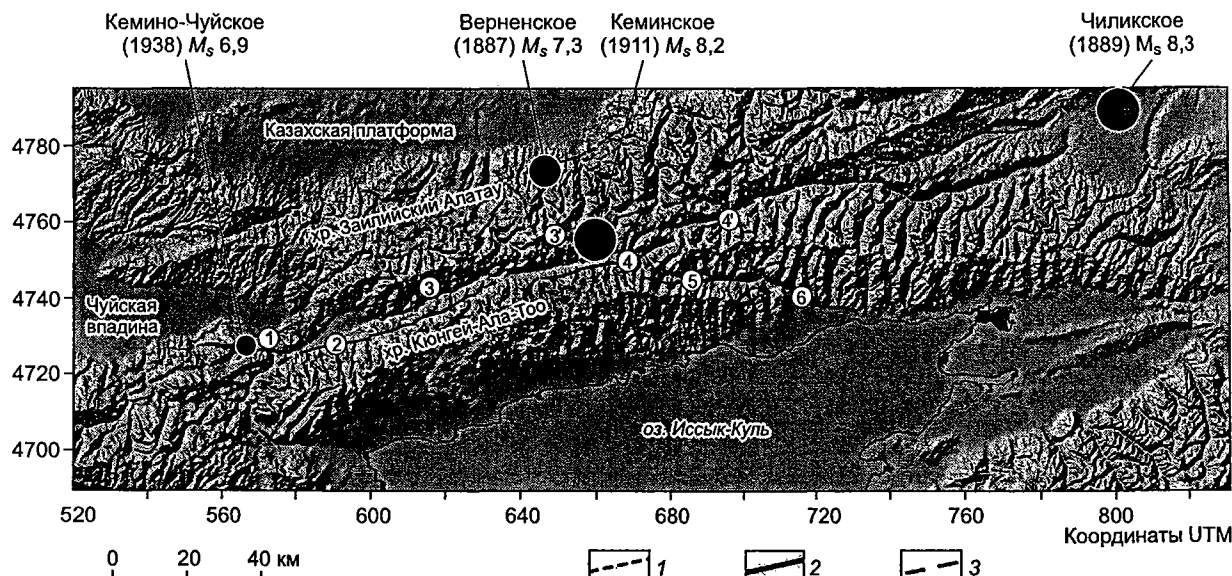


Рис. 3. Цифровая модель рельефа Кюнгейского и Зайлииского хребтов, построенная по картам м-ба 1:200 000.

1 — предполагаемое положение сейсмогенного разрыва Верненского землетрясения 1887 г. (по [4]); 2 — сейсмогенные разрывы Кеминского землетрясения 1911 г. (по [4] и по нашим данным); 3 — возможное положение сегментов разрывов, вскрывшихся в 1911 г. Цифры в кружках (1—6) — сегменты зоны разломов, активизировавшиеся при Кеминском землетрясении: 1 — Джил-Арыкский, 2 — Нижнечонкеминский левобережный, 3 — Нижнечонкеминский правобережный, 4 — Верхнечонкеминский-Чиликский, 5 — Чон-Аксуиский, 6 — Аксуиский.

ющихся молодых разрывов, сформированные повторяющимися сейсмогенными смещениями после среднего или позднего плейстоцена. Отметим, что не все палеосейсмодислокации были подновлены в 1911 г. и, наоборот, некоторые современные поверхностные разрывы не имеют прямых признаков предшествующих смещений. Что касается правомочности отнесения некоторых из ранее не описанных разрывов к сейсмодислокациям 1911 г., это сделано на основании их отчетливой выраженности в современном рельефе и практически полного морфологического подобия с разрывами Кеминского землетрясения, по работе [4].

Джил-Арыкский сегмент. Крайний к западу участок разлома, активизировавшийся при землетрясении 1911 г., находится вблизи впадения р. Чон-Кемин в р. Чу. Он проходит вдоль узкой локальной впадины, отделяющей периклиналь Западно-Кюнгейского поднятия от Ортокойского блока Киргизского хребта [11] (рис. 4). Среднеплейстоценовое русло Чу смещено на 10—15 м (южный блок поднят относительно северного) по разлому, пересекающему ее долину выше устья Чон-Кемина. Далее разрыв продолжается на запад вдоль подножия южного борта впадины и хорошо виден в уступе полки железной дороги в виде крутого надвига палеозойских отложений на галечниковый аллювий плейстоценовой террасы.

В целом разлом на этом участке простирается в широтном направлении, хотя сильно изгибается в плане. Видимые в обнажениях плоскости разрывов падают на юг под углами 45—60° с преобладанием взбросовой компоненты смещений. Вдоль наиболее крутых плоскостей смещений наблюдаются незначительные сдвиговые подвижки. Наличие последних предполагается также по результатам дешифрирования аэрофотоснимков, однако ни направление, ни величину сдвига надежно определить не удалось. В целом Джил-Арыкский сегмент разлома может быть охарактеризован как падающий на юг взброс с незначительной сдвиговой составляющей.

К. И. Богданович с соавторами [4] закартировали поверхностный разрыв землетрясения 1911 г. вдоль этого отрезка разлома на протяжении около 10 км. В рельефе разлом отчетливо выражен на протяжении приблизительно 20 км. В настоящее время сложно выделить смещение, относящееся именно к 1911 г., тем более, что рассматриваемый разлом проходит вблизи эпицентра Кемино-Чуйского землетрясения 1938 г. с $M_s = 6,9$, при котором также отмечалось образование сейсмодислокаций [5, 6], хотя их точное местоположение не указано. В восточном направлении рассматриваемый разлом протягивается вдоль нижней, каньонообразной части долины р. Чон-Кемин и далее смыкается с Нижнечонкеминским левобережным сегментом Кемино-Чиликской зоны разломов. Граница между ними проведена условно.

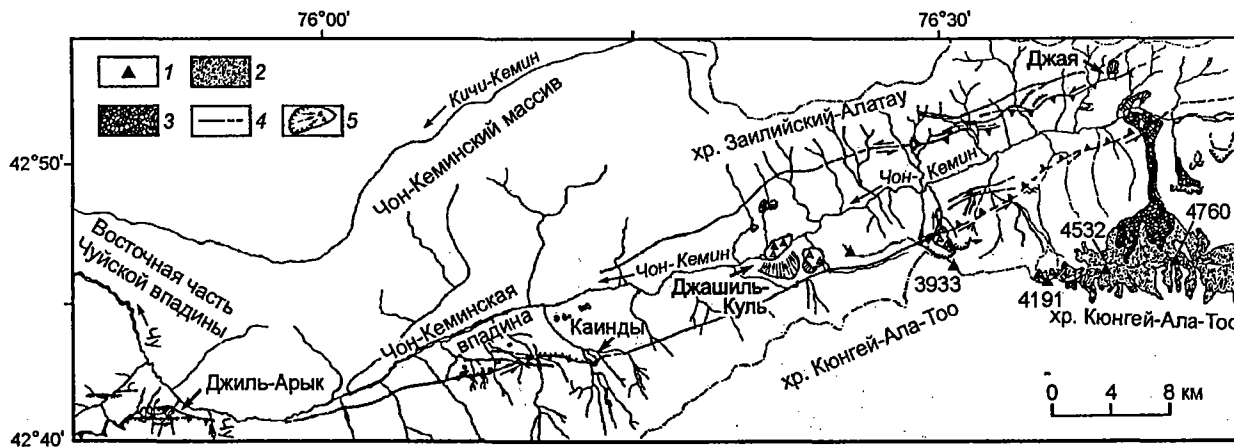


Рис. 4. Расположение крупных современных, образовавшихся при землетрясении 1911 г., и более древних оползней относительно современных и палеосейсмогенных разрывов в нижней части долины р. Чон-Кемин.

1 — вершины (м), 2 — ледники, 3 — позднеплейстоценовые морены, 4 — молодые разрывы, 5 — оползни.

Сегменты разломов в нижнем течении р. Чон-Кемин. Активные разломы, входящие в состав Кемино-Чиликской зоны, проходят с обеих сторон вдоль долины р. Чон-Кемин между урочищем Джая и Чон-Кеминской впадиной (см. рис. 4), образуя Нижнечонкеминский правобережный и Нижнечонкеминский левобережный сегменты. В западной части они, по-видимому, обрамляют Чонкеминскую межгорную впадину, представляющую собой депрессию, ограниченную разрывами по типу pull-apart basin.

Рассматриваемые нарушения простираются в в.-с.-в. направлении в целом параллельно друг другу, имеют крутое падение и характеризуются левосторонними сдвиговыми смещениями с существенной вертикальной компонентой. К востоку от Чон-Кеминской впадины они образуют левостороннюю транспрессионную зону с воздымающимся осевым блоком. Неясно, сочленяются ли разрывы на глубине, образуя „цветочную“ структуру (flower structure), либо расходятся, образуя типичный горст.

Возможно, что оба сегмента активизировались при Кеминском землетрясении в виде левосторонней кулисообразной системы. Сейсмодислокации отчетливо выражены вдоль практически всего южного (левобережного) сегмента и вдоль правобережного сегмента в его восточной части.

Нижнечонкеминский левобережный сегмент. Сейсмогенный разрыв на левом борту нижней части долины Чон-Кемин был прослежен на протяжении 48 км вдоль южного ограничения Чон-Кеминской впадины и далее в высокогорной области к востоку от нее, где он проходит южнее оз. Кель-Когур вплоть до пункта с отм. 3933 м (см. на рис. 4) [4].

Разрыв в.-с.-в. простирания имеет субвертикальное или крутое падение с признаками левостороннего смещения. В частности, в 2 км западнее Каиндинского оползня русла двух промоин, пересекающих уступ разрыва, смещены в левостороннем направлении на 20 и на 40 м. Эти величины соответствуют кумулятивным смещениям, накопившимся вследствие многократных перемещений по разрыву. В западной части вдоль южной границы Чон-Кеминской межгорной впадины северный блок опущен, однако восточнее его северное крыло поднято относительно южного. К сожалению, нам не удалось однозначно определить направление падения плоскости разрыва.

Непосредственно восточнее Каиндинского оползня разрыв 1911 г. практически не выражен ни на аэрофотоснимках, сделанных в 1988 г., ни на местности. По-видимому, он был сnivelирован солифлюкционными процессами, на аэроснимках видны характерные для них формы микрорельефа. Однако еще восточнее, к югу от оз. Кель-Когур, на космических и аэроснимках разрыв виден очень отчетливо. При этом можно допустить, что сейсмодислокация 1911 г. наследует выраженные в рельефе следы более древних подвижек.

Выше по течению Чон-Кемин, напротив урочища Джая, разрывы, образовавшиеся в 1911 г., не упоминаются [4], но и здесь отчетливо виден уступ высотой 10—30 м, хотя и перекрытый в значительной мере позднеплейстоценовой мореной, спускающейся с хр. Кюнгей-Ала-Тоо. На наш взгляд, уступ является несомненной палеосейсмодислокацией. Ледниковые отложения также нарушены отдельными уступами, большинство из которых видны на аэрофотоснимках, но плохо различимы в поле. Поскольку эти отложения, скорее всего, соответствуют последнему оледенению,

что соответствует стадии Q_{III}^2 (20—15 тыс. лет тому назад), скорость перемещений по разрыву на этом участке невелика, а основные перемещения по нему произошли до последнего оледенения, т. е. ранее, чем 20 тыс. лет тому назад. Плоскость разрыва на этом участке круто падает на север или субвертикальна; при этом северное крыло поднято относительно южного. Судя по морфологии речной сети, можно предполагать наличие существенной левосдвиговой компоненты смещений. Далее приразломный уступ косо пересекает долину р. Чон-Кемин и, возможно, продолжается в в.-с.-в. направлении вдоль ее правого борта.

Общая протяженность современных и палеосейсмодислокаций в пределах рассматриваемого сегмента составляет не менее 62 км, что соответствует минимальной длине образующего его активного разлома.

Нижнечонкеминский правобережный сегмент. Образование разрывов вдоль правого борта долины р. Чон-Кемин в ее нижней части было зафиксировано в 1911 г. на протяжении всего 2 км западнее урочища Джая. Точнее, это был единственный участок разрыва, видимый со дна долины. На основании дешифрирования аэроснимков, анализа ЦМР и полевого обследования мы нашли, что молодой, предположительно сейсмогенный разрыв может быть прослежен более чем на 20 км на отметках между 2500 и 3100 м (см. рис. 4). Следы молодых подвижек хорошо выражены почти на всем протяжении приразломного уступа, образующего несколько ветвей. Мы предполагаем, что эта система нарушений продолжается на запад вдоль правого борта долины до Чон-Кеминской межгорной впадины и далее вдоль ее северного подножия. В восточном направлении она, возможно, пересекает хр. Заилийского Алатау под острым углом, переходя на территорию Казахстана.

В пределах обследованного участка, между Чон-Кеминской впадиной и водоразделом Заилийского хребта, южное крыло разлома поднято относительно северного. Плоскость разрыва субвертикальная или крутопадающая, при этом участки с северным падением и сбросовым характером подвижек чередуются с участками с южным падением и взбросовой кинематикой. Такое непостоянство характера смещений по простиранию разрыва характерно для сдвигов. Мы нашли признаки левостороннего смещения на 5—10 м и 4—5-метровой вертикальной подвижки, которые могли произойти при землетрясении 1911 г., хотя, как указано выше, К. И. Богданович описал разрыв вдоль этого сегмента только на протяжении 2 км. Однако учитывая, что нарушение не видно со дна долины, где проходил основной путь экспедиции, можно допустить, что оно не было прослежено на всем протяжении.

Всего нами закартировано около 18 км поверхностных разрывов, а общая возможная протяженность этого сегмента зоны разломов на южном склоне хр. Заилийский Алатау на территории Киргизии, достигает 40 км. Северо-восточное (казахское) продолжение этого сегмента может, по-видимому, иметь аналогичную длину.

Современные и древние оползни. В рассмотренной части плейстосейстовой зоны Кеминского землетрясения произошло множество оползней в неоген-четвертичных отложениях в южной части Чон-Кеминской впадины и обвалов на крутых скальных обрывах. Наиболее крупный Каиндинский скальный оползень объемом около 8—10 млн m^3 находится непосредственно на трассе сейсмогенного разрыва, относящегося к левобережному сегменту.

В долине р. Чон-Кемин есть также несколько крупных позднеплейстоценовых или голоценовых скальных оползней, сконцентрированных на двух участках. Группа из трех оползней располагается в районе оз. Джашиль-Куль. Джашилькульский оползень объемом 150—200 млн m^3 , сошедший с южного борта долины, сложенного метаморфизованными отложениями зеленосланцевой фации, полностью перекрывал реку, о чем свидетельствует наличие озерных отложений непосредственно выше по течению от завала. Еще два скальных оползня произошли в боковых долинах. Один из них, по масштабу аналогичный Джашилькульскому, подпирает оз. Кель-Когур.

Выше по долине р. Чон-Кемин в районе урочища Джая также находятся несколько древних скальных оползней. Тело крупнейшего из них объемом 20—25 млн m^3 залегает непосредственно на трассе правобережного активного разлома. Еще один крупный скальный оползень, перекрывавший долину р. Чон-Кемин, находится выше устья р. Баши-Джая. Его тело лежит на позднеплейстоценовой конечной морене ледника, спускавшегося с Кюнгейского хребта. Радиоуглеродный возраст почвы, развитой на моренных отложениях и погребенной под оползнем, определенный методом AMS, составляет 6190 ± 160 лет (щелочная фракция) и 6660 ± 420 лет (остаточная фракция), что указывает на его образование 7—8 тыс. лет тому назад, т. е. в раннем голоцене. Ранее предполагалось, что этот оползень древнее морены [32], однако их истинное соотношение отчетливо видно в пройденной в последние годы дорожной полке.

Верхнечонкеминский-Чиликский сегмент зоны разломов. Серия разрывов суммарной протяженностью 46 км была закартирована экспедицией К. И. Богдановича в верховьях р. Чон-Кемин выше урочища Джая и в верхнем течении р. Чилик (см. рис. 3, 5). Они распространены в виде отдельных фрагментов на протяжении 66 км и образуют Верхнечонкеминский-Чиликский сегмент описываемой зоны разломов, большая часть которого находится на территории Казахстана. У нас не

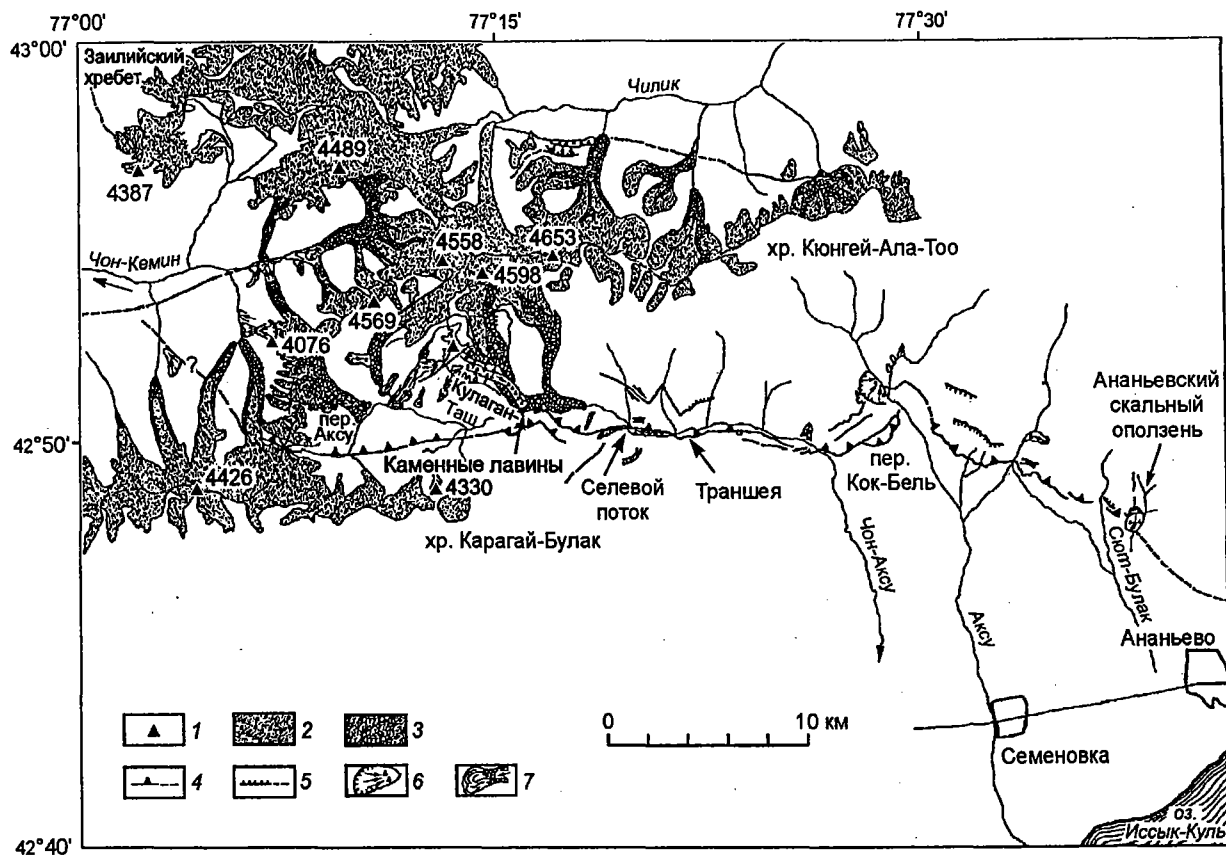


Рис. 5. Сейсмогенные разрывы и оползни Кеминского землетрясения в верхней части долины р. Чон-Кемин, долинах рек Чилик и Чон-Аксу.

1 — вершины (м), 2 — ледники, 3 — позднеплейстоценовые морены, 4 — основные поверхностные разрывы (взбросы и надвиги), 5 — оперяющие разрывы, 6 — оползни и обвалы, 7 — активизированные морены.

было возможности обследовать верховья этих долин, а на аэрофотоснимках 1988 г. разрыв удалось проследить только на протяжении 3,5 км. Данные, которые позволяли бы уверенно судить о геометрии и кинематике разрыва на этом участке, отсутствуют.

В работе [4] указано, что в верховьях долины Чон-Кемин образовались многочисленные вторичные разрывы и оползни, которые и по сей день различимы на аэроснимках. Можно также предположить, что на некоторых участках при землетрясении произошла активизация морен, которые запрудили долину, образовав озеро.

Чон-Аксуйский сегмент зоны разломов. Чон-Аксуйский сегмент зоны разломов простирается в субширотном направлении и может быть прослежен от перевала Аксу на западе до перевала Кок-Бель на востоке (см. рис. 3, 5). Его восточное окончание в долине р. Аксу, возможно, приурочено к поперечному разрыву. Западнее перевала Аксу он, вероятно, продолжается в высокогорной области, покрытой ледниками, где установить его соотношение с разрывами в верховьях Чон-Кемин не удалось.

Сейсмогенный разрыв на этом участке был описан в [4] только на протяжении 20 км, так как исследователи не смогли пройти в верховья р. Чон-Аксу. Нам удалось обследовать верховья этой долины и проследить сейсмогенный разрыв еще на 12 км до перевала Аксу. Таким образом, его протяженность на этом участке составляет не менее 32 км при том, что общая протяженность сегмента зоны разломов может достигать 40 км, учитывая его западное окончание за перевалом Аксу.

Судя по морфологии приразломного уступа и его строению в бортах глубокого ущелья, для описываемого сегмента характерны взбросы, падающие на север по углом 60°. Максимальная высота приразломного уступа, образовавшегося в 1911 г., достигала 10,5 м [4], но обычно составляла от 4 до 6 м. Следует, однако, отметить, что на профилях, пройденных нами вкост уступа, который мог образоваться одновременно при последней подвижке, его высота не превышает 8 м. Как показывает положение тальвегов ложбин, пересекающих уступ, сдвиговые смещения не превышали 1 м.

Оползни и сели. Вдоль рассматриваемого сегмента зоны разломов расположено несколько ранее не описанных вторичных дислокаций, представляющих, на наш взгляд, большой интерес. Так, в долинах двух северных притоков р. Чон-Аксу, одна из которых называется Кулаган-Таш, что в переводе с киргизского означает „падающие камни“, позднеплейстоценовые морены перекрыты мощными обломочными толщами (см. рис. 5). Отложения явно имеют молодой возраст, что подтверждается свежестью граней обломков и незначительными размерами покрывающих их лишайников (1—2 см в диаметре). Эти каменные лавины образовались, когда миллионы кубометров трещиноватых гранитоидов обрушились с крутых бортов долин с высоты примерно 4000 м на поверхность ледников и ледниковых отложений на отметках 3600—3700 м и „стекли“ по ним к руслу р. Чон-Аксу, протекающей здесь на высоте 3000—3100 м. Объем оползневых тел оценивается от 20 до 40 млн м³.

В средней, расширенной части долины р. Чон-Аксу ее пойма на протяжении 2,2 км покрыта отложениями селевых потоков. Они сформировались при размыве мощной среднэплейстоценовой морены на южном борту долины, в которой промыто ущелье Ак-Джар длиной 1500 м, шириной до 200 м и глубиной до 100 м, отсутствующее на фотографии, сделанной К. И. Богдановичем спустя несколько месяцев после Кеминского землетрясения. Однако оно видно на аэрофотоснимках, сделанных в 1956 г., т. е. образовалось в промежуток времени между 1911 и 1956 гг. Морена оказалась на трассе сейсмогенного разрыва и была нарушена сейсμοдеформациями, различимыми на фотографиях 1911 г. Катастрофические селевые потоки, полностью уничтожившие деревья в пойме и частично подпрудившие реку, были связаны, скорее всего, с размывом вдоль крупной трещины. Общий объем селевых отложений оценивается примерно в 15 млн м³.

Аксуйский сегмент зоны разломов простирается в в.-ю.-в. направлении от долины р. Аксу до оз. Иссык-Куль за селением Ананьево (бывшая Сазановка) (см. рис. 3, 5). Это наиболее доступный участок, в пределах которого сейсмогенные разрывы были зафиксированы на протяжении 34 км [4]. Масштабы сейсμοдеформаций уменьшались в восточном направлении, где разрыв стал прерывистым. В настоящее время разрыв отчетливо виден на протяжении 14 км в западной части сегмента.

Извилистость приразломного уступа и его соотношение с рельефом указывают на то, что разрыв на этом участке полого падает на север. Возможно, впрочем, что на глубине угол падения возрастает и рассматриваемый сегмент зоны разломов может быть охарактеризован как козырьковый надвиг. Вертикальное смещение достигает 3—5 м в западной части сегмента и постепенно уменьшается к востоку. Как уже упоминалось, Чон-Аксуйский взброс смыкается с Аксуйским надвигом в долине р. Аксу, формирование которой могло быть обусловлено наличием поперечного нарушения ю.-ю.-в. простираения.

Кеминское землетрясение привело к образованию нескольких достаточно крупных оползней в горах вдоль Аксуйского сегмента зоны разломов и многочисленных вторичных нарушений грунтов вдоль берега оз. Иссык-Куль [4]. Крупнейший оползень объемом ~15 млн м³ произошел вблизи селения Ананьево, где обрушились сильно выветрелые гранитоиды, залегавшие непосредственно над сейсмогенным разрывом.

ОБЩАЯ ПРОТЯЖЕННОСТЬ РАЗРЫВОВ

Сведения о протяженности рассмотренных сегментов зоны разломов, активизированных в 1911 г. при Кеминском землетрясении, обобщены в таблице. Отметим, что в настоящее время нарушения, о которых идет речь в работе [4], на значительном протяжении практически не видны ни на местности, ни на аэрофотоснимках. Это свидетельствует о том, что местами поверхностные прояв-

Протяженность поверхностных разрывов Кеминского землетрясения 1911 г. и соответствующих сегментов разломов, активизировавшихся при этом событии

Сегмент	Длина (км) разрывов, по [4]	Длина (км) разрывов, прослеженных авторами и уверенно или предположительно относящихся к землетрясению 1911 г.			Общая протяженность сегмента зоны разлома, км
		всего	по работе [4]	ранее не описанные	
Джиле-Аракский	9	9	9	0	20
Нижнечонкеминский левобережный	48	20	20	0	62
Нижнечонкеминский правобережный	2	18	2	16	40(80)
Верхнечонкеминский-Чиликский	46	3,5	3,5	0	66
Чон-Аксуйский	20	32	20	12	40
Аксуйский	34	14	14	0	34
Всего	159	96,5	68,5	28	262 (302)

ления сейсмотектонических дислокаций исчезают достаточно быстро, хотя на других участках они до сих пор выглядят так, как будто образовались несколько лет тому назад.

Поскольку группа, возглавляемая К. И. Богдановичем, картировала сейсмодислокации спустя всего несколько месяцев после землетрясения, несомненно, что их описание выполнено с достаточно высокой точностью, по крайней мере для районов, непосредственно обследованных экспедицией. Однако из-за схематичности существовавших в то время карт, их привязка недостаточно точна и иногда плохо согласуется с современной топоосновой.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОПОЛЗНЕЙ И ОПОЛЗНЕВАЯ ОПАСНОСТЬ

Землетрясение 1911 г. привело к образованию многочисленных оползней и каменных лавин объемом до нескольких десятков миллионов кубометров, некоторые из них упомянуты выше. Наличие же нескольких громадных древних оползней в долинах рек Чон-Кемин и Чилик может рассматриваться как косвенный признак, указывающий на возникновение здесь сильных землетрясений и в прошлом.

Анализ распространения оползней вдоль долин Чон-Кемина и Чон-Аксу показал, что они обычно группируются на ограниченных по площади участках вблизи активных разломов зачастую со следами недавнего сейсмогенного вспарывания. По-видимому, все они произошли в сильнотрещиноватых породах зоны выветривания [33]. Группа крупных скальных оползней, предположительно возникших при Кеминском землетрясении, находится в высокогорной области в верхнем течении р. Чон-Аксу висячем крыле активного взброса. Несколько крупных оползней 1911 г. находится вблизи Аксуйского надвига. Крупнейшие склоновые смещения объемом до 200 млн м³, произошедшие в позднем плейстоцене—раннем голоцене, сконцентрированы на двух участках в долине р. Чон-Кемин, где также отмечены многочисленные склоновые смещения при землетрясении 1911 г. [4].

Поскольку сейсмический генезис большинства оползней в изученном нами районе весьма вероятен, при оценке оползневой опасности необходимо принимать во внимание уровень сейсмической опасности и повторяемость сильных землетрясений. Как нам представляется, для объективной оценки этих параметров необходимы широкомасштабные палеосейсмологические исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кеминское землетрясение 1911 г. с $M_s \sim 8,2$ сопровождалось образованием поверхностных разрывов общей протяженностью как минимум 188 км, которые находятся в пределах шести различных сегментов, относящихся к Кеминно-Чиликской и Аксуйской зонам разломов, активизировавшихся при этом событии. Разломы имеют различное простирание, преимущественно субширотное и в.-с.-в., а также в.-ю.-в. Падение их плоскостей и кинематика подвижек изменяются от взбросовой с южным падением на крайнем западе (Джиль-Арыкский сегмент) до надвиговой с падением на север на юго-востоке (Аксуйский сегмент). Хотя подробные данные по крайнему восточному — Чиликскому — сегменту отсутствуют, для остальных разломов в.-с.-в. простирания, протягивающихся вдоль долины р. Чон-Кемин, характерны значительные, до 5—10 м, левосдвиговые смещения, развивающиеся в обстановке поперечного сжатия (транспрессия) с подчиненной вертикальной составляющей, не превышающей 3 м, и чередованием взбросовых и сбросовых движений, в зависимости от направления падения разрывов. Напротив, для разломов, образующих Аксуйскую зону, преобладающими являются вертикальные смещения от 3 до 8 м (возможно, до 10,5 м), при незначительной горизонтальной составляющей. Таким образом, можно утверждать, что Кеминское землетрясение 1911 г. произошло вследствие взаимной подвижки ряда блоков, разделенных разноориентированными разломами с разной кинематикой. Возможность активизации столь сложной системы нарушений при одном землетрясении может потребовать пересмотра оценок максимально возможных магнитуд землетрясений, базирующихся на представлениях о приуроченности очагов к отдельным квазиоднородным участкам неотектонических структур (разломов).

Для того чтобы уверенно оценивать как сейсмическую, так и оползневую опасность, обусловленную активностью рассмотренных разломов, необходимы дальнейшие исследования, включающие детальное картирование недостаточно изученных труднодоступных участков разломов, изучение скальных оползней и каменных лавин, произошедших при Кеминском землетрясении, а также широкомасштабные палеосейсмологические исследования по всем сегментам изученных разломных зон, позволяющие установить их важнейшие параметры (среднюю скорость смещений, периоды повторяемости землетрясений, историю развития и кинематику).

Выражаем особую признательность Г. Г. Щелочкову и оргкомитету Международного семинара по геодинамике Тянь-Шаня, прошедшего в Международном центре геодинамических исследований в Бишкеке, а также К. Г. Леви, ознакомившемуся с рукописью и сделавшему ряд полезных замечаний.

Работа была осуществлена в рамках проекта СТ97 0202 „Оползни, вызванные землетрясениями в Киргизии на Тянь-Шане“, поддержанного фондом INCO-COPERNICUS.

ЛИТЕРАТУРА

1. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., Наука, 1977, 536 с.
2. Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 28/05 (9/06) 1887 г. (Тр. Геологического комитета, т. 10, № 1) СПб., 1890, 154 с.
3. Материалы для изучения землетрясений России. Вып. 2, / Ред. И. В. Мушкетов. СПб., 1891, с. 11—46.
4. Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. Я., Мушкетов Д. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) (Тр. Геологического комитета, новая серия. вып. 89) СПб., 1914, 270 с.
5. Вильгельмзон П. М. Кемино-Чуйское землетрясение 21 июня 1938 г. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947, 39 с.
6. Джанузаков К. Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе, Илим, 1964, 115 с.
7. Delvaux D., Abdrakhmatov K., Strom A., Havenith H.-B. Surface break and landslides related to the M 8.2, 1911 Kemin earthquake along the Chon-Kemin — Chilik active sinistral transpression zone in the Northern Tien Shan // EOS, 1999, Transactions, AGU v. 80, 46: F1023, November 16, 1999 (supplement).
8. Кучай В. К. Результаты повторного обследования деформаций в плейстосейстовой области Кебинского землетрясения // Геология и геофизика, 1969, № 8, с. 101—108.
9. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность. М., Наука, 1981, 160 с.
10. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географиз, 1948, 222 с.
11. Чедия О. К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1986, 313 с.
12. Abdrakhmatov K. Ye., Aldazhanov S. A., Hager B. H. et al. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature, 1996, v. 384, p. 450—453.
13. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics on the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // J. Geophys. Res., 1979, v. 84(B7), p. 3425—3459.
14. Cobbold P. R., Davy P. H. Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia // Bull. Geol. Inst. Uppsala, N.S., 1988, v. 14, p. 143—162.
15. Садыбакасов И. С. Неотектоника Высокой Азии. М., Наука, 1991, 176 с.
16. Hendrix M. S., Dumitru T. A., Graham S. A. Late Oligocene-Early Miocene unroofing in the Chinese Tien Shan: An early effect of the India-Asia collision // Geology, 1994, v. 22, p. 487—490.
17. Cobbold P. R., Davy P., Gapais D. Sedimentary basins and crustal thickening // Sedim. Geol., 1993, v. 86, p. 77—89.
18. Cobbold P. R., Sadybakasov E., Thomas J. C. Cenozoic transpression and basin development, Kyrgyz Tien Shan, Central Asia // Geodynamics evolution of sedimentary basins. Paris, Technip, 1996, p. 181—202.
19. Allen M. B., Windley B. F., Chi Zhang et al. Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China // J. Geol. Soc., London, 1991, v. 148, p. 369—378.
20. Avouac J. P., Tapponnier P., Bai M. et al. 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, v. 98(B4), p. 6755—6804.
21. Bullen M. E. Late Cenozoic tectonic evolution of the Kyrgyz Range and adjoining Chu basin: New age constraints from fission-track, (U-Th)/He, and magnetostratigraphy // M.S. thesis, Pennsylvania State University, 1999, 115 p.
22. Гущенко О. И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмо-активных областей Евразии. Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, с. 26—51.
23. Zoback M. L. First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res., 1992, v. 97(B8), p. 11 703—11 728.
24. Муралиев А., Абдрахматов К. Е., Кучай О. А. и др. Напряженно-деформированное состояние земной коры по данным о механизмах очагов в районе Суусамырского землетрясения 1992 г. // Наука и новые технологии, 2000, № 2, с. 41—47.

25. Абдрахматов К. Е., Томсон С., Уэлдон Р. и др. Активные разломы Тянь-Шаня // Наука и новые технологии, 2001.
26. Michel G. W., Reigber C., Angermann D. CATS-Team and GEODYSSSEA-Team. Ongoing and recent deformation in Central and SE-Asia // EOS, 1997, v. 78, 172 p.
27. Delvaux D., Abdrakhmatov K., Jacques E. Late Cenozoic and active sinistral transpression in the Northern Tian Shan of Kyrgyzstan. EGS 24 General Assembly, The Hague, The Netherlands 19—23 April, 1999 // Geophys. Res. Abst., 1999, v. 1(1), 38 p.
28. Tibaldi A., Graziotto E., Forcella F., Gapich V. H. Morphotectonic indicators of Holocene faulting in Central Tien Shan, Kazakhstan, and geodynamic implications // J. Geodyn., 1997, v. 23(1), p. 23—45.
29. Tibaldi A., Graziotto E. Three-dimensional compressional deformations in the Zailiski Alatau mountains, Kazakhstan // Geodin. Acta (Paris), 1997, v. 10(5), p. 239—249.
30. Chedia O. K., Abdrachmatov K. E., Korzhenkov A. M., Lemzin I. N. Seismotectonic position of the Balasogum, North Tien Shan Earthquake of the 15th century // J. Earth. Pred. Res., 1998, v. 7, p. 289—299.
31. Ghose S., Mellors R. J., Korjenkov A. M. et al. The $M_s = 7,3$ 1992 Suusamy, Kyrgyzstan earthquake: 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1997, v. 87, p. 23—38.
32. Чедия О. К., Корженков А. М. О долговременном сохранении в рельефе следов древних сейсмических катастроф // Геоморфология, 1997, № 3, с. 88—98.
33. Лемзин И. Н., Нурманбетов К., Чаримов Т. Структурная позиция оползней, вызванных землетрясениями Тянь-Шаня // Наука и новые технологии, 2000, № 2, с. 48—50.

Поступила в редакцию
15 января 2001 г.

