

**TECTONOPHYSICAL STUDY OF THE VERKHOVOI FAULT ACTIVITY
ON THE NORTHERN SLOPE OF THE KYRGIZ RIDGE**Yu.L. Rebetsky ^{1✉}, A.V. Marinin ¹, S.I. Kuzikov ², N.A. Sycheva ², V.N. Sychev ²

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, 10/1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

²Research Station, Russian Academy of Science, Bishkek 720049, Kyrgyzstan

ABSTRACT. An active fault was identified on the northern slope of the Kyrgyz ridge in the area near Research Scientific RAS in Bishkek. It belongs to a large system of crustal faults of the ridge. In our study, tectonophysical methods were used to analyse the regularities of the tectonic stress field reconstructed from seismological data on earthquake focal mechanisms. The stress distribution pattern near the investigated fault suggests its activity either in the recent past or at the present time. This conclusion is supported by the fact that at the eastern and western terminations of the fault, crustal stretching zones are located in a crosswise pattern. The Coulomb stresses on the fault surface were analysed, and the analysis results give grounds to state that its long section crossing the Alamedin river valley should be viewed as potentially hazardous. In the field, we observed abundant broken rock fragments and rock falls in the zone where the fault crosses the Alamedin and Aksu river valleys. It is known that rock falls have occurred more often in the last 3–5 years. The study results show slow movements along the fault. These strike-slip displacements have been going on for at least 10–15 years. According to the modern concepts of the preparation stage of an earthquake source, slow displacements along a fault gradually accelerate several years before an earthquake. Therefore, the studied fault (we named it Verkhovoi) should be considered a potentially hazardous zone wherein earthquakes can occur in future. A magnitude from 6.5 to 7.5 may be expected, depending on whether only the eastern part or the entire fault (i.e. 20 or 50 km, respectively) will be involved in a future seismic event. Further studies of the Verkhovoi fault are needed to clarify a trend in the development of slow sliding along the fault, which will allow understanding whether this process precedes dynamic rock failure (i.e. an earthquake) or tends to gradually decrease.

KEYWORDS: stress; active fault; earthquake; slow sliding

FUNDING: The study was carried out under the projects supported by RFBR (projects 12-05-00234a, 12-05-00550-a, and 19-55-53025 GFEN_a) and the state assignment of the Institute of Physics of the Earth RAS and Research Station RAS in Bishkek.

RESEARCH ARTICLE

Received: May 7, 2020

Revised: September 8, 2020

Accepted: September 14, 2020

Correspondence: Yuri L. Rebetsky, reb@ifz.ru

FOR CITATION: Rebetsky Yu.L., Marinin A.V., Kuzikov S.I., Sycheva N.A., Sychev V.N., 2020. Tectonophysical study of the Verkhovoi fault activity on the northern slope of the Kyrgyz ridge. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (4), 770–784. doi:10.5800/GT-2020-11-4-0506

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМА ВЕРХОВОГО НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

Ю.Л. Ребецкий¹, А.В. Маринин¹, С.И. Кузиков², Н.А. Сычева², В.Н. Сычев²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

² Научная станция РАН в г. Бишкеке, 720049, Бишкек-49, Кыргызстан

АННОТАЦИЯ. Представлены результаты исследования активного разлома вблизи Научной станции РАН в г. Бишкеке. Выделение этого разлома из большой группы разломов для коры Киргизского хребта выполнено на основе тектонофизических методов анализа закономерности поля тектонических напряжений, полученного из сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений. Распределение напряжений вблизи исследованного безымянного разлома на северном склоне Киргизского хребта говорит о его активности либо в недавнем прошлом, либо в настоящее время. Этот вывод опирается на наличие в его восточном и западном окончании крестообразно расположенных секторов растяжения. Анализ кулоновых напряжений на поверхности разлома показал, что его протяженный участок, пересекающий долину р. Аламедин, следует рассматривать как потенциально опасный. Проведенные полевые геологические работы позволили установить, что в районе пересечения этим разломом долин Аламедин и Аксу происходит обильное образование каменных осыпей и вывалов, причем в последние 3–5 лет активность каменных вывалов возросла. На основе полученных данных мы предполагаем, что исследуемый разлом испытывает медленные движения (сдвиги по простиранию), которые продолжаются уже не менее 10–15 лет. Согласно современным представлениям о стадии подготовки очага землетрясения, за несколько лет до его реализации на разломе начинается медленное, постепенно ускоряющееся смещение, поэтому данный разлом следует рассматривать как потенциально опасный для будущего землетрясения. Ожидаемая магнитуда землетрясения от 6.5 до 7.5 и зависит от реализации восточной части или всего разлома протяженностью соответственно 20 и 50 км. Предполагается дальнейшее изучение этого разлома, названного нами «Верховой», с целью выяснения тенденции развития процесса медленного скольжения в динамический срыв – землетрясение или постепенное затухание скольжения.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: напряжение; активный разлом; землетрясение; медленное скольжение

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнялась в рамках проектов РФФИ № 12-05-00234а, 12-05-00550-а, 19-55-53025 GFEN_a и Госзадания ИФЗ РАН и НС РАН в г. Бишкеке.

1. ВВЕДЕНИЕ

Существует несколько определений разных авторов понятия «активный разлом». В обзоре А.А. Никонова [Nikonov, 1995] приводится целый ряд таких формулировок, которые опираются на тот факт, что активные разломы должны быть выражены в деформациях молодых форм рельефа, смещать их. Это достаточно универсальный признак обнаружения и картирования активных разломов как геологическими, так и геофизическими методами. Например, активным разломом, для которого есть основания ожидать подвижку в будущем, считается тот, для которого имело место «повторное оживление» в течение последних 1–2 млн лет. Приведем пример и другого определения «активный разлом», требующего «наличия следов хотя бы одной подвижки по разлому в течение первых десятков тысяч лет, считая от современности» [Kozhurin et al., 2008, с. 12]. Второе определение предъясвляет более жесткие требования к районированию разломов, но так же, как и первое, еще достаточно абстрактно, т.е. нет количественного описания активности. А.А. Никонов под активным разломом понимает «такое дизъюнктивное тектоническое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и/или в недрах, которое несет признаки направленного перемещения разделяемых им блоков

(крыльев) в течение последних сотен тысяч лет на величину не менее 0.5–1.0 м на базе (поперек нарушения) не более 0.5–1.0 км, т.е. со среднерасчетной скоростью не менее сотен долей мм/год» [Nikonov, 1995, с. 17]. Здесь мы видим конкретное в цифре содержание понятия «активный разлом». Существует также определение активных разломов, данное Ю.О. Кузьминым. «Под современным активным разломом понимается такая разломная зона, в которой происходят современные короткопериодические (первые месяцы и годы), пульсационные и/или знакопеременные деформации (СД-процессы) со скоростями не менее 10^{-5} в год» [Kuz'min, 1999, с. 165].

Приведенная выше градация определений активных разломов фактически подсказывает нам необходимость введения градации в само понятие «активный разлом». Сейчас мы уже понимаем, что существуют разные формы землетрясений – от стандартных до медленных, сверхмедленных, тихих и т.д. Также возможен асейсмический крип по разлому. Таким образом, активные разломы следует, вероятно, различать по следующим признакам:

1) сейсмически опасные, которые могут привести к землетрясениям, создающим возможность разрушения близлежащих промышленных и социальных объектов;

2) среднеопасные – создающие косвенные опасности в районе землетрясения и, возможно, затрагивающие объекты инфраструктуры (дороги, трубопроводы, трассы ЛЭП);

3) малоопасные с ожидаемым низким уровнем магнитуд, фактически не приводящие к значимым проявлениям на поверхности;

4) безопасные, криповые, движения по которым снижают критические уровни напряжений;

5) активные разломы в неотектонический период, но безопасные в новейшее время (последние 10–20 тысяч лет) – примером здесь является Фенноскандия.

Во всяком случае, предложенная А.А. Никоновым и Ю.О. Кузьминым количественная оценка активных разломов позволяет говорить о разной степени опасности активных разломов.

Выделение возможных активных разломов всегда осуществлялось геологами при проведении полевых работ непосредственно на природном объекте на основе изучения поверхностной структуры обнажения и форм рельефа геолого-геоморфологическими методами. Эти методы достаточно широко апробированы, хотя и не всегда дают прямые свидетельства активности разломов в последние десятки или сотни тысяч лет. Со второй половины прошлого века широкое развитие получили методы сейсмотектоники, в которых на основе «трэнчинга» получают прямые с датировками свидетельства активности или пассивности разломов [McCalpin, Nelson, 1996]. Оба эти направления требуют прямого присутствия исследователя на объекте, что сложно выполнить при обследовании больших территорий с широко разветвленной системой разломов. Эта проблема становится практически нерешаемой, когда районом таких работ являются горные поднятия. Такие методы исследования можно применять к разломам в тех случаях, когда на основе каких-то других подходов удастся указать на предполагаемые активные разломы. Здесь сразу приходит идея использовать для районирования коровых разломов методы дистанционного зондирования земной поверхности, созданные в последние несколько десятилетий. Эти методы эффективны на платформах и для достаточно пологих форм рельефа в предгорьях. Для горных областей, осложненных активно действующими экзогенными процессами, они не позволяют достоверно выделить скрытый их каменными и иллювиальными наносами разлом.

Другим вариантом дистанционных исследований являются прямые сейсмологические наблюдения. Сами сейсмические события малых магнитуд, происходящие на разломе, свидетельствуют в пользу его активности. Однако практика показывает, что точность определения эпицентров очагов землетрясений для глобальной сети IRIS для землетрясений с магнитудой $M > 3.5$ составляет в лучших случаях 20–30 км. При работе с сейсмическими записями региональных и локальных сетей России и стран бывшего СССР точность определения эпицентров может быть повышена до 5–10 км. При этом

точность определения глубин землетрясений также остается достаточно низкой – стандартно 5–10 км. Ее можно повысить, вероятно, до первых километров при использовании метода двойных разностей [Waldhauser, Ellsworth, 2002], но этот метод сейчас не имеет массового применения. При такой низкой точности определения эпицентров и глубин землетрясений привязка их к конкретному разлому в случае достаточно густой сетки региональных разрывов, как это имеет место для Байкальской рифтовой области, Алтая-Саян и Тянь-Шаня, становится весьма проблемной. Это тем более сложно, что для горных районов истинные углы погружения разломов и их изменение с глубиной плохо прогнозируемы. В этой связи ставится вопрос: «Что может дать тектонофизика в решении проблемы выделения активных разломов для труднодоступных горных территорий?»

2. ИСХОДНЫЙ БАЗИС ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗЛОМОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

С 2012 г. ИС РАН и лаборатория тектонофизики ИФЗ РАН выполняли исследования по изучению активных разломов северной части Центрального Тянь-Шаня [Rebetsky, Kuzikov, 2016]. С этой целью была составлена цифровая карта разломов с дискретностью определения их координат около 1 км (рис. 1). Созданная карта является наиболее детальной информативной картой разломов исследуемой территории, так как помимо представления данных о расположении разломов на ней имелись указания о направлениях погружения плоскостей отдельных их участков, а также данные об угле погружения.

Ранее для коры Северного Тянь-Шаня по данным о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 1.5 до 3.5, полученным сейсмической сетью КНЕТ, и на основе метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) Ю.Л. Ребецкого [Rebetsky, 2003] выполнялась инверсия напряженного состояния для нескольких глубинных уровней [Rebetsky et al., 2012, 2016]. Анализ плотности распределения и диапазона магнитуд очагов землетрясений (1056 событий) из каталога механизмов показал, что линейный масштаб осреднения реконструируемых напряжений может соответствовать 10–15 км, поэтому реконструкция напряжений осуществлялась в узлах сетки $0.05 \times 0.05^\circ$ в латеральном направлении. Расчеты напряжений выполнялись для горизонтальных полос мощностью по глубине 10 км, середины которых находились на глубинах 5, 10, 15 и 20 км (т.е. полосы расчета напряжений пересекались по глубине).

На картах рис. 2 для разных глубинных уровней представлено районирование земной коры Северного Тянь-Шаня по геодинамическим типам напряженного состояния. Здесь сразу выделяются установленные нами ранее для Алтае-Саян [Rebetsky et al., 2012, 2013; Rebetsky, 2015] закономерности: 1) областям горных поднятий отвечают геодинамические режимы горизонтального сжатия или сжатия со сдвигом (есть одно отклонение

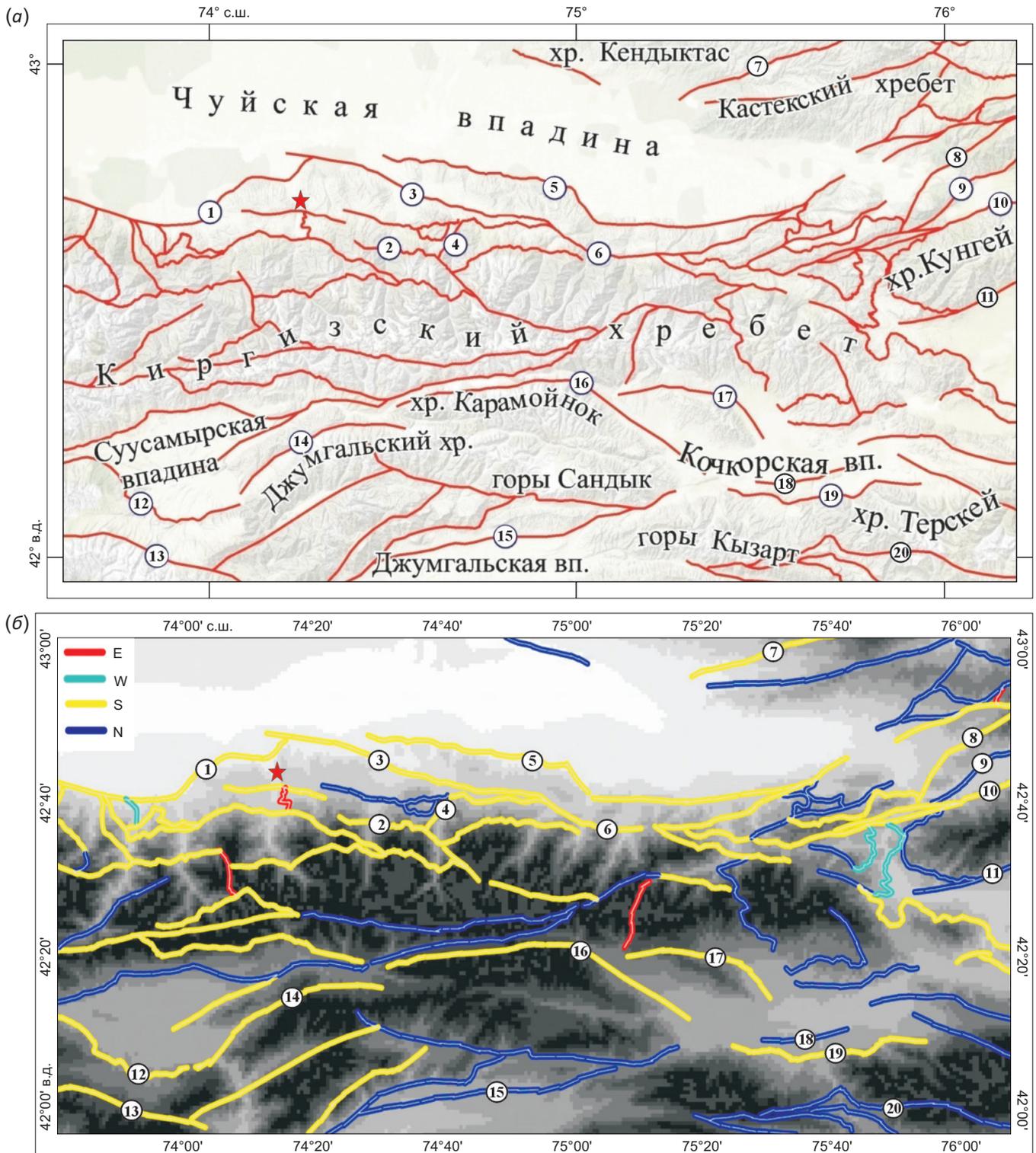


Рис. 1. Карта активных разломов севера Центрального Тянь-Шаня (а) с указанием углов падения плоскостей разломов (б). Разломы: 1 – Аксуйский, 2 – Чонкурчакский, 3 – Байтикский, 4 – Аламединский, 5 – Иссыкатынский, 6 – Шамсинский, 7 – Каракурузский, 8 – Заилийский, 9 – Северо-Кеминский, 10 – Южно-Кеминский, 11 – Тогуз-Булакский (Северо-Иссыкульский), 12 – Араминский, 13 – Кызылойский, 14 – Каракульский, 15 – Улунбулакский (Узунбулак-Ойкаинская зона), 16 – Каракольский, 17 – Ортоковский, 18 – Акчопский, 19 – Южно-Кочкорский, 20 – Каракурджурский. Звездочка – эпицентральная область Беловодского землетрясения 1885 г.

Fig. 1. Active faults map of the northern Central Tien Shan (а) and the dip angles of the fault planes (б). Faults: 1 – Aksui, 2 – Chonkurchak, 3 – Baitik, 4 – Alamedin, 5 – Ysyk-Ata, 6 – Shamsi, 7 – Karakunuz, 8 – Trans-Ili, 9 – North Kemin, 10 – South Kemin, 11 – Toguz-Bulak (North Issyk-Kul), 12 – Araminsky, 13 – Kyzylloi, 14 – Karakul, 15 – Ulunbulak (Uzunbulak-Oikain zone), 16 – Karakol, 17 – Ortok, 18 – Akchop, 19 – South Kochkor, 20 – Karakurdzhur. Asterisk – epicentral area of the 1885 Belovodsk earthquake.

от этого правила, см. далее); 2) областям внутригорных впадин (Кочкорская и Суусамырская), вовлеченных в поднятия, отвечают режимы горизонтального сдвига; 3) передовому прогибу Чуйской впадины отвечает режим горизонтального сдвига или растяжения (см. ее восточное окончание).

Однако для рассматриваемой территории существует одно отклонение от состояний, при котором в коре поднятий в виде хребтов наблюдается субгоризонтальная ориентация осей максимального сжатия. Это область между реками Сокулук и Аламедин вдоль северного склона в приосевой части Киргизского хребта (рис. 3). Здесь на диапазоне глубин 0–15 км наблюдаются две мощные зоны с геодинамическим режимом горизонтального растяжения, которому свойственна субвертикальная ориентация осей максимального сжатия.

Обращает на себя внимание тот факт, что эти зоны связаны с разломом, простирающимся вдоль северного склона Киргизского хребта в наиболее высокой его части. Этот разлом не имеет собственного имени и на картах активных разломов [Kal'meteva et al., 2009] показан как разлом надвигового типа без указания возможности сдвига вдоль простираения. Забегая вперед, отметим, что расположение безымянного разлома в верхней части северного склона Киргизского хребта предопределяет его труднодоступность, поэтому

указанный для него в работе [Kal'meteva et al., 2009] кинематический тип следует воспринимать как достаточно условный, связанный с общей концепцией развития региона. С другой стороны, согласно накрест лежащим областям локального растяжения [Osokina, 1987], выделенным вблизи концевых участков безымянного разлома, ему можно приписать наличие правосдвиговой компоненты.

Далее, на основе тектонофизических подходов, опирающихся на изучение закономерности напряженного состояния, будет показано, что данный разлом можно рассматривать как активный.

3. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ БАЗИС ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ

Из экспериментов по разрушению горных пород мы знаем, что трещина скалывания, возникающая в изначально сплошном образце горной породы, составляет с направлением действия максимального сжимающего напряжения острый угол (около 27–37°), что соответствует углу внутреннего трения 0.50–0.75 [Byerlee, 1978]. Также известно, что для образцов с заранее созданным разрезом есть предельные значения угла между нормалью к трещине и осью максимального сжатия. При достаточно малом угле трение на готовой трещине

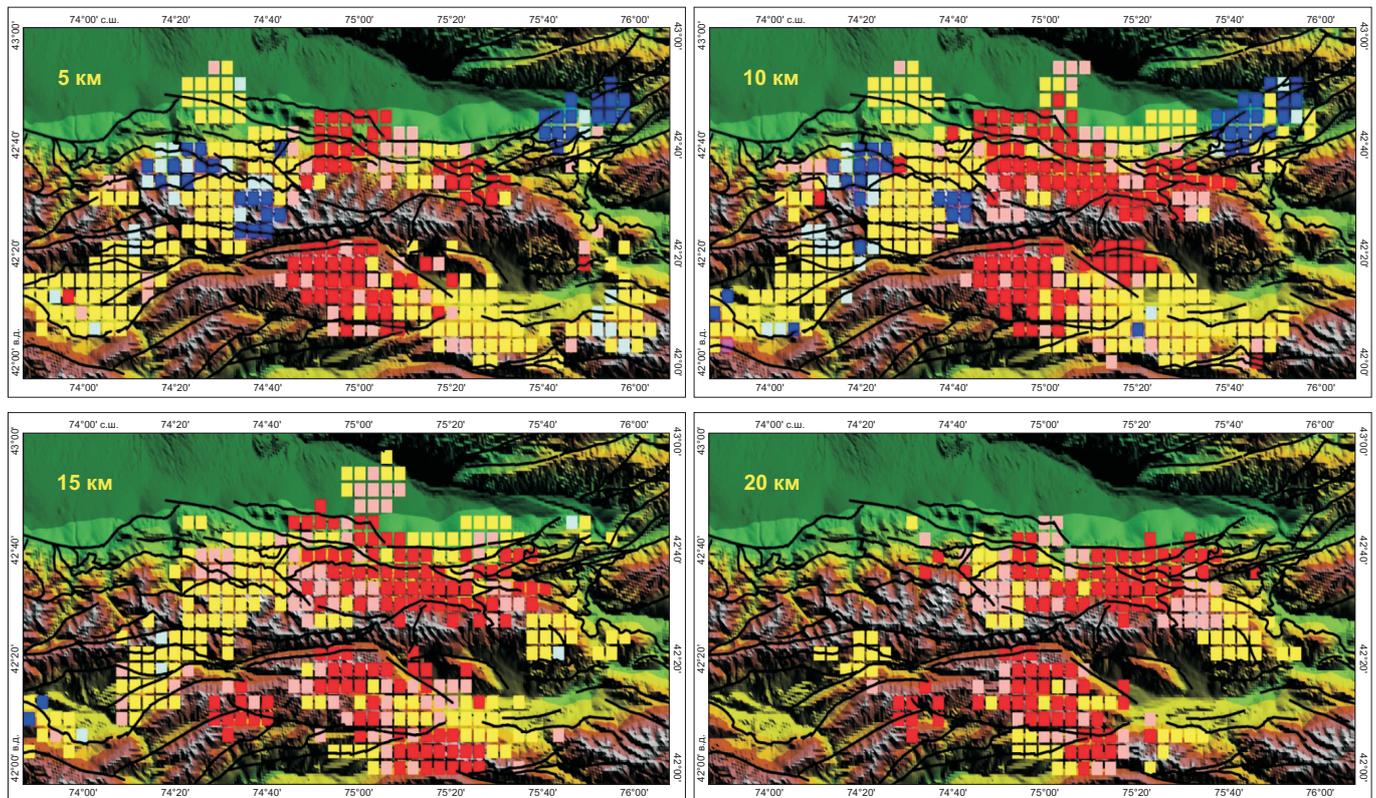


Рис. 2. Геодинамические типы напряженного состояния для разных глубинных уровней коры (см. значение в верхнем левом углу) севера Центрального Тянь-Шаня. Красный цвет – горизонтальное сжатие, желтый – горизонтальный сдвиг, синий – горизонтальное растяжение.

Fig. 2. Geodynamic types of the stress state at different crustal depths (see the values in the upper left corner) in the northern Central Tien Shan. Red – horizontal compression, yellow – horizontal shearing, blue – horizontal tension.

столь велико, что уровня создаваемого касательного напряжения на ней не хватает, чтобы его преодолеть. Если рассматривать напряженное состояние, близкое к предельному, т.е. когда новые трещины в целом образце не могут возникнуть, то при отсутствии бокового обжатия ($\sigma_1 = \sigma_2 = 0$) для коэффициента внутреннего трения 0.5 (угол скалывания составляет около 27°) минимальный угол между нормалью к трещине и осью главного сжатия, при котором готовая трещина может активизироваться, составляет около 55° . При увеличении обжатия и уровня девиаторных напряжений этот угол увеличивается.

Кинематика разломов. Горные массивы обладают множеством разноориентированных разрывов, которые возникали в разные периоды их эволюции. Для выделения на основе тектонофизических методов среди таких разрывов активных и опасных необходимо знать природное напряженное состояние массива и ориентацию разрывов не только в виде азимутов их простирания, но и углов их погружения. В этом случае использование следующих выражений позволяет рассчитать уровень действующих на разрывах касательных и нормальных напряжений (рис. 4, а):

$$\sigma_{nn} = -p + \tau [(1 - \mu_\sigma) \ell_{n1} \ell_{n1} - (1 + \mu_\sigma) \ell_{n3} \ell_{n3} + 2\mu_\sigma / 3], \quad (1)$$

$$\sigma_{nt} = \tau [(1 - \mu_\sigma) \ell_{n1} \ell_{t1} - (1 + \mu_\sigma) \ell_{n3} \ell_{t3}].$$

Здесь ℓ_{ni} и ℓ_{ti} – направляющие косинусы соответственно нормали и касательных напряжений на плоскости трещины с осями главных напряжений ($\sigma_i, i=1, 2, 3$), а μ_σ, p и τ – соответственно коэффициент Лодэ – Надаи, определяющий форму эллипсоида напряжений, изотропное давление и максимальное касательное напряжение (положительные значения нормальных напряжений отвечают растяжению).

Согласно гипотезе [Wallace, 1951; Bott, 1959], данные о касательных напряжениях σ_{nt} можно использовать для определения возможной кинематики разлома в современный период. С этой целью для каждого сегмента разлома из общей цифровой базы данных о разломах Северного Тянь-Шаня были получены данные о значениях двух нормированных на τ компонент касательных напряжений (1) в направлении простирания τ_{ns} и погружения τ_{nd} плоскости. Предположив, что направление касательных напряжений на плоскости разлома определяет направление перемещения, можно установить кинематический тип участка разрыва (рис. 5).

Согласно данным о касательных напряжениях σ_{nt} на поверхности безымянного разлома, все его участки имеют правосдвиговую компоненту (рис. 6). В центральной части отмечается сочетание правых сдвигов со взбросами, а при переходе к концевым частям имеет

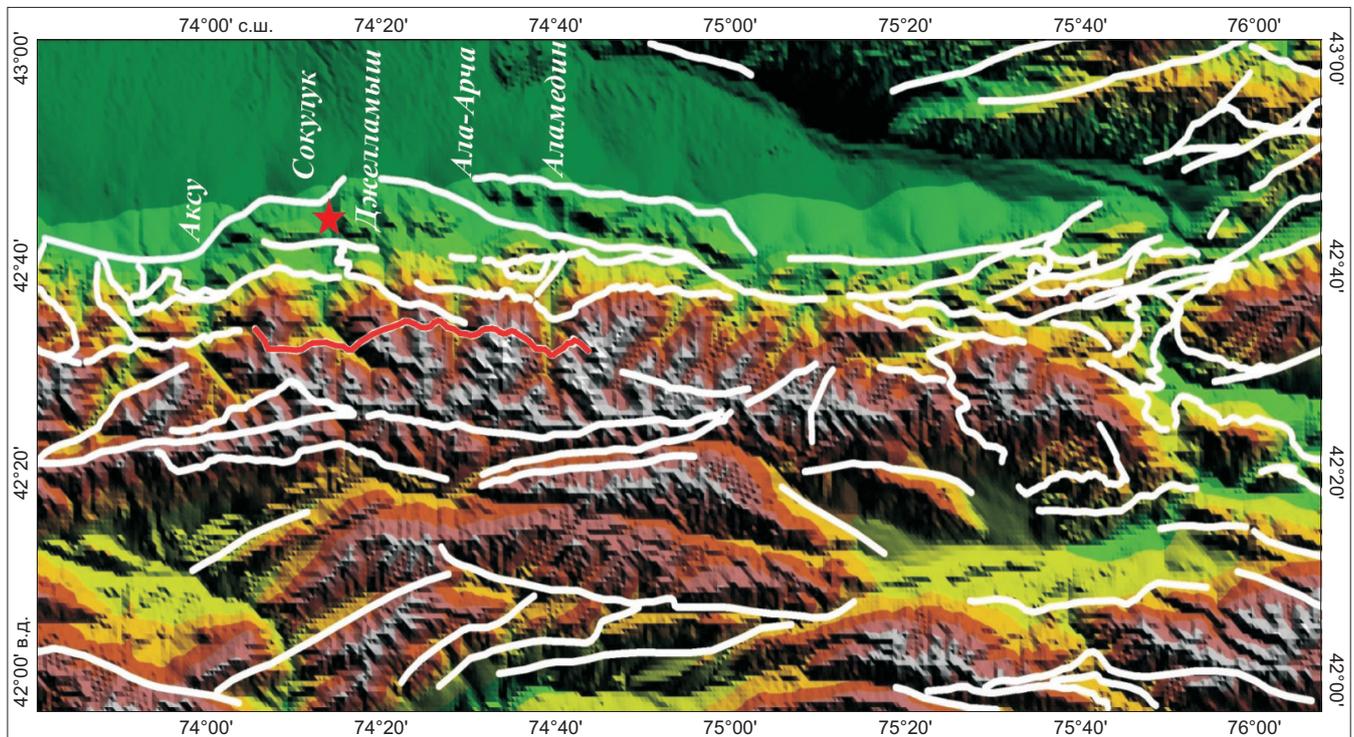


Рис. 3. Расположение выделенного по данным рис. 2 безымянного разлома на карте Северного Тянь-Шаня (красная ломаная линия внутри белого контура южнее звездочки). Указано расположение межгорных долин (названия) и местоположение Беловодского землетрясения 1885 г. (звездочка).

Fig. 3. Location of the fault identified in the northern Central Tien Shan from the data given in Fig. 2 (see a red broken line inside the white contour to the south of the star). The map shows intermontane valleys (names) and the location of the 1885 Belovodsk earthquake (star).

место сочетание правого сдвига со сбросами. Такое необычное движение по разлому объясняется ориентацией осей главных напряжений в этой зоне. Здесь оси максимального сжатия имеют погружение на юг, близкое к погружению плоскости разлома, т.е. около 40°. В этом случае небольшие отклонения плоскости, вызванные сменой ее простирания, способны изменить знак касательных напряжений, действующих в направлении погружения плоскости разлома, что приводит

к изменению прогнозируемой нами кинематики сегмента разлома.

Из проведенного анализа делаем вывод, что полученные нами данные о напряженном состоянии в окрестности безымянного разлома (см. рис. 2) соответствуют кинематическому типу его смещения. Теперь необходимо понять, как возникло поле напряжений в окрестности безымянного разлома и какие выводы можно отсюда сделать.

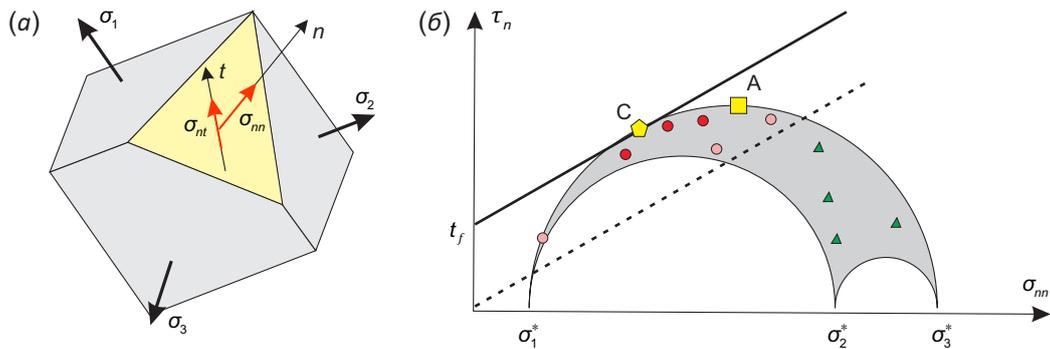


Рис. 4. К расчету напряжения на плоскости разлома: (а) – схема расположения плоскости участка разлома с нормалью n и смещением в направлении t (совпадает с направлением действия на этой плоскости касательного напряжения $\sigma_{nt} \geq 0$) по отношению к осям главных напряжений; (б) – расположение точек, отвечающих напряжениям на участках разлома с разной ориентацией по отношению к осям главных напряжений на диаграмме Мора (направо – отрицательные значения нормальных напряжений). Пунктирная линия – минимальное сопротивление трения на разрыве, сплошная – предел хрупкой прочности, кружки – участки, на которых возможна активизация разрыва $\tau_{cu}^i \geq 0$, треугольники, на которых активизация невозможна $\tau_{cu}^i < 0$. А и С – плоскости максимальных касательных напряжений и вновь образующегося скола соответственно.

Fig. 4. For calculations of stress on fault planes: (a) – fault plane with normal n and displacement in direction t (coincides with the stress direction on this plane, $\sigma_{nt} \geq 0$) with respect to the principal stress axes; (б) – locations of points corresponding to stresses in the fault segments with different orientations with respect to the principal stress axes in the Mohr diagram (right – negative values of normal stresses). Dashed line – minimum friction resistance on the fault; solid line – brittle strength limit; circles – areas wherein the fault may become active, $\tau_{cu}^i \geq 0$; triangles – areas wherein fault activation is impossible, $\tau_{cu}^i < 0$. A and C – planes of maximum shear stresses and a newly formed crack, respectively.

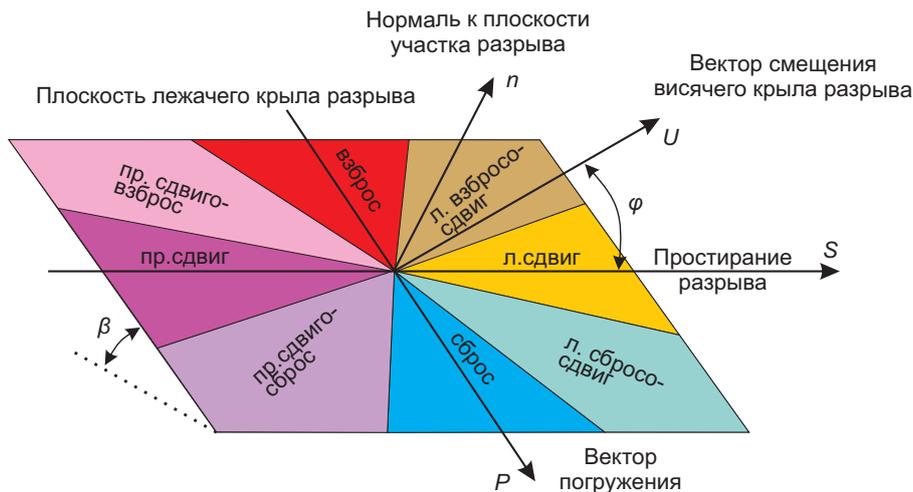


Рис. 5. Схема расположения зон вектора касательных напряжений, определяющих различный кинематический тип разлома (разбивка на секторы по 45°). Углы β и φ – угол погружения плоскости участка разрыва и угол в плоскости разрыва между вектором простирания и вектором касательного напряжения (смещения). Положительные значения φ отсчитываются против часовой стрелки.

Fig. 5. Zones of tangential stress vectors that determine the kinematic type of the fault (45° sectors). Angle β – dip angle of the fault plane; angle φ – angle in the fault plane between the strike vector and the tangential stress vector (displacement). Positive φ values are calculated counterclockwise.

На самом деле возможны две разные интерпретации развития разлома, объясняющие формирование подобного поля напряжений:

1. Вдоль выделенного участка разлома в прошлом произошло сильное землетрясение с ярко выраженной компонентой правого сдвига, которое определило полученные нами особенности напряженного состояния, и за прошедшее время это поле напряжений еще не полностью релаксировало.

2. Вдоль выделенного участка безымянного разлома постоянно идет асейсмический крип с правосдвиговой компонентой смещения.

Если рассматривать первый вариант, то это землетрясение не могло произойти слишком давно. Однако линейный размер разлома между секторами горизонтального растяжения в 40–60 км говорит о мощности землетрясения с магнитудой около 7.5. При этом опасными должны считаться концевые участки разлома, которые, согласно теории упругих трещин [Osokina, 1987], являются концентраторами напряжений. Второй вариант формирования современного напряженного состояния безымянного разлома также говорит о возможной опасности концевых частей разлома. При этом в первом варианте со временем опасность землетрясения в концевой части разрыва должна уменьшаться из-за процессов релаксации и отсутствия новых смещений на разломе, а во втором она увеличивается из-за

повышающегося уровня напряжений, связанного именно с постоянно увеличивающимися смещениями.

Для того чтобы различить эти два разных состояния, тектонофизика имеет возможность дополнительного анализа соотношения между касательными напряжениями, создающими предпосылки к смещениям на разрыве, и нормальными напряжениями, которые посредством создаваемого ими трения на разрыве препятствуют этому [Morris et al., 1996; Ferrill, 1998]. В западной литературе подобные исследования именуются как slip tendency – способность к скольжению.

Кулоновы напряжения на разломах. В работах [Morris et al., 1996; Ferrill, 1998] для этого рассчитываются кулоновы напряжения, для чего требуется знание полного тензора напряжения. Обычно в таких расчетах используются in situ данные, получаемые в шахтах и горных выработках. Наш случай иной, речь идет о напряженном состоянии в масштабах слоев земной коры (усреднение 10–15 км). Ни один из методов инверсии напряжений из сейсмологических данных такую информацию не позволяет получить. Однако в МКА на втором этапе инверсии имеется возможность расчета нормальных и касательных напряжений на разломах с точностью до нормировки на прочность сцепления. Это позволяет на нормированной на этот же параметр диаграмме Мора выяснить, может данный разрыв быть активным или нет. На рис. 4, б, показаны напряженные

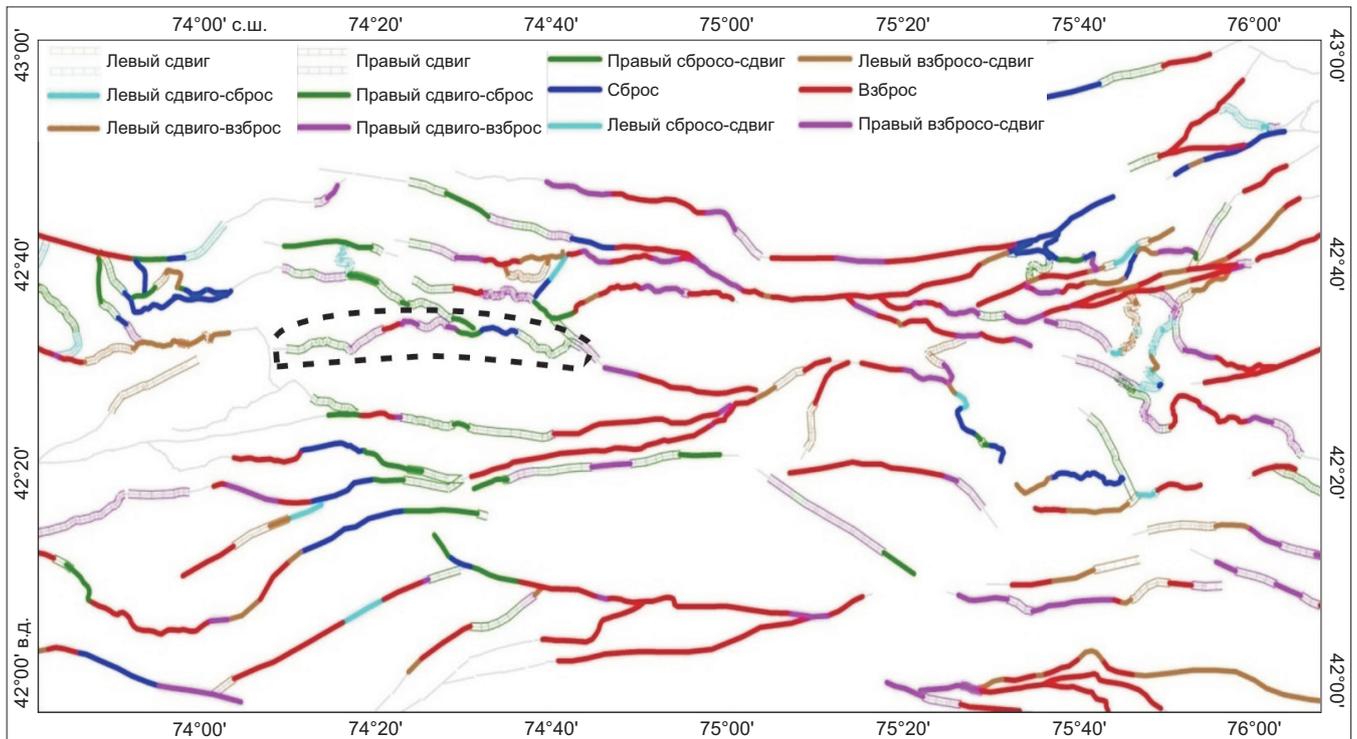


Рис. 6. Кинематические типы разломов Северного Тянь-Шаня (см. рис. 1), полученные из данных о соотношении компонент касательных напряжений в направлении простирания и погружения участка разлома (см. рис. 5). Пунктирным овалом выделен безымянный разлом. Цвета участков разломов разного кинематического типа соответствуют рис. 5.

Fig. 6. Kinematic types of faults of the Northern Tien Shan (see Fig. 1). Fault types are determined by the ratios of components of shear stresses in the direction of strike and dip of a fault segment (see Fig. 5). The dashed oval marks the identified fault (no name). Fault segments of different kinematic types are coloured similar to those in Fig. 5.

состояния на разноориентированных трещинах. Здесь кружками с красной и светло-красной заливкой показаны трещины, напряженные состояния которых на диаграмме Мора лежат выше линии минимального сухого трения. Это трещины, которые могут активизироваться, если их пределы сцепления τ_f^i (i – порядковый индекс трещины) будут ниже определенного уровня ($\tau_f^i \leq \tau_f$, τ_f – предел сцепления породы). Соответственно три напряженных состояния для трех трещин, которые оказались ниже линии сухого трения, и их полюсы составляют с осью σ_3 углы менее 20° . Следовательно, для данного тензора напряжений их ориентация является неблагоприятной для их реактивации.

Степень опасности напряженных состояний на плоскостях трещин можно оценить, рассчитав кулоновы напряжения:

$$\tau_{Cu}^i = \tau_n + k_s \sigma_{mm}^i, \tag{2}$$

где k_s – статическое трение на трещине (см. рис. 4, б, $k_s = k_f$).

Если кулоновы напряжения больше нуля ($\tau_{Cu}^i \geq 0$), то это означает, что на диаграмме Мора данное напряженное состояние находится выше линии сухого трения – трещина может активизироваться. Если близки к пределу хрупкой прочности, то активизация трещин становится наиболее вероятной ($\tau_{Cu}^i \leq \tau_f$).

В приложении к безымянному разлому вполне аргументировано положение, что после реализации землетрясения соотношение между девиаторными и шаровой

компонентами тензора напряжений изменяется в пользу последней, так как после землетрясения происходит сброс касательных напряжений на разрыве. В этом случае кулоновы напряжения должны уменьшаться. В некоторых случаях такое снижение кулоновых напряжений может не только происходить до нуля, но и даже переходить в отрицательные значения. Как видно из рис. 7, кулоновы напряжения на безымянном разрыве в основном меньше нуля, хотя для восточной зоны разлома они положительные. Есть даже участок, который находится вблизи предела прочности. Как показано в работе [Rebetsky, Kuzikov, 2016], при увеличении угла погружения безымянного разлома на 10° зона положительных значений кулоновых напряжений в восточном его сегменте распространяется практически до его середины. Более того, в западном сегменте разлома появляется небольшой участок положительных значений кулоновых напряжений.

Принятые в расчетах углы погружения разломов [Rebetsky et al., 2016] получены из анализа геологических данных, и для безымянного разлома он был 40° . Их источник – поверхностные структуры. С глубиной погружение разлома может существенно изменяться. Для уточнения углов погружения разлома нами были проанализированы механизмы очагов землетрясений, располагавшиеся на дистанции не более 5–7 км от него. В выборке использовались только такие землетрясения, для которых углы простираения одной из нодальных плоскостей имели азимуты от 90 до 120° .

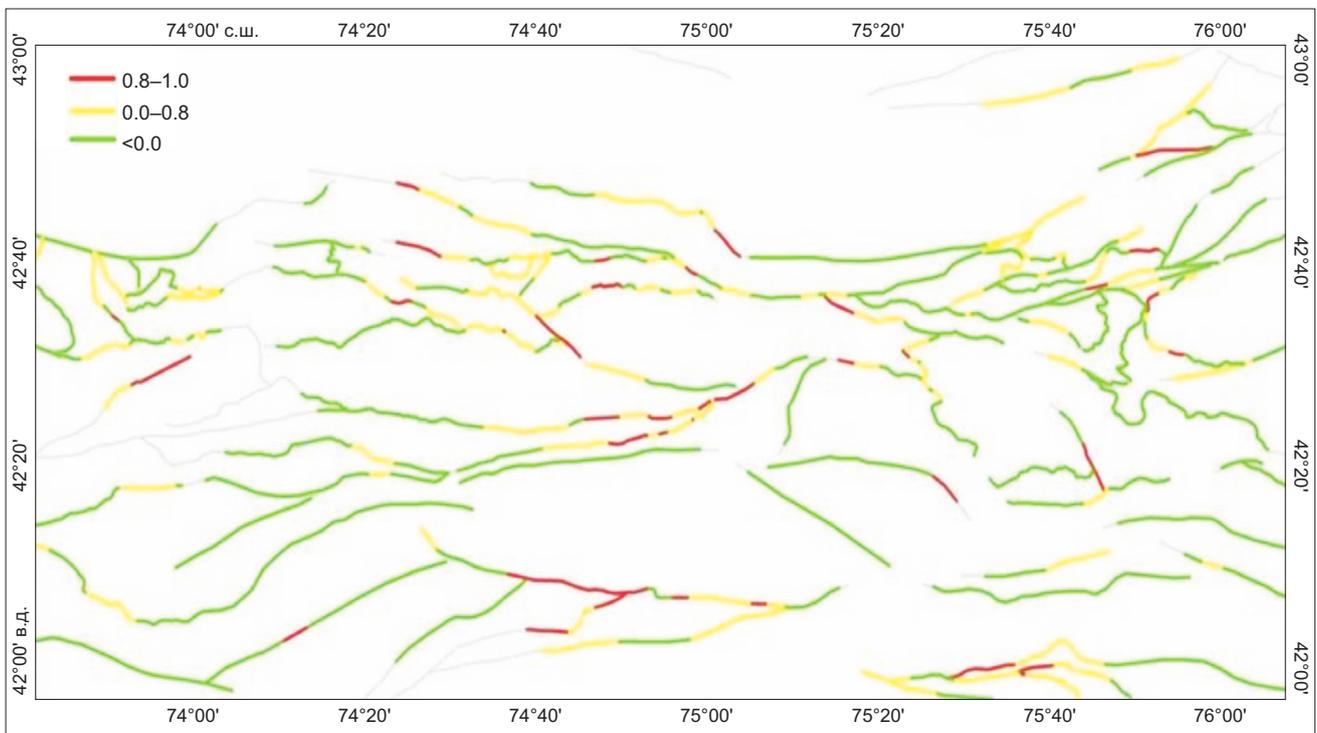


Рис. 7. Распределение нормированных кулоновых напряжений (2) на разрывах Северного Тянь-Шаня. Пунктирным овалом выделен безымянный разлом.

Fig. 7. Distribution of normalized Coulomb stresses (2) on the faults of the Northern Tien Shan. The dashed oval marks the fault (no name).

Таких землетрясений оказалось 12. Из них одно имело угол погружения 45° , по два события давали углы 65° и $80-85^\circ$ и шесть событий отвечали углам погружения $70-75^\circ$. Заметим, что диапазон глубин этих землетрясений был от 4 до 16 км. Здесь следует отметить, что ошибки определения глубин и латерального положения гипоцентра землетрясений не менее 5–10 км.

Таким образом, можно говорить, что на глубине 10 км угол погружения безымянного разлома составляет около $70-75^\circ$. Произведенный нами пересчет кулоновых напряжений показал, что в этом случае практически весь разлом оказывается на диаграмме Мора внутри полосы хрупкого разрушения, а большая его часть в виде восточного сегмента имеет значения нормированных кулоновых напряжений, близкие к единице, т.е. безымянный разлом явно следует рассматривать как активный и, более того, восточный его сегмент – как опасный участок, на котором возможны как асейсмические процессы криповых движений, так и сейсмические события. Отметим, что протяженность восточного сегмента безымянного разлома составляет около 20 км, а весь разлом – около 50 км. Таким образом, в случае возникновения здесь землетрясения восточный сегмент способен генерировать магнитуду около 6.5, а весь разлом – около 7.5.

4. О ВОЗМОЖНОСТИ БЫСТРЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ ПРОЧНОСТИ МАССИВА

Как уже отмечалось выше, диапазон вариабильности ориентации ранее существовавших и вновь активизирующихся трещин снижается при относительно пропорциональном повышении уровня напряжений. Верно также и обратное. Диапазон вариабильности ориентации ранее существовавших в образце трещин, которые могут активизироваться, возрастает при пропорциональном снижении уровня напряжений.

Мы знаем из измерения деформаций поверхности с помощью GPS, что скорость их изменения достаточно мала и при отсутствии крупных сейсмических событий составляет около $10^{-7}-10^{-9}$ год⁻¹. Следовательно, значимые изменения напряжений в десятки бар потребуют как минимум первых тысяч лет.

Какие факторы могут достаточно быстро изменять уровень напряжений, отвечающих за активизацию разрывов в природном объекте? Таким фактором является изменение уровня флюидного давления p_f .

Напомним, что результаты экспериментов по разрушению сухих образцов горных пород можно расширить на случай, когда в образцах создается внутрипоровое флюидное давление, если воспользоваться принципом Терцаги [Terzaghi, 1943] и перейти в законе Байерли [Byerlee, 1978] от обычных напряжений к эффективным. Под эффективными напряжениями понимаются напряжения, в которых учтена роль флюидного давления ($\sigma_{nn}^{i*} = \sigma_{nn}^i + p_f$). Поскольку в классической механике положительными являются напряжения растяжения, добавление флюидного давления приводит к росту алгебраических значений эффективных напряжений, т.е.

к уменьшению уровня сжатия. Тектоническое давление повышает уровень обжатия горных пород, а флюидное давление снимает часть этого обжатия, уменьшая уровень трения на трещинах.

В отличие от случаев пропорционального нагружения и разгрузки, изменение флюидного давления приводит к существенно непропорциональному изменению соотношения эффективных главных напряжений (рис. 8). Начальное напряженное состояние (1) может быть чисто упругим, так как большой круг Мора не доходит до линии минимального сопротивления сухого трения. С ростом флюидного давления круг Мора нового напряженного состояния будет смещаться налево. Вначале он немного пересечет линию минимального сопротивления сухого трения ($\tau_{Cu}^i > 0$), и только небольшой диапазон ориентаций уже существующих трещин может активизироваться (2). Когда под влиянием флюидного давления большой круг Мора почти приблизится к пределу прочности $\tau_{Cu}^i \rightarrow \tau_f$, вариабильность полюсов трещин, способных к активизации, увеличится почти вдвое.

Проведенный выше анализ показывает, что изменение флюидного режима, вызванное процессами в нижней коре и верхней мантии, способно резко изменить состояние разломов, переводя их из пассивного состояния в активное, поскольку при этом происходит изменение величин эффективных напряжений без значимых изменений ориентации напряжений.

В приложение к изучаемому нами безымянному разлому можно предположить, что ранее сотни лет он был пассивным и безопасным, но в относительно небольшой период времени в несколько десятков лет назад этот разлом испытал мощное насыщение флюидом, которое повысило флюидное давление в трещинно-поровом пространстве, что привело к его активизации.

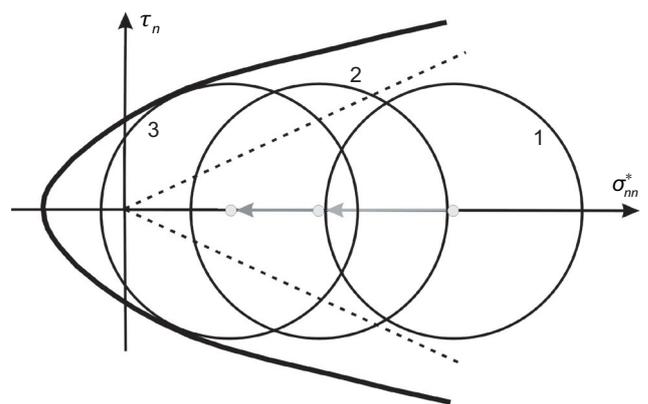


Рис. 8. Изменение на диаграмме Мора соотношения касательных напряжений и эффективного нормального напряжения при увеличении флюидного давления (последовательность 1–2–3). Пунктирные линии – минимальное сопротивление сухого трения, сплошная линия – предел хрупкой прочности.

Fig. 8. Mohr diagram. Changes in the ratios of shear stresses and effective normal stress with increasing fluid pressure (sequence 1–2–3). Dashed lines – minimum dry friction resistance; solid line – brittle strength limit.

Предваряя представление результатов полевых работ, отметим, что поскольку разлом проходит в непосредственной близости к водоразделу Киргизского хребта, далее предлагается его именовать как «Верховой».

5. РАЗЛОМ ВЕРХОВОЙ – ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Согласно исследованиям [Smekalin et al., 2015], в этой области Северного Тянь-Шаня произошло два сильных события. Первое – более позднее Беловодское землетрясение ($M=6.9$), которое многие сейсмологи уверенно относят к междуречью Сокулук и Аксу (см. рис. 3). Второе – палеоземлетрясение, произошедшее около 3250 л.н., – было более мощным (магнитуда не менее 7.1), и его относят к междуречью Аламедин и Сокулук. Авторы этих исследований относят очаг к предгорьям Киргизского хребта, где Исыкатынский разлом теряет свою непрерывность, формирует разрывную структуру типа кулис. Таким образом, в настоящее время нет данных о сильных землетрясениях прошлого в районе разлома Верхового.

Для понимания сеймотектонической обстановки разлома Верхового в 2011–2018 гг. были проведены полевые тектонофизические исследования от восточного окончания данного разлома в долине р. Аламедин до западной его части в долине р. Сокулук. В междуречье Аламедин – Алаарча положение разлома трассируется эрозионными врезами их притоков Кутургансу (Джандысу) и Шаркыратма. Далее на запад разлом Верховой обозначается разветвленной сетью притоков верховья р. Джеламыш, через слияние р. Сокулук с западным притоком Ашуртор и до верхних течений притока Туук.

В районе пересечения разлома с долиной р. Аламедин пространственное положение левого притока Кутургансу можно связывать с ослабленным участком разлома Верхового. Одно из названий притока Джанды Су в переводе означает «дурная вода», что, вероятно, свидетельствует об особенностях ее вкуса. Объяснение

этого также можно связать с близостью разлома Верхового, активность которого способствует выносу к поверхности глубинных минеральных вод, насыщенных различными газами. Поскольку заселение этих мест тюркскими кочевниками происходило 500–600 лет назад, можно предположить, что значимую часть этого времени разлом Верховой находился в начальной стадии активизации.

Аллювиально-пролювиальный конус выноса реки Кутургансу является самым мощным на всем протяжении Аламединской долины (рис. 9). При этом выше по течению «живые» активные склоны с осыпями расположены на правом (восточном) борту долины, а ниже – на левом (западном) борту долины. Это, возможно, отвечает активному правосдвиговому смещению по разлому.

В долине р. Аламедин вблизи пересечения с разломом Верховым отмечается большое число обвално-оползневых явлений, «стреляние» скальных стенок и активная деятельность ледников, в верхней части примыкающих к долине с запада и востока трогов. Непосредственно в самой зоне разлома коллювиальные осыпи перекрывают современный аллювий р. Аламедин. Вынос каменного материала (рис. 10, а) и скатывание со склона гор в русло реки глыбы размером до 5–7 м (рис. 10, б, в) произошли в последние несколько лет.

В первых сотнях метров южнее исследуемого разлома с западного (левого) борта р. Аламедин «спускается» флювиогляциальный верхнеплейстоцен-голоценовый конус выноса, который ранее полностью перегораживал долину р. Аламедин (рис. 10, г). При этом был сформирован подпрудный водоем глубиной до 7–8 м. Современное русло реки прорезает эту естественную дамбу, имея на данном участке большой градиент рельефа с выраженными порогами.

Как видно из рис. 11, в месте предполагаемого пересечения разломом долины Аламедин уклон русла реки

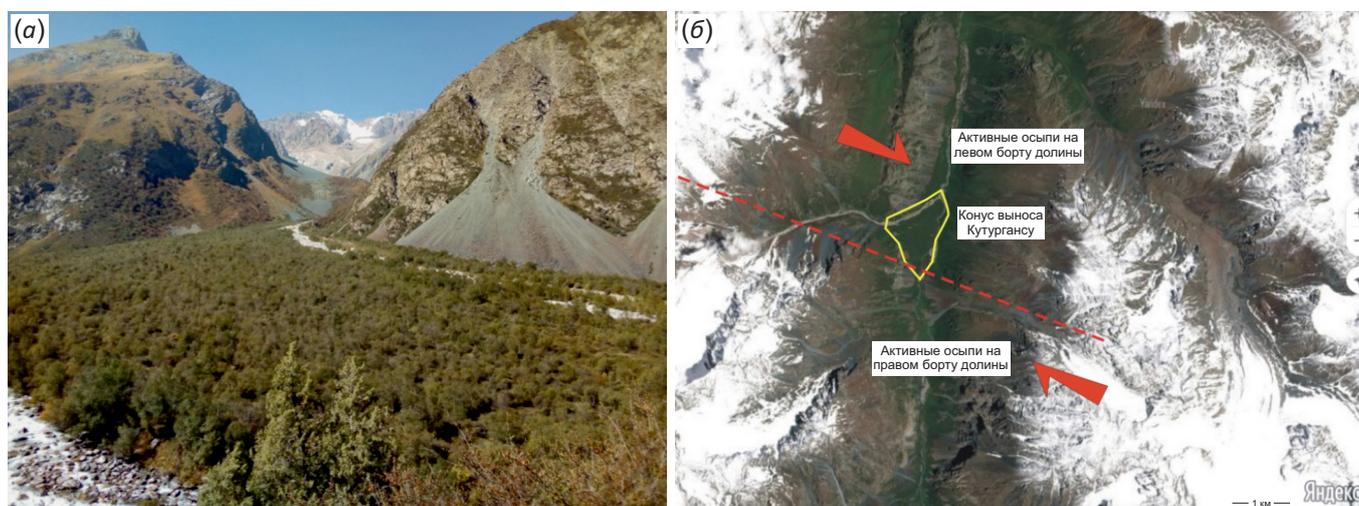


Рис. 9. Конус выноса р. Кутургансу: фотоснимок с правого берега Аламедин (а), космоснимок (б).

Fig. 9. Alluvial fan of the Kuturgansu river in a photograph from the right bank of the Alamedin river (a) and a satellite image (b).

резко выполаживается (угол около 7°). Здесь она испытывает плавный изгиб и к ней с двух сторон подходит крупнокаменная осыпь и конус выноса. Сразу после этого участка русло реки резко увеличивает крутизну, в этом месте наблюдаются множественные пороги, формирование которых, возможно, и сейчас происходит в лежащем крыле разлома Верхового. Соответствующее изменение имеют и высоты конуса выноса западного борта ущелья.

Важно также отметить, что впадающий в Аламедин приток Кутургансу в этом месте в самое последнее время испытал веерообразную миграцию старых русел с юга на север без формирования глубокого вреза.

В обнажениях коренных пород вблизи от разлома Верхового фиксируется много зеркал скольжения со

сдвиговой кинематикой смещений. При этом простираение право- и левосдвиговых систем дизъюнктивных нарушений не выдержано и меняется от одной точки наблюдения к другой. Здесь наблюдаются правосдвиговые системы северо-восточного простираения, а также западно-северо-западного простираения с пологим (до 45°) падением плоскостей в южных румбах и присутствием взбросо-надвиговой компоненты смещения. Левосдвиговые системы имеют меридиональное, широтное и северо-восточное простираение.

Общая активность каменных осыпей, присутствие вывалов крупных камней (несколько тонн) пород говорят о высокой скорости эрозии в восточной части разлома Верхового (пересечение долины Аламедин). В таких областях должно происходить повышение уровня

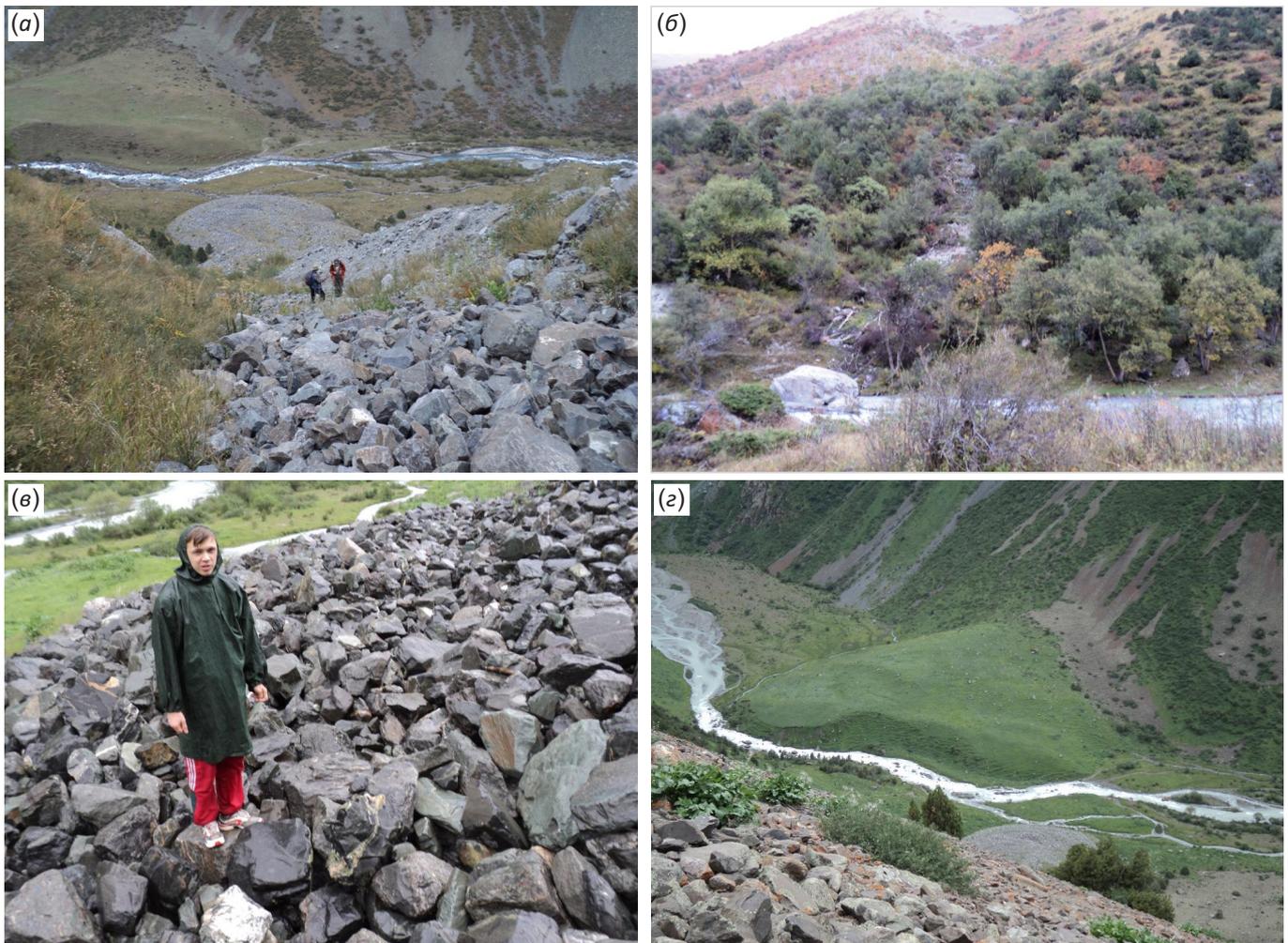


Рис. 10. Природные проявления в зоне разлома Верхового.

(а) – «язык» коллювиально-пролювиального выноса 2011 г.; (б) – глыба (5–7 м), скатившаяся в русло р. Аламедин с восточного (правого) борта в 2018 г. Виден след из снесенных глыбой деревьев и кустарников; (в) – свежие обломки коллювиально-пролювиального выноса 2011 г.; (г) – флювиогляциальный конус выноса верхнесовременного четвертичного возраста, который образован обломочными породами западного борта ущелья и эродирован современным руслом р. Аламедин.

Fig. 10. Features resulting from natural processes in the Verkhovoi fault zone.

(а) – "tongue" of a colluvium-proluvium fan formed in 2011; (б) – 5–7 m rock that rolled down into the Alamedin river bed from the eastern (right) side in 2018; trees and bushes were demolished by the rock, and the demolition trail is visible; (в) – fresh fragments of the 2011 colluvium-proluvium fan; (г) – fluvioglacial fan of the upper modern Quaternary, composed of clastic rocks from the western side of the gorge and eroded by the present-day channel of the Alamedin river.

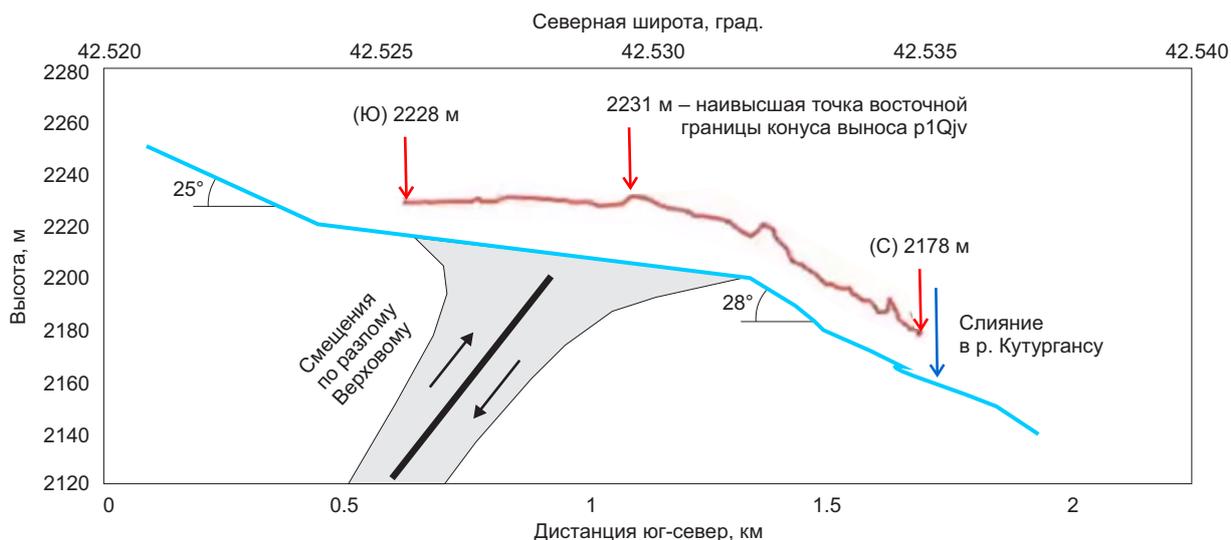


Рис. 11. Схема для вертикального профиля вдоль течения р. Аламедин в районе пересечения разлома Верхового.
Fig. 11. Schematic vertical profile along the course of the Alamedin river at the crossing zone of the Verkhovoi fault.

напряжений горизонтального сжатия за счет выхода к поверхности пород, испытавших высокое всестороннее обжатие на больших глубинах. Проявление этих повышенных горизонтальных напряжений можно связывать с наблюдающимся в южной части долины Аламедин таким явлением, как «стреляние» стен горных склонов. Подобные явления известны в горном деле и наблюдаются в шахтах тех регионов, где имеет место режим горизонтального сжатия.

Обследование долины Аларча в районе ее пересечения с разломом Верховым также выявило аномальное состояние горных склонов. По свидетельству местных жителей здесь за последние 3–5 лет существенно увеличилась мощность обвальных пород. В районе пересечения с разломом р. Аларча резко меняет направление течения, здесь в нее впадает р. Аксай. Можно предположить, что Аксай вместе с ее восточным притоком Шаркыратма обозначают место положения разлома Верхового. На западном участке данного разлома в долинах рек Сокулук и Аксу к его зоне приурочены склоны с мощными обвально-осыпными отложениями, участки с большими уклонами русла реки (градиентами рельефа) и серия водопадов.

Тектонофизические исследования палеонапряжений по данным о зеркалах скольжения показали, что для X пересечений разломов в секторах горизонтального растяжения, прогноз которых делался из данных о современных напряжениях, имеется значительное количество локальных палеостресс-тензоров с обстановкой горизонтального растяжения. Подтверждение этих результатов находим в наличии в этих секторах большого числа выходов источников подземных вод.

Результаты проведенных полевых наблюдений позволяют сделать предположение о медленных движениях вдоль разлома Верхового, которые и ответственны за наблюдаемые здесь повышенные скорости экзогенных процессов.

6. ПРОГНОЗ СОСТОЯНИЯ РАЗЛОМА ВЕРХОВОГО

До недавнего времени считалось, что альтернативой сильным сейсмическим событиям являются криповые смещения по разломам, которые способны относительно безопасно сбросить упругую энергию. В последние десятилетия стали известны и другие механизмы относительно безопасной разрядки напряжений. Это низкочастотные, медленные и тихие землетрясения, которые имеют скорости движения по разломам, на порядки превышающие криповые, но в то же время многократно и даже на порядок меньше, чем стандартное землетрясение. В этой связи высказанное выше предположение о медленных движениях вдоль разлома Верхового можно было бы интерпретировать как разрядку накопившейся энергии и снижение опасности возникновения сильного землетрясения. Однако проведенные в последние десять лет геомеханические исследования неустойчивого скольжения на разломах на основе численного моделирования [Rice, Uenishi, 2002; Abercrombie, Rice, 2005] показали, что сильные землетрясения в переходных зонах должны предвещаться медленным, постепенно нарастающим по скорости движением на разломе. Это явление связывают с нелинейным падением трения на разломе по закону, близкому к Rate&State [Dieterich, 1992]. Таким образом, было показано, что в зонах субдукции невозможно осуществить хрупкое разрушение крупной зоны асперити (шероховатости с высоким уровнем напряжений), где из-за высокой силы трения скольжение по разлому затруднено. Переход такой зоны в состояние медленного, но все увеличивающегося по скорости скольжения приводит к снижению сил трения. Следствием этого является возникновение предпосылок к формированию крупного стандартного землетрясения.

Длительность фазы перехода от состояния асперити к состоянию медленного, но ускоряющегося скольжения пока непонятна. В геомеханическом численном

эксперименте [Rice, Uenishi, 2002; Abercrombie, Rice, 2005] геологические факторы влияния на трение не учитывались. Там этот переход занимал 1–2 года. Как показывают наши исследования аномального состояния в зонах перед Суматро-Андаманским, Мауле (Чили) и Симуширскими катастрофическими землетрясениями [Rebetsky, Marinin, 2006; Rebetsky, 2009], его длительность может занимать десятилетия. В то же время для Великого Японского (Тохоку) землетрясения этот процесс, вероятно, занял 5–7 лет. Об этом свидетельствуют неудачи прогноза землетрясения по алгоритму М8 [Keilis-Borok, Kossobokov, 1990; Kossobokov et al., 1997], когда начиная с 2002 г. система прогноза выдавала состояние опасности, но отсутствие сильного землетрясения в зоне прогноза за последующие полгода приводило к снятию состояния тревоги. Последнее снятие тревоги состоялось за 72 дня до землетрясения. Наши данные по напряженному состоянию этой зоны [Rebetsky et al., 2016] показывают, что основные его особенности сформировались к 2000–2001 гг.

Полученные в численном геомеханическом эксперименте результаты [Rebetsky, Guo, 2020] можно распространить и на землетрясения, происходящие не только в зонах перехода от континентов к океану. В этой связи состояние медленного движения по разлому Верховому может являться прологом сильного землетрясения. Ожидаемая магнитуда землетрясения от 6.5 до 7.5. Ответить на вопросы, есть ли в реальности движения на разломе Верховом, каковы скорости этих движений и как они изменяются во времени, можно только прямыми геофизическими измерениями.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные тектонофизические исследования природных напряжений и общей геологической обстановки разлома Верхового показывают, что он может представлять опасность как зона подготовки будущего землетрясения на северном склоне Главного Киргизского хребта. Приведем цитату из отзыва на работу одного из рецензентов: «Разлом Верховой был выявлен на карте районирования территории по геодинамическим типам напряженного состояния как участок, где отчетливо проявляется отклонение от установленных ранее закономерностей соответствия различных типов напряженного состояния определенным морфоструктурам. Сам факт «высвечивания» активного разлома среди множества расположенных вокруг других разломов говорит о высокой информативности метода исследования. Важно, что активность разлома характеризуется не как вероятностное событие на десятки, сотни тысяч лет, а как событие, происходящее в данный момент, сегодня. Событие, которое доступно количественной оценке возможных вариантов развития в ближайшее время». Мы полностью согласны с таким заключением уважаемого эксперта.

Для уточнения сейсмической опасности разлома Верхового необходимо выполнение дополнительных сейсмотектонических и геофизических исследований.

Данный разлом может оказаться очень перспективным объектом для отработки методов наблюдения за стадией, непосредственно предшествующей началу землетрясения.

Заблаговременное выявление активности разлома Верхового позволяет провести предварительные работы по укреплению зданий и сооружений в населенных пунктах, которые находятся в непосредственной близости от него. Необходимо также оценить, насколько интенсивным может быть влияние землетрясения на выявленном участке этого разлома на столицу Киргизии г. Бишкек.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи выражают большую благодарность А.К. Рыбину, руководителю Научной станции РАН в г. Бишкеке, а также сотрудникам В.А. Мухамадеевой и А.Н. Калашникову за помощь в организации и проведении полевых работ. Мы также признательны молодым сотрудникам лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН Н.А. Гордееву, И.В. Бондарь и Р.С. Алексееву за непосредственное участие в тектонофизических экспедициях к подножью горы Аман-Тоо в долине Аламедин.

9. ЛИТЕРАТУРА/REFERENCES

- Abercrombie R.E., Rice J.R., 2005. Can Observations of Earthquake Scaling Constrain Slip Weakening? *Geophysical Journal International* 162 (2), 406–424. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02579.x>.
- Bott M.H.P., 1959. The Mechanics of Oblique Slip Faulting. *Geological Magazine* 96 (2), 109–117. <https://doi.org/10.1017/S0016756800059987>.
- Byerlee J.D., 1978. Friction of Rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116, 615–626. <https://doi.org/10.1007/BF00876528>.
- Dieterich J.H., 1992. Earthquake Nucleation on Faults with Rate-And State-Dependent Strength. *Tectonophysics* 211 (1–4), 115–134. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90055-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90055-B).
- Ferrill D.A., 1998. Critical Re-Evaluation of Differential Stress Estimates from Calcite Twins in Coarse-Grained Limestone. *Tectonophysics* 285 (1–2), 77–86. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00190-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00190-X).
- Kal'meteva Z.A., Mikolaichuk A.V., Moldobekov B.D., Melleshko A.V., Zhantaev M.M., Zubovich A.V., 2009. Earthquakes Atlas of Kyrgyzstan. Central-Asian Institute for Applied Geosciences (CAIAG) Publishing House, Bishkek, 73 p. (in Russian) [Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д., Мелешко А.В., Жантаев М.М., Зубович А.В. Атлас землетрясений Кыргызстана. 2009. Бишкек: Изд-во ЦАИИЗ. 73 с.].
- Keilis-Borok V.I., Kossobokov V.G., 1990. Premonitory Activation of an Earthquake Flow: Algorithm M8. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 61 (1–2), 73–83. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90096-G](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90096-G).
- Kossobokov V.G., Healy J.H., Dewey J.W., 1997. Testing an Earthquake Prediction Algorithm. *Pure and Applied Geophysics* 149, 219–232. <https://doi.org/10.1007/BF00945168>.

Kozhurin A.I., Ponomareva V.V., Pinegina T.K., 2008. Active Fault Tectonics of the Southern Central Kamchatka. Bulletin of KRAESC. Earth Sciences 12 (2), 10–27 (in Russian) [Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12. № 2. С. 10–27].

Kuz'min Yu.O., 1999. Modern Geodynamics and Geodynamic Risk Assessment in Subsoil Use. Agency of Economic News, Moscow, 220 p. (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство экономических новостей. 1999. 220 с.].

McCalpin J.P., Nelson A.R. (Eds), 1996. Paleoseismology. First Edition. Vol. 62. Academic Press, 588 p.

Morris A.P., Ferrill D.A., Henderson D.B., 1996. Slip Tendency Analysis and Fault Reactivation. Geology 24, 275–278. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C0275:STAAFR%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C0275:STAAFR%3E2.3.CO;2).

Nikonov A.A., 1995. Active Faults: Definition and Identification Problems. Geocology 4, 16–27 (in Russian) [Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. 1995. № 4. С. 16–27].

Osokina D.N., 1987. Relationship between Displacements along Faults and Tectonic Stress Fields, and Some Issues of Rock Mass Destruction. In: Yu.D. Boulanger (Ed.), Fields of Stress and Deformation in the Earth's Crust. Nauka, Moscow, 120–135 (in Russian) [Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре / Ред. Ю.Д. Буланже. М.: Наука, 1987. С. 120–135].

Rebetsky Yu.L., 2003. Stress–Strain State and Mechanical Properties of Natural Massifs from Earthquake Focal Mechanisms and Structural-Kinematic Characteristics of Fractures. Brief PhD Thesis (Doctor of Physics and Mathematics). Moscow, 56 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: Автореф. дис ... докт. физ.-мат. наук. М., 2003. 56 с.].

Rebetsky Yu.L., 2009. Stress State of the Earth's Crust of the Kurils Islands and Kamchatka before the Simushir Earthquake. Russian Journal of Pacific Geology 3, 477. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714009050108>.

Rebetsky Yu.L., 2015. On the Specific State of Crustal Stresses in Intracontinental Orogens. Geodynamics & Tectonophysics 6 (4), 437–466 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0189>.

Rebetsky Yu.L., Guo YS., 2020. From Natural Stresses in Seismic Zones to Predictions of Megaequake Nucleation Zones. Pure and Applied Geophysics 177, 421. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02128-0>.

Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Marinin A.V., 2013. Stress State and Deformation of the Earth's Crust in the Altai-Sayan Mountain Region. Russian Geology and Geophysics 54 (2), 206–222. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.01.011>.

Rebetsky Yu.L., Kuzikov S.I., 2016. Active Faults of the Northern Tien Shan: Tectonophysical Zoning of Seismic Risk. Russian Geology and Geophysics 57, 967–983. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2016.05.004>.

Rebetsky Yu.L., Marinin A.V., 2006. Stress State of Earth's Crust in the Western Region of Sunda Subduction Zone before the Sumatra-Andaman Earthquake on December 26, 2004. Doklady Earth Sciences 407 (2), 321–325. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06020383>.

Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E., 2012. Development of Inversion Methods on Fault Slip Data. Stress State in Orogens of the Central Asia. Tectonophysics 581, 114–131. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.027>.

Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Sychev V.N., Kuzikov S.I., Marinin A.V., 2016. The Stress State of the Northern Tien Shan Crust Based on the KNET Seismic Network Data. Russian Geology and Geophysics 57 (3), 387–408. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.003>.

Rice J.R., Uenishi K., 2002. Slip Development and Instability on a Heterogeneously Loaded Fault with Power-Law Slip-Weakening. American Geophysical Union 83 (47), S61E-06.

Smekalin O.P., Imaev V.S., Korzhenkov A.M., Chipizubov A.V., 2015. Paleoseismological Studies in the Pleistocene Area of the 1885 Belovodsk Earthquake in the Northern Tien Shan. Problems of Engineering Seismology 42 (3), 20–32 (in Russian) [Смекалин О.П., Имаев В.С., Корженков А.М., Чипизубов А.В. Палеосейсмологические исследования в плейстоценовой области Беловодского землетрясения 1885 г. в Северном Тянь-Шане // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 20–32].

Terzaghi K., 1943. Theoretical Soil Mechanics. Wiley, New York, 506 p. <https://doi.org/10.1002/9780470172766.fmatter>.

Waldhauser F., Ellsworth W.L., 2002. Fault Structure and Mechanics of the Hayward Fault, California, from Double-Difference Earthquake Locations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 107 (B3), ESE 3-1-ESE 3-15. <https://doi.org/10.1029/2000JB000084>.

Wallace R.E., 1951. Geometry of Shearing Stress and Relation to Faulting. The Journal of Geology 59 (2), 118–130. <https://doi.org/10.1086/625831>.