

Абдиева С.В.

НЕИЗВЕСТНЫЕ СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ СРЕДНЕВЕКОВЬЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

S.V. Abdieva

UNKNOWN SEVERE EARTHQUAKES IN THE MIDDLE AGES IN THE NORTHWEST OF ISSYK-KUL BASIN

УДК 550.34 : 551.794 (575.2)

Северный Тянь-Шань является северным фронтом Гималайского горного пояса, возникшего в результате коллизии Индийской и Евроазиатской литосферных плит. Именно здесь находится серия самых активных сейсмических зон орогена, сгенерировавших сильнейшие землетрясения с $M > 8$. Из-за почти полного отсутствия письменных источников, единственным способом реконструировать каталог сильных землетрясений вглубь веков остается палеосейсмологический метод. Нами исследовались активные разломы и следы сильных землетрясений на северо-западе Иссык-кульской впадины, где имеет место подставление антиклинальных структур различной направленности – составляющих Кунгейской мегантиклинали. Здесь был выявлен ряд активных тектонических структур: разломов и складок, развитие которых сопровождалось проявлением сильных землетрясений. Наши полевые работы в долине р. Иири-Талдыбулак вдоль адыров хр. Кунгей Ала-Тоо позволили выявить два неизвестных ранее исторических землетрясения. Одно землетрясение в конце VII века н.э. по южному разрыву привело к формированию сейсмоуступа, рвущего пойму реки и секущего древнее поселение – таш-коро. Другое землетрясение в конце IX века н.э. – по северному разрыву - увеличило высоту сейсмоуступа, существовавшего на раннеголоценовой и более древних террасах. Важно отметить, что первое сильное сейсмическое событие совпадает с закатом кочевой цивилизации тюрок на территории Северного Тянь-Шаня и Семиречья.

Ключевые слова: древние землетрясения, средневековье, абсолютные датировки, археосейсмология, палеосейсмология, озеро Иссык-Куль, Тянь-Шань

Введение

Тянь-Шань представляет собой активный внутриконтинентальный горный пояс, сформировавшийся в результате коллизии Индийской и Евроазиатской плит (Molnar, Tapponier, 1975) и является уникальной природной лабораторией для изучения молодых тектонических структур. Тянь-Шань сложен палеозойскими породами фундамента и разделен межгорными бассейнами, заполненными кайнозойскими осадками. В период с позднего палеозоя, в мезозое и палеогене данная территория представляла собой эпигерцинскую стабильную континентальную

платформу с небольшой скоростью осадконакопления. В конце среднего олигоцена Тянь-Шань был частью обширного пенеплена, который является указателем доорогенной стадии развития Тянь-Шаня. Горообразование началось в позднем палеогене (Чедия, 1986).

Район озера Иссык-Куль в северной части Кыргызстана представляет собой тектоническую впадину размером 250 x 110 км, ограниченную конвергентными взбросами. Иссык-кульская впадина (рис. 1) ограничена на севере группой эшелонированных разломов: Западным Тогуз-Булакским, Культорским, северной частью Аксуйского и Талды-Булакским. На юге граница впадины и Терской Ала-Тоо проходит по Предтерской зоне разломов, где за неотектонический этап вертикальное смещение составило до 4000 м и горизонтальное смещение - до 7000 м (Чедия, 1986). Наполнение Иссык-кульской впадины продуктами эрозийного расчленения, проявившихся к тому времени в рельефе смежных хребтов, началось в олигоцене и продолжается по настоящее время. В самом низу разреза это – олигоцен-миоценовые тонкозернистые осадки киргизской свиты (Pg_3-N_1 kr), мощностью до 1500 м (Турбин и др., 1972). Миоцен-плиоцен характеризуются усилением орогенических процессов в этом районе, которые привели к отложению толщ иссык-кульской свиты (N_{1-2} is) мощностью до 3000 м. Орогенические поднятия в дальнейшем отразились в огрублении материала позднеплиоценовой - раннечетвертичной шарпылдакской свиты ($N_2^3-Q_1$ šr), имеющей мощность до 200 м (Фортуна, 1993). Огрубление материала, заполняющего синклиналь, продолжается в плейсто-цене и голоцене. В настоящее время палеозойский фундамент находится на - 4.5 км (Юдахин, 1983). В горном обрамлении впадины палеозойское основание поднято на высоту свыше 5 км, тем самым, образуя вертикальный размах высот до 10 км.

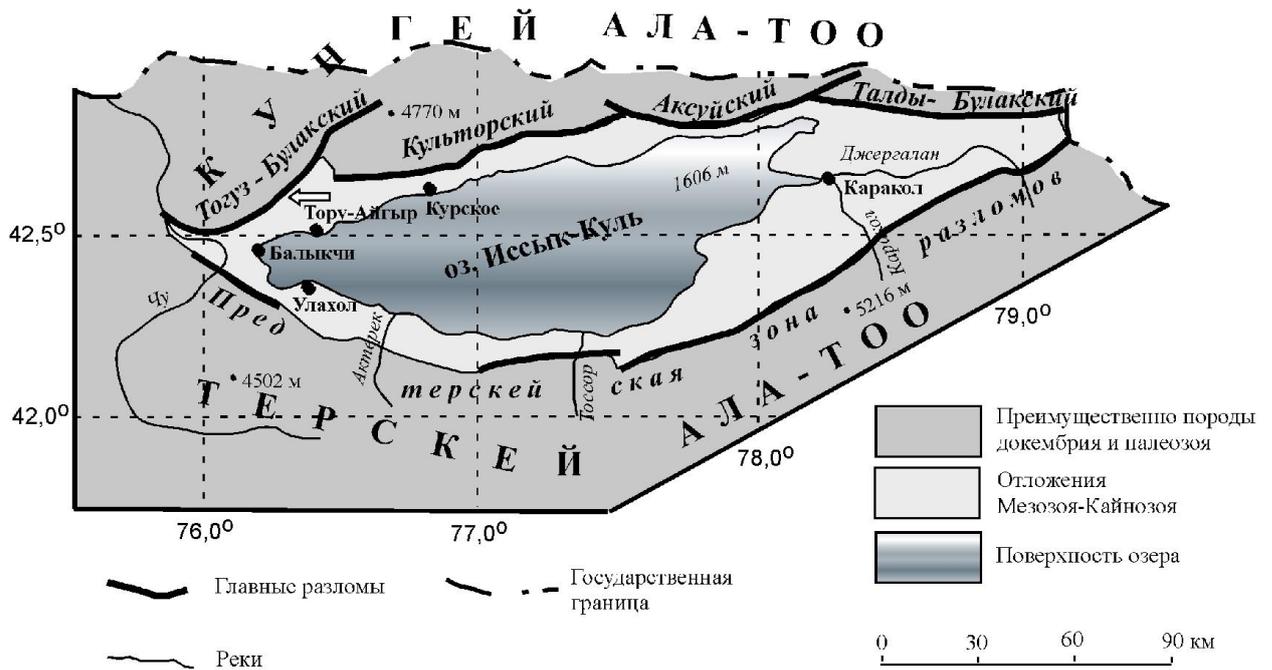


Рис. 1. Структурное положение озера Иссык-Куль и его бассейна (по Корженкову и др., 2007). Белая стрелка показывает местонахождение исследованного участка долины р. Иири-Талдыбулак.

Интенсивные тектонические движения в Иссык-кульской котловине продолжаютя и в настоящее время. Свидетельством чему являются многочисленные активные разломы и растущие складки (Чедия, 1986, 1993; Корженков, 2000, 2006; Bowman et al., 2004; Buslov et al., 2007, Корженков и др., 2007; Абдрахматов и др., 2008; Selander, 2008 и др.), а также значительные землетрясения (Джанузаков, Садыкова, 1993; Джанузаков и др., 2003 и др.). Среди последних и "крупнейшая сейсмическая катастрофа земного шара XX века" (Richter, 1958) – Кебинское землетрясение 1911 г. с $M = 8,2$. К сожалению, в нашем распоряжении имеются достоверные сейсмические данные, только начиная со второй половины XIX века (рис. 2) –

времени вхождения этой области в состав Российской империи. Однако надежная оценка сейсмической опасности территории должна базироваться на данных, уходящих на тысячелетия вглубь истории. Источниками информации по древним землетрясениям Иссык-кульской впадины и ее горного обрамления являются данные палеосейсмологии: сейсмодислокации (Утиров, 1978, 1993; Чаримов и др., 2005; Корженков, 2006 и др.), сейсмогенные конволюции в озерных осадках (Корженков и др., 1999; Korjenkov, 2000; Bowman et al., 2004; Корженков, 2006; Поволоцкая и др., 2006 и др.), а также археосейсмологические данные (Корженков, 2006; Korjenkov et al., 2006; Корженков и др., 2007).

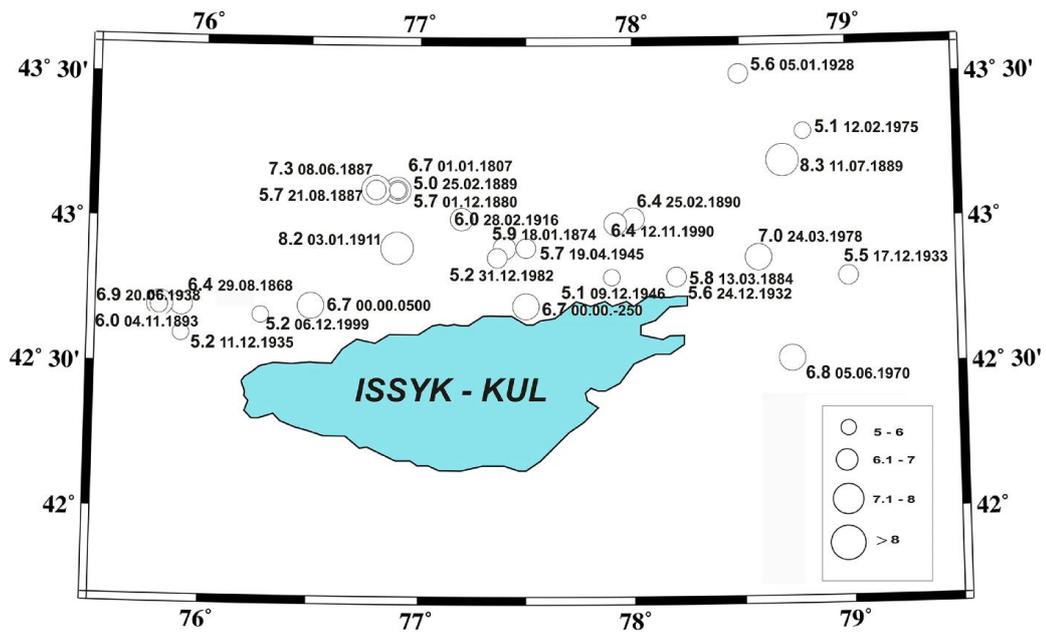


Рис. 2. Сильные ($M > 5$) известные землетрясения Прииссыккуля по данным Института сейсмологии НАН КР. Все они приурочены к так называемой Северотяньшаньской сейсмогенной зоне.

В данной статье мы пытаемся хотя бы частично восполнить значительные пробелы в каталоге сильных землетрясений Прииссыккуля. Здесь мы приводим наши последние материалы по палеосейсмологическим исследованиям на северо-западе впадины.

Геологические данные

Северо-запад Иссык-кульской впадины является необычным районом Северного Прииссыккуля. Здесь происходит сочленение Западно-Кунгейской мегантиклинали северо-западного простирания и Чоктал-Агалаташской – запад-северо-западного. Данные антиклинальные структуры – составляющие хребта Кунгей Ала-Тоо –

граничат с Иссык-кульской впадиной по краевым разломам: Тогуз-Булакскому взбросо-сдвигу и Культорскому надвигу, соответственно (рис. 3). Именно из-за такого необычного сочленения орогенных структур второго порядка, чехол предгорного аллювиально-пролювиального шлейфа нарушен здесь антиклиналями и синклиналями третьего порядка, развитыми по активным четвертичным разломам (Корженков, 2000, 2006; Bowman et. al., 2004; Корженков и др., 2007; Selander, 2008). Было установлено последовательное во времени вовлечение новых – все более южных участков Иссык-кульской впадины в поднятие (Корженков, 2000).

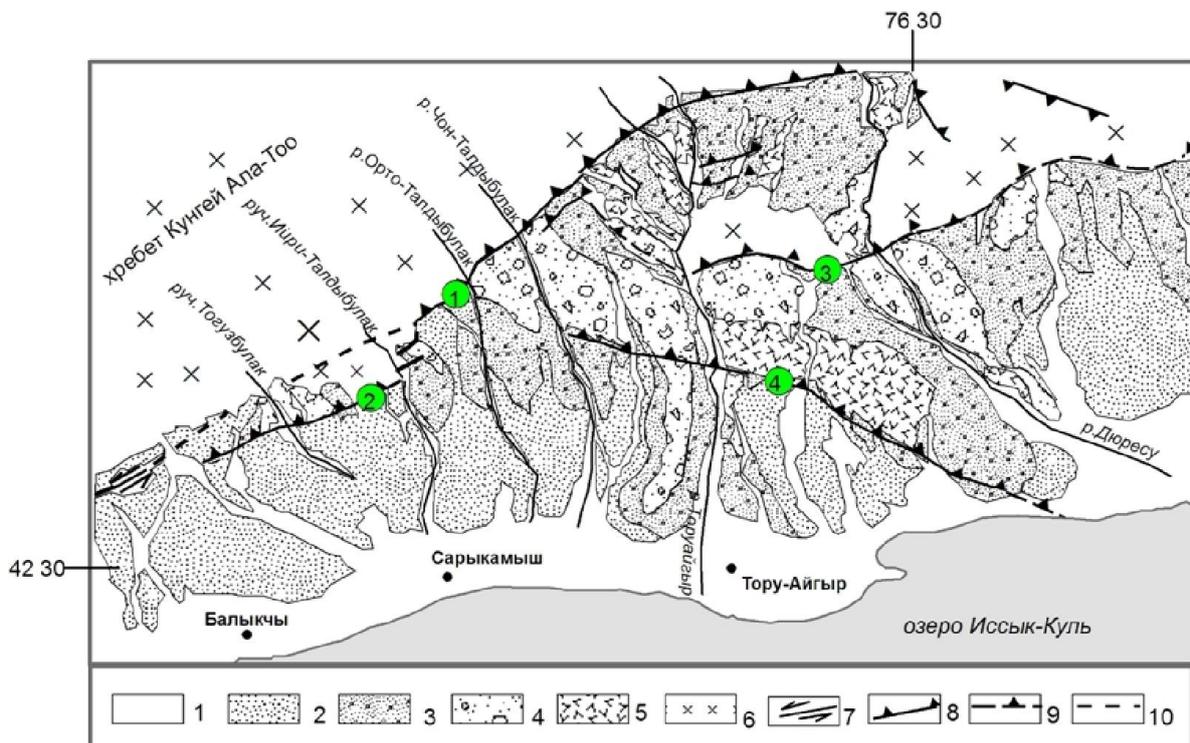


Рис. 3. Геологическая карта Северо-Западного Прииссыккуля (по данным А.Б. Джумабаевой). Условные обозначения: 1 - современные отложения, 2 - голоценовые отложения, 3 - позднплейстоценовые отложения, 4 - среднплейстоценовые отложения, 5 - палеоген-неогеновые отложения, 6 - породы палеозойского основания, 7 - сдвиг, 8 - надвиг, 9 - предполагаемые надвиги, 10 - разрывные нарушения предполагаемые. Цифры в кружочках: 1 - Тогуз-Булакский краевой разлом; 2 - Талды-Булакский адырный разлом; 3 - Кызыл-Культорский адырный разлом; 4 - Ак-Текинский адырный разлом.

Геометрия разломов, ограничивающих Кунгейский и Заилийский хребты, может быть объяснена наличием круто падающих активных разломов в ядре хребтов (Tarponnier, Molnar, 1979; Tibaldi et al., 1997; Molnar, Ghose, 2000; Дельво и др., 2001 и др.). Взбросы, ответственные за рост указанных хребтов, имеют прямолинейное простирание в плане, особенно в области, близкой к сводам хребтов. Здесь разломы имеют сравнительно крутые падения близ поверхности.

Исследования Тогуз-Булакского разлома показали, что этот дизъюнктив не является активным в четвертичное время на всем своем протяжении. Так, в восточной своей части - в бассейне р. Торун-Айгыр поверхность среднечетвертичной террасы, пересекая зону разлома, не испытывает никаких деформаций (Корженков, 2000). В то же время, в западной части разлома - в долине р. Тогуз-Булак Дж. Селендером (Selander, 2008) по смещениям поверхности позднечетвертичной террасы была замерена левосдвиговая компонента до 120 м. Таким образом, величина подвижек по Тогуз-Булакскому разлому уменьшается в восточном направлении, а тектоническая и сейсмическая активность переходит к разрывам, расположенным к югу - в осадочном чехле Иссык-кульской впадины: Кызыл-

Культорскому, Южно-Актекинскому, Текренскому и др. (Корженков, 2000).

В отдельных случаях удалось установить сейсмическую природу подвижек по названным разломам. Так, например, в голоцене по Южно-Актекинскому разлому уже произошли два землетрясения, последнее из них по данным метода инфракрасной люминесценции, по-видимому, имело место в конце VII века н.э. (680 ± 230 год н.э., Корженков и др., 2007).

Летом 2008 г. нами были проведены детальные полевые исследования в долине р. Иири-Талдыбулак. Эта долина привлекла наше внимание не случайно. Именно здесь находятся высокие адыры (предгорья Талды-Булак) хребта Кунгей Ала-Тоо, развитые к югу от Тогуз-Булакского краевого разлома. Эти адыры сложены коренными, палеозойскими образованиями. Южные крылья адыров Талды-Булак оборваны разрывами. Вдоль этих дизъюнктивов развиты отчетливые сейсмоуступы.

Нами была проведена детальная топографическая съемка районов развития сейсмоуступов, рвущих позднплейстоценовые и голоценовые аллювиальные поверхности в среднем течении долины р. Иири-Тогузбулак (рис. 4). Данная съемка позволила точно определить высоты

смещения аллювиальных террас. Высокая пойма по южному разрыву смещена на 2,66 м (профиль А-Б на рис. 5), позднеголоценовая терраса смещена на 6-8 м (профили В-Г, Д-Е на том же рисунке),

позднечетвертичная терраса смещена на 18 м (профиль Ж-З на рис. 5) и среднечетвертичная терраса смещена на 60 м (судя по детальной топографической карте).

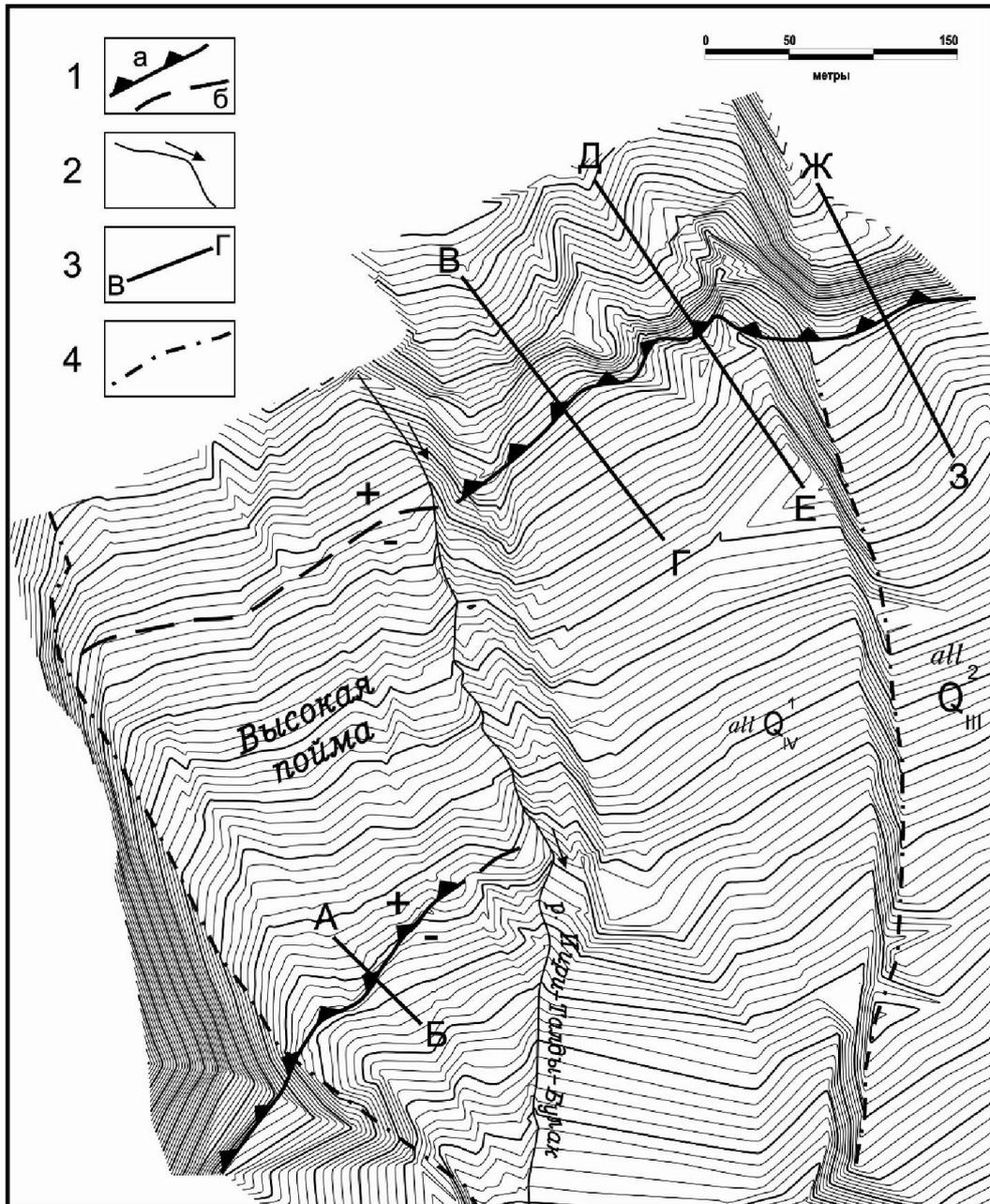


Рис. 4. Детальная топографическая карта среднего течения р. Иртиш-Талдыбулак, выполненная с помощью электронного тахеометра.

1 - Сейсмоуступы, ограничивающие с юга высокие адыры Талды-Булак (а – отчетливо выраженные, б – предполагаемые по ряду морфологических признаков); клювики показывают направление падения плоскостей разрывов. 2 – Русло реки Иртиш-Талдыбулак; стрелка показывает направление течения реки. 3 – Линии топографических профилей. 4 – трасса "городской" стены таш-коро

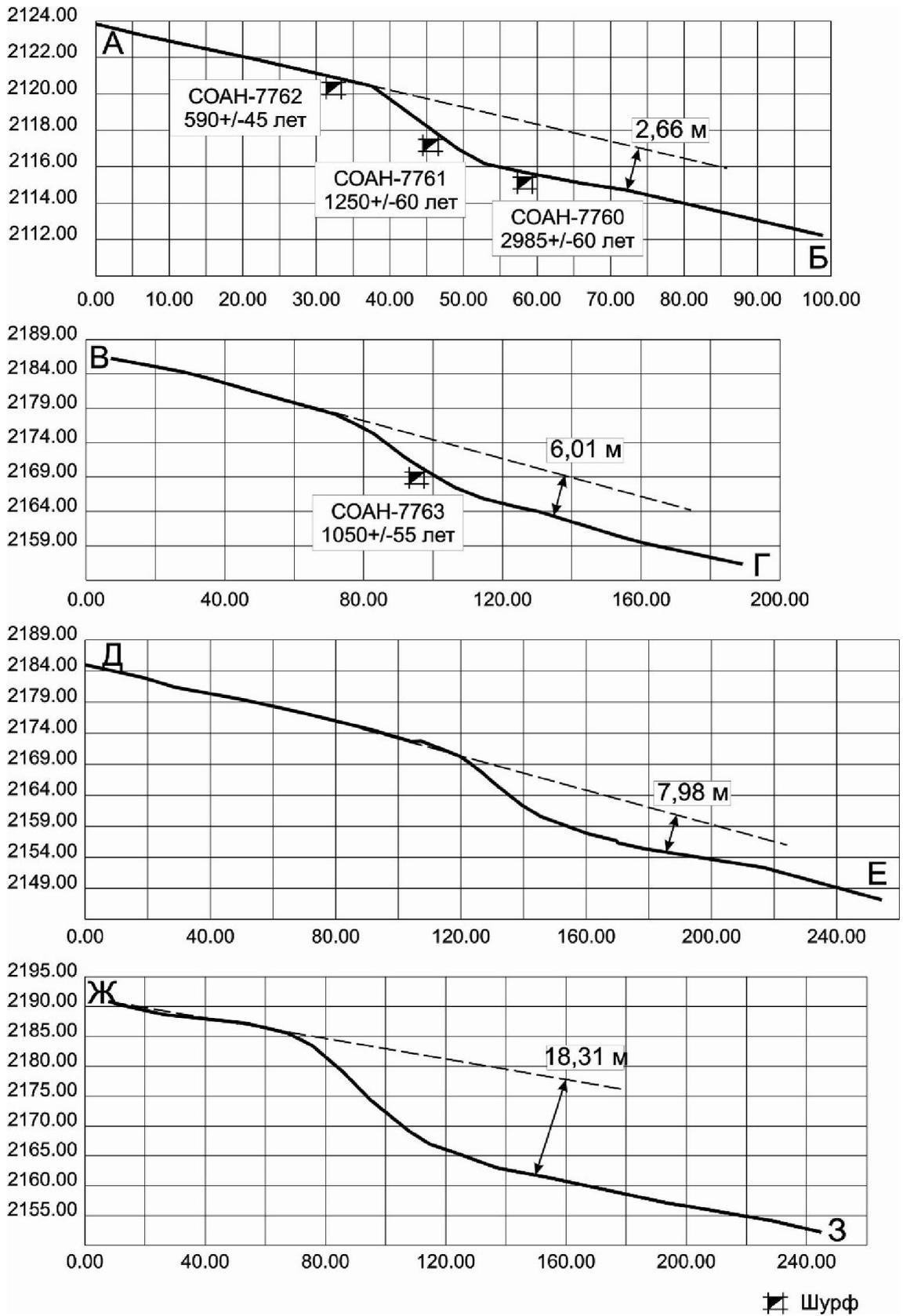


Рис. 5. Профили через сейсмоуступы: А-Б – через южный; В-Г, Е-Ж, 3-И – через северный.

Для определения возраста последней активизации по вышеописанным разрывам, нами были пройдены шурфы в телах, образованных ими сейсмоуступов (рис. 5). Пробы органических остатков отбирались в нижних частях почвы для определения их абсолютного возраста радиоуглеродным методом (рис. 6). Датирование было выполнено в Лаборатории геологии и

палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии СО РАН. Определение остаточной активности выполнялось на аппарате QUANTULUS-1220 (Liquid Scintillation Counters). Для расчета возраста был использован период полураспада ^{14}C , равный 5570 лет. Возраст рассчитывался от 1950 г. Датирование было выполнено по фракции гуминовых кислот.

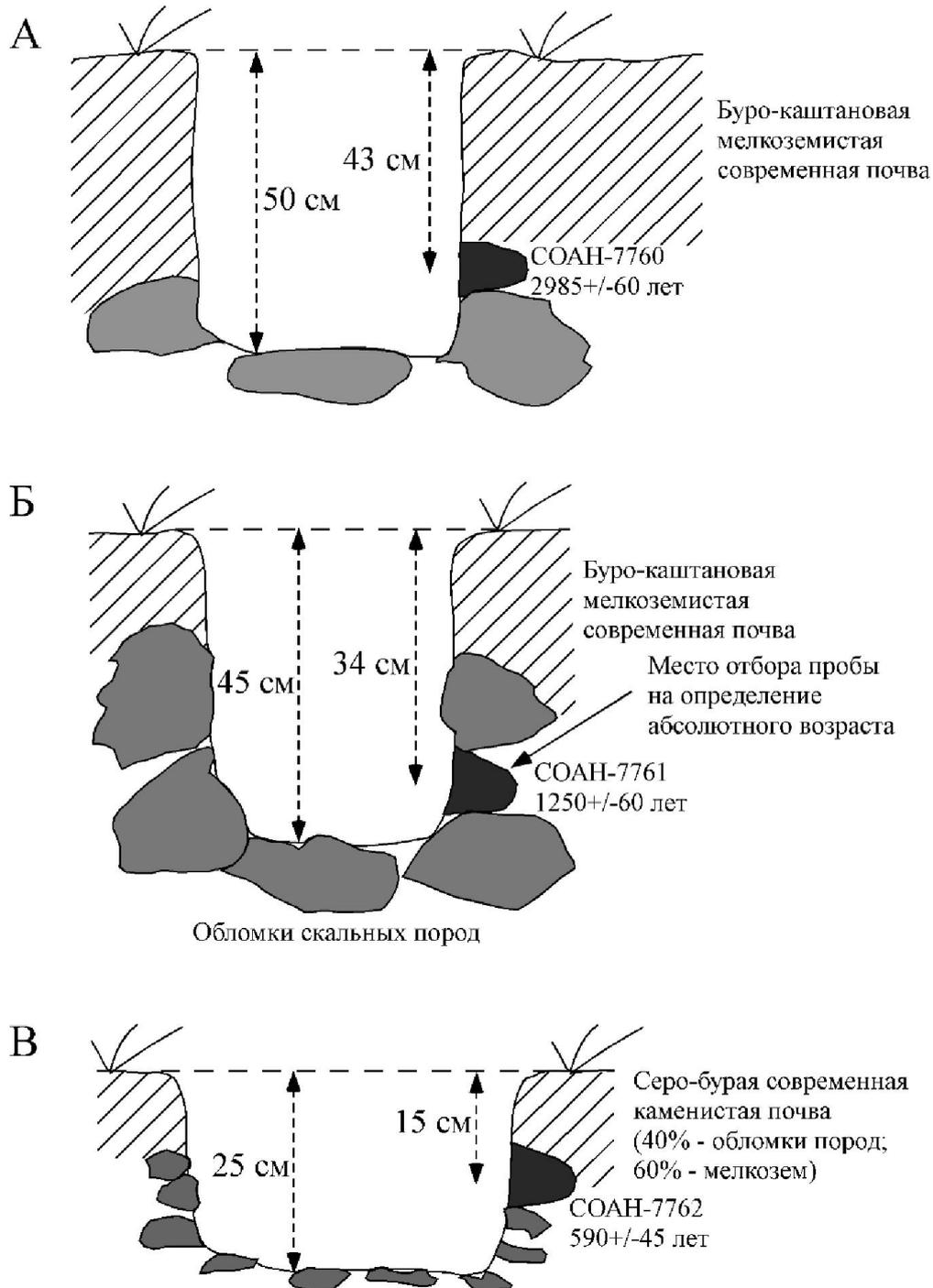


Рис. 6. Схематические зарисовки шурфов, пройденных у подножья южного сейсмоуступа (А), на его склоне (Б) и на гребне (В).

Сначала остановимся на рассмотрении южного уступа, пересекающего высокую пойму на правом склоне реки Иири-Талдыбулак. Его географические координаты в месте отбора нами проб по GPS приемнику таковы: абс. высота 2112 м, широта 42° 34' 06,6", долгота 76° 15' 40,5". Возраст этой разорванной поверхности определяется нами по возрасту пробы, отобранной в подошве

сейсмоуступа (СОАН-7760). Важно отметить, что к югу от подошвы уступа находятся остатки стены загона (рис. 7). Ее возведение привело к образованию местных подпрудных условий и накоплению мелкозема, на котором образовалась современная почва. Проба, отобранная в нижней части почвенного покрова дает нам возраст 2985±60 лет, т.е., X век до н.э.

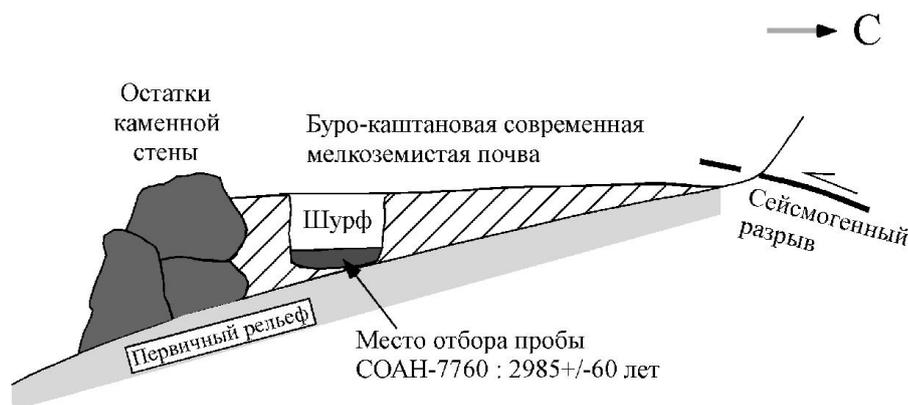


Рис. 7. Схематическая зарисовка местоположения шурфа у подножья южного сейсмоуступа (разрез). Здесь после возведения стены накопился мелкозем, на котором впоследствии образовалась почва. Проба СОАН-7760 была отобрана в нижней части почвенного горизонта.

Возраст пробы, отобранной к северу от разрыва (СОАН-7762: 590±45 лет), не может быть использован для датирования высокой поймы, так как он был отобран в болотистой почве, где мигрирующие водные растворы постоянно приносят свежий углерод из атмосферы. Время же формирования самого уступа определяется нами по возрасту пробы СОАН-7761: 1250±60 лет. Мы понимаем, что это минимальный возраст землетрясения. Для того, чтобы вновь образовалась почва на разорванном южном склоне (фронте) сейсмоуступа необходимо время – 50-100 лет для этой области Тянь-Шаня. Таким образом, возраст самого землетрясения, создавшего сейсмоуступ более древний, возможно конец VII века н.э.

Проба, отобранная в нижней части почвенного покрова на склоне сейсмоуступа, пересекающего поверхность раннеголоценовой террасы на левом склоне долины реки Иири-Талдыбулак, показала возраст 1050±55 лет (СОАН-7763), т.е., X век н.э. И здесь, прибавив время необходимое на почвообразование, возраст последнего землетрясения по северному адырному разрыву определяется нами концом IX века н.э.

Исторические данные

Тянь-Шань издревле входил в зону развитой среднеазиатской цивилизации. Более двух с половиной тысяч лет через него проходил Великий шелковый путь, одной из ветвей пролежавший по

Иссык-кульскому побережью. Занимая выгодное географическое и стратегическое положение на торговых путях и впитывая в себя культурные достижения Востока и Запада, местные народы и племена, вместе с тем, не теряли культурного суверенитета и оригинальности. Особенно ярко это проявляется в городской культуре раннего средневековья, когда сосуществовавшие общины разных конфессий, оставившие буддийские храмы, несторианские (христианские) памятники, согдийские некрополи и святилища, идентичные памятникам метрополий. В то же время прослеживается мощный пласт культуры аборигенов. Таким образом, в городах Тянь-Шаня в VI-X вв. (до исламизации населения этих городов) одновременно мирно сосуществовали приверженцы разных религий – выходцы из Индии, Сирии, Согдианы, центральноазиатские турки и местный сако-усуньский пласт населения.

Что же касается хронологии, то в первом тысячелетии до нашей эры на территории Северного Тянь-Шаня обитали племена *саков* – близких родственник знаменитых *скифов* Причерноморья. В конце первого тысячелетия до нашей эры *саков* сменили племена *усуней*. В середине VI века н.э. в Центральной Азии и, в частности, на Северном Тянь-Шане *тюркское* государство сменило власть *усуней*. Это был *Тюркский* каганат, просуществовавший полтора столетия: с 552 до 704 г. (Плоских, 2004). В 704 г. к власти в Семиречье пришла *тюркешская*

династия, однако она уже в середине VIII века пала под натиском *карлукских* племен. К 766 г. *карлуки* закончили покорение Семиречья и окружающих регионов и почти 200 лет оставались основными хранителями степной культуры в Средней Азии. В середине X в. на территории Семиречья утверждается новая *тюркская* династия – *Караханидов*, при них в Северном Тянь-Шане ислам становится государственной религией. К середине XII в. *кидани* разгромили объединенное мусульманское войско *караханидов* и *сельджукидов*, захватили власть в Семиречье и объявили о создании новой империи – Западного Ляо. Однако уже в конце XII – начале XIII вв. возрастает могущество *Хорезма*, присоединившего к своим владениям *Западнокараханидский* каганат. Начало XIII века ознаменовалось мировым победным шествием *монгольской* армии Чингисхана. Со смертью в 1301 г. хана Хайду – правнука Чингисхана и правителя огромной территории, включавшей Тянь-Шань, началась длительная междоусобная война *чингизидов* за власть. В конце XIV в. воины Тимура не раз успешно выступали против *моголов* (*монголов*) Тянь-Шаня. Войны и переселения кочевников привели, в конце концов, к полному разорению населения, проживавшего на территории современного Кыргызстана, одинаково подорвав хозяйство и земледельцев и местных скотоводов. Оседло-земледельческая жизнь в Северном Кыргызстане прекратилась, и только в XIX в. ее стали воссоздавать узбекские, русские и дунганские поселенцы (Плоских, 2004).

Северный берег озера Иссык-Куль в археологическом отношении менее богат, чем южный. Это объясняется, прежде всего, более суровыми климатическими условиями и более скудной растительностью, что делало северный берег менее привлекательным для освоения в древности и средневековье. Тем не менее, и здесь встречаются древние городища.

Одним из археологических объектов северо-западного побережья являются развалины у с. Тору-Айгыр. Здесь имеются также наскальные рисунки, курганы саков и усуней по обеим сторонам одноименной реки и вверх по ущелью. Встречаются и могильники древних тюрков. Интересны петроглифы, находящиеся севернее села Сары-Камыш, выше водохранилища. Они имеют большое значение в изучении истории и культуры древних кочевников. Здесь на огромной площади могильника встречаются отдельные камни с рисунками козлов. Эти рисунки на камнях оставлены племенами, жившими на территории Иссык-кульской котловины в II тыс. до н.э. – I тыс. н.э. (Улеманн и др., 2003)

Еще севернее Сары-Камышских петроглифов располагаются описанные выше южный и северный адырные разрывы в долине р. Иири-Талдыбулак. Эти сейсмогенные структуры пересекли так называемый

таш-коро. Таш-коро – это каменные загоны для скота, а также зимовки кочевников. Они представляют собой сложно составленные каменные выкладки – длинные ряды валунов. Таш-коро обычно имеют хаотичную конфигурацию в виде кругообразных розеток, спиралевидных фигур.

Таш-коро в долине р. Иири-Талдыбулак имеет четыре возрастные фазы строительных конструкций. Пример наиболее молодой из них – это разрушенная каменная усадьба богатого человека, состоявшая из нескольких десятков помещений. Ее возраст, по-видимому, конец XIX – начало XX века: на стенах сохранилась штукатурка, обнаженные камни не имеют пустынного загара и признаков лишайникового покрова. Отсутствие цементного раствора между камнями говорит о том, что это строение было построено еще до Советской власти. Разрушение усадьбы произошло, по-видимому, во время Кебинского землетрясения 1911 г. ($M > 8$), сейсмогенный разрыв которого вспорол южный склон хребта Кунгей Алатао. Важно отметить, что развалины еще одной усадьбы того же возраста можно наблюдать в нескольких километрах к западу от долины р. Иири-Талдыбулак. Ее географические координаты по GPS приемнику таковы: абс. высота 2095 м, широта $42^{\circ} 33' 31,8''$, долгота $76^{\circ} 14' 30,0''$. Последнее строение находится на продолжении южного сейсмогенного разрыва в его лежащем крыле в долине безымянного сая.

Следующая фаза строительства – это отдельно встречающиеся каменные загоны для скота, возведенные во время позднего средневековья(?). Они выложены из камней, уже затронутых пустынным загаром и начинающимся лишайникообразованием.

Наиболее широкое распространение – более одного квадратного километра имеют строительные конструкции третьей фазы строительства. Она представлена загонами для скота, располагающимися повсюду в пределах «городской» стены. Эта «городская» стена и стены загонов покрыты хорошо развитыми пустынным загаром и покровом лишайников. Возраст этой (главной) фазы строительства может быть определен по находящемуся рядом со стеной захоронению с каменным балбалом *тюркского* времени, поверхность которого покрыта пустынным загаром и лишайниками, развитыми в той же степени, что и «городская» стена. Местное население устанавливало балбалов на захоронениях с VI по X века н.э. По-видимому, именно на *тюркское* время пришлось основное строительство и максимальная оккупация таш-коро в долине р. Иири-Талдыбулак. Важно отметить, что западная «городская» стена таш-коро не была разрушена в месте ее пересечения южным сейсмоуступом.

Для строительства стен описанных первых трех фаз строительства древние кочевники использовали

преимущественно небольшие местные камни. Их размер обычно не превышает 40 - максимум 50 см по длинной стороне. Однако на территории Иири-Талдыбулакского таш-коро изредка встречаются стены, сложенные из больших глыб, достигающих более 1 метра в диаметре. Эту стену и ей подобные мы относим к четвертой – самой древней фазе строительства. Одна из таких стен была разрушена южным сейсмогенным разрывом во время его вспарывания. В нижней части сейсмоуступа виден выворот значительных глыб в восточном направлении. По всей видимости, эти массивные стены принадлежали отдельным загонам для скота, расположенным разрозненно по всей долине р. Иири-Талдыбулак. Судя по пробе СОАН-7760, отобранной в нижней части почвенного горизонта, образованного перед древней стеной (см. рис. 7), древние поселения в долине Иири-Талдыбулак существовали уже в X-XI веках до н.э. Этот возраст подтверждается и многочисленными петроглифами того же времени (Улеманн, 2003), находящимися в нескольких километрах к югу от таш-коро.

Таким образом, Иири-Талдыбулакский таш-коро был построен уже после первого сильного землетрясения, произошедшего в конце VII века н.э. А жизнь в нем, по-видимому, прекратилась лишь после второго землетрясения в конце IX века н.э. Впоследствии лишь редкие кочевники оставались со своим скотом на зимовку в этой местности.

Обсуждение полученных результатов

В результате проведенных исследований, нам удалось установить возраст и местонахождение двух сейсмических разрывов, образовавшихся во время сильных сейсмических событий средневековья, ранее неизвестных.

Мы уже указывали выше, что время формирования южного уступа, разорвавшего высокую пойму долины р. Иири-Талды-Булак близко к VIII веку н.э.: по возрасту пробы СОАН-7761: 1250 ± 60 лет. Мы рассматриваем последнюю датировку как минимальный возраст подвижки по разрыву. Возникший сейсмогенный разрыв разорвал почвенный слой на своем крутом склоне (фронте) сейсмоуступа. Понадобилось какое-то время, чтобы на грубообломочных аллювиальных отложениях вновь образовалась почва – около 50-100 лет для этой части склона хребта Кунгей Ала-Тоо.

Возраст второго сейсмического события определяется нами по пробе, отобранной в нижней части почвенного покрова на склоне северного сейсмоуступа, пересекшего поверхность раннеголоценовой террасы на левом склоне долины реки Иири-Талдыбулак. Она показала возраст 1050 ± 55 лет (СОАН-7763), т.е., X век н.э. Мы используем те же логические построения, приведенные выше, т.е., возраст землетрясения, приведшего к формированию северного сейсмогенного уступа на 50-100 лет древнее.

Интересно отметить, что возраст сейсмического события, имевшего место в раннем средневековье вдоль южного разрыва, очень близок (в пределах инструментальных ошибок методов) с возрастом последнего землетрясения, произошедшего по Ак-Текинскому разлому в конце VII века нашей эры (проба TAR-8: 1320 ± 210 лет в статье Корженкова и др., 2007). Мы уже указывали, что последнее землетрясение по южному разрыву произошло на 50-100 лет ранее радиоуглеродного возраста пробы СОАН-7761: 1250 ± 60 лет, т.е. тоже в конце VII века. Не могло быть так, что оба разрыва образовались во время одного и того же землетрясения?

Подобные прецеденты имели место во время сильных современных землетрясений в Северном Тянь-Шане. Так, например, максимальная степень повреждений зданий и деформаций в рельефе, отмечались Корженковым и др. (2006) во время Кочкорского землетрясения (2006, $M=5.5$; $I=VII-VIII$ баллов) вдоль двух субширотных полос: одна из них была приурочена к Южно-Кочкорскому краевому разлому, а другая – к адырному Акчопскому разлому.

Во время Суусамырского землетрясения (1992; $M=7,3$; $I=IX-X$ баллов), произошедшего в одноименной впадине, образовались два сейсмоуступа на поверхности: один – вдоль Суусамырского краевого разлома, а второй – вдоль Арамсуйского адырного разлома (Богачкин и др., 1997; Ghose et al., 1997), отстоящий от первого на 26 км. Зона разрыва Суусамырского землетрясения, на основе афтершоковых данных, простиралась на расстояние около 50 км (Mellors и др., 1997). В то же время общая длина двух образовавшихся поверхностных разрывов составляет только около 4 км. Отсутствие обширного поверхностного разрыва от такого значительного события довольно необычно. Такой феномен может иметь место, если подвижки по главному разлому на глубине распределяются по вторичным расщепляющимся разломам, достигающим поверхности.

В случае Суусамырского землетрясения ясно, что наличие уступов вдоль краевого Суусамырского и адырного Арамсуйского разломов предполагает расширение разломной зоны близ дневной поверхности. Это возможно, если главный разлом на глубине разделяется на несколько вторичных разрывов близ поверхности, распределяя, таким образом, общую величину подвижки на расщепляющиеся разрывы, достигающие земной поверхности. Наконец, Меллорс и др. (Mellors et al., 1997), отмечали, что афтершоки, которые отчетливо выявляют разломную плоскость на глубине, становятся более рассеянными близ поверхности. Более значительное рассеяние, наблюдаемое для мелкофокусных афтершоков, отчасти является следствием плохого определения гипоцентров на малых глубинах, но может также отражать это

расширение разломной зоны по направлению к земной поверхности.

Не исключено также, что в конце VII века нашей эры в Северо-Западном Прииссыккулье произошло два независимых землетрясения, разделенных коротким интервалом времени. Этот интервал мы не можем выявить из-за значительных ошибок радиоуглеродного и (особенно) люминесцентного метода датирования. Возможно, что имела место кластеризация землетрясений по одной сейсмогенной зоне. В истории сильных землетрясений Северного 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 $M_{LH} = 6,9$; Верненское 1887 г. с $M_{LH} = 7,3$; Чиликское 1889 г. с $M_{LH} = 8,3$ и Кебинское 1911 г. с $M_{LH} = 8,2$ (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 зоны одновременно активизировавшиеся в 1900 г. плюс-минус 50 лет...

Для определения магнитуды палеосейсмокатастроф по параметрам сейсморазрывных дислокаций нами была использована формула А.А. Никонова (1984) (использованы данные по землетрясениям Средней Азии):

$$M = 7,09 + 0,79 \lg h$$

Предположив, что 2,66-метровый уступ в высокой пойме р. Иири-Талдыбулак (h) был сформирован за одно событие, получаем $M = 7,43$

Также можно грубо подсчитать количество сильных событий и по северному разрыву: 2-3 землетрясения в голоцене, 3-4 сильных сейсмических события в позднем плейстоцене и 15-16 землетрясений в среднем плейстоцене.

Зная возраст позднплейстоценовой и среднплейстоценовой террас в регионе (приблизительно 89 тыс. лет и 157 тыс. лет – по данным Корженкова и др., 2007), эти же данные можно использовать для определения скоростей вертикальных подвижек по вышеуказанным сейсмогенным разломам: 0,8 мм/год в голоцене; 0,13 мм/год в позднем плейстоцене; 0,6 мм/год в среднем плейстоцене.

Для оценки сейсмической опасности важным результатом этих вычислений является повторяемость сильных сейсмических событий в голоцене (последние 10-12 тыс. лет): одно сильное землетрясение в 3-4 тыс. лет по северному адырному разрыву. Не нужно забывать, однако, что этот сейсмогенный разрыв не единственный в данном регионе. Для достоверной оценки сейсмической опасности Западного Прииссыккулья, необходимо

провести палеосейсмологические исследования вдоль всех таких разрывов.

Выводы

Из всего вышесказанного можно сделать нижеследующие выводы:

- во время средневековья на территории Северо-Западного Прииссыккулья произошли, по меньшей мере, два сильных землетрясения: в конце VII века, в конце IX века. Эти землетрясения были выявлены и исследованы нами впервые;

- второе землетрясение произошло на закате цивилизации *тюрков*, населявших в средневековье Северный Тянь-Шань и Семиречье

- во время землетрясения конца VII века, по-видимому, имело место вспарывание сейсмогенных разрывов по двум различным адырным разломам;

- магнитуда палеоземлетрясений была не менее $M=7$, что соответствует сейсмической сотрясаемости $I_0=IX-X$ баллов.

- повторяемость сильных землетрясений по этим разломам в голоцене составляет: одно сейсмическое событие в 3-6 тысяч лет.

- для полной оценки сейсмической опасности Западного Прииссыккулья необходимо провести исследования сейсмической активности всех сейсмоактивных разломов.

Материалы для этой статьи были собраны и подготовлены при финансовой поддержке гранта Американского фонда гражданских исследований и развития US CRDF № KYG2-2820-BI-06, также гранта Международного научно-технического центра №1668. В полевых исследованиях принимали участие: проф. А.М. Корженков, студенты – П. Вахрамеева, Е. Морозова, М. Муретта. Рис. 2 любезно предоставлен А.В. Березиной, а рис. 3 – А.Б. Джумабаевой. Рисунки 8 и 9 этой статьи были подготовлены при помощи А.В. Бобровского. Всем вышеназванным исследователям автор выражает свою глубокую благодарность.

Литература:

1. Абдрахматов К.Е., Осмонбаева Ч.А., Джумабаева А.Б., Ормуков Ч.А., Оскин М., Селандер Дж. Оценка сейсмической опасности Северо-Западного Прииссыккулья на основе данных об активных разломах // Наука и новые технологии, 2008, № 1-2, с. 14-19.
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 Сусамырского 1992 года землетрясения на основе анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Изв. РАН. Физика Земли. – 1997. – № 11. – С. 3–18.
3. 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. Геол. комитета. Новая серия. 1914. – Вып. 89. – СПб. – 256 с.

4. Дельво Д., Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1991 г. с $M_s 8,2$ в Киргизии // Геология и геофизика. – 2001 – Т. 42. – № 10. – С. 1667–1677.
5. Джанузаков К., Садыкова К.А. Макросейсмические данные о сильных и разрушительных землетрясениях // Детальное сейсмическое районирование Иссyk-Кульской впадины / Под ред. К.Е. Абдрахматова. – Бишкек: Илим, 1993. – С. 68–72.
6. 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.
7. Корженков А.М. Тектоника кайнозоя и сейсмичность северо-западной части Иссyk-Кульской впадины (Тянь-Шань) // Геология и геофизика. – 2000, Т. 41. – № 7. – С. 971–982.
8. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2006, 290 с.
9. Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон К. Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссyk-Куль // Изв. РГО. – 1999. – Т. 131. – Вып. 4. – С. 48–55.
10. Корженков А.М., К. Кросби, Э. Мамыров, Л.А. Орлова, И.Э. Поволоцкая, К. Табалдиев, Р. Эрроусмит. О причине разрушения Каменской средневековой крепости. Северное Прииссыкулье, Кыргызстан // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке: Вып. 2, Бишкек: Изд-во Научной станции РАН в г. Бишкеке, 2007. С. 30-38.
11. Корженков А.М. Муралиев А.М., Ормуков Ч.О., Сейталиев М.М., Джумабаева А.Б., Гребенникова В.В. Макросейсмическое обследование Кочкорского землетрясения 28 декабря 2006 года ($M=5,5$, $K=14$, $I_0=7$) в Северном Кыргызстане // Наука и новые технологии, 2006, № 3-4, с. 219-225.
12. Корженков А.М. И.Э. Поволоцкая, Э. Мамыров. Морфологическое выражение четвертичной деформации в северо-западных предгорьях Иссyкульской впадины Тянь-Шаня // Геотектоника, 2007, № 2, с. 53-72.
13. Никонов А.А. Развитие палеосейсмогеологического метода для оценки сейсмической опасности Средней Азии // Геолого-геофизическое изучение сейсмоопасных зон. – Фрунзе: Илим, 1984. – С. 192–203.
14. Плоских В.М. Наш Кыргызстан: Популярная историческая энциклопедия (с древности до конца XIX века). – Бишкек: Илим, 2004. – 224 с.
15. Турбин Л.И., Александрова Н.В., Колюхов А.Г. Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии // Геология СССР. Кирг. ССР. Т. XXV, кн. 1. М.: Недра, 1972, с. 256-268.
16. Улеманн К., Винник Д.Ф., Ысманова К.Ы. Биосферная территория Ысык-Кель. Культурно-исторические памятники. Бишкек: Изд-во ГТЦ, 2003, 88 с.
17. Утиров Ч.У. Сейсмодислокации // Геологические основы сейсмического районирования Иссyk-Кульской впадины. – Фрунзе: Илим, 1978. – С. 91–111.
18. Утиров Ч.У. Сейсмодислокации и палеосейсмодислокации // Детальное сейсмическое районирование Иссyk-Кульской впадины. – Бишкек: Илим, 1993. – С. 113–125.
19. Фортуна А.Б. Мезозойские и палеоген-неогеновые отложения // Детальное сейсмическое районирование Иссyk-Кульской впадины. – Бишкек: Илим, 1993. – С. 11–15.
20. Чаримов Т.А., Поволоцкая И.Э., Корженков А.М. Сейсмодислокации Северного Тянь-Шаня // Изв. вузов. – 2005. – № 1. – С. 211–229.
21. Чедия О. К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня: Фрунзе, Илим, 1986. – 316 с.
22. Чедия О.К. Краевые разломы // Детальное сейсмическое районирование Иссyk-Кульской впадины. – Бишкек: Илим, 1993. – С. 23–38.
23. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983, 315 с.
24. Bowman D., Korjenkov A. and Porat N. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan // Sedimentary Geology. – 2004a. – Vol. 163. – P. 211–228.
25. Bowman D., Korjenkov A., Porat N., Czassny B. Morphological response through competing of thrusting and erosion, at basin foothills, the northern Tien Shan, Kyrgyzstan // Geomorphology. – 2004b. – Vol. 63. – P. 1–24.
26. Buslov M.M., J. De Grave, E.A. Bataleva, V.Yu. Batalev. Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences, vol. 29, 2007, p. 205–214.
27. Erslev E.A. Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts // Geology, vol. 19, 1986, p. 617-620.
28. Ghose S., Mellors R.J., Korjenkov A.M., Hamburger M.W., Pavlis T.L., Pavlis G.L., Omuraliev M., Mamyrov E., Muraliev A.R. The $M_s = 7.3$ 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, earthquake in the Tien-Shan: 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation // Bull. Seism. Soc. Amer. – 1997. – Vol. 87. – P. 23–38.
29. Korjenkov A.M. Seismogenic convolutions in the lacustrine deposits of the Issyk-Kul Lake, the Tien Shan // Journal of Earthquake Prediction Research. – 2000. – V. 8. – P. 514–519.
30. Korjenkov A.M., J.R. Arrowsmith, C. Crosby, E. Mamyrov, L.A. Orlova, I.E. Povolotskaya, K. Tabaldiev. Seismogenic destruction of the Kamenka medieval fortress, northern Issyk-Kul region, Tien Shan (Kyrgyzstan) // Journal of Seismology, 2006, No. 10, p. 431-442.
31. Mellors R.J., Vernon F.L., Pavlis G.L., Abers G.A., Hamburger M.W., Ghose S., Illiasov B. The $M_s = 7.3$ 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan earthquake: 1. Constraints on fault geometry and source parameters based on aftershocks and body wave modeling // Bull. Seism. Soc. Am. – 1997. – Vol. 87. – P. 11–22.
32. Molnar P., Ghose S. Seismic moments of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan // Geophysical Research Letters, vol. 27, 2000, No. 16, p. 2377-2380.

33. Molnar, P. and Tapponnier, P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*, vol. 189, 1975, p. 419-426.
34. Park S.K., S.C. Thompson, A. Rybin, V. Batalev, R. Bielinski. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor basin, Kyrgyz Republic // *Tectonics*, vol. 22, No. 2, 2003, с. 8-1 – 8-12.
35. Richter Ch. F. *Elementary Seismology*. – San-Francisco: W. H. Freeman and Company, 1958. – 768 p.
36. Selander J. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: example of the Kungey and Zailiskey ranges, northern Tien Shan. M.S. Thesis, University of North Carolina, Chapel Hill, 2008, 73 p.
37. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions // *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, 1979, No. B7, p. 3425-3459
38. Tibaldi A., Graziotto E., Forcella F. and Gapich V.H. Morphotectonic indicators of Holocene faulting in central Tien Shan, Kazakhstan, and geodynamic implications // *J. Geodynamics*. – 1997. – Vol. 23. – No. 1. – P. 23–45.

Рецензент: д.геол.-мин. н. Корженков А.М.
