

Абдрахматов К.Е., Ельдеева М.С.

ЖУНГАР ТООЛОРУНУН ИЛГЕРКИ ЖЕР ТИТИРӨӨЛӨРҮ

Абдрахматов К.Е., Ельдеева М.С.

ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ ДЖУНГАРИИ

Abdrakhmatov K.E., Eldeeva M.S.

PALEOSEISMISITY OF DZHUNGARIA

УДК: 550.24

Макалада Жунгар тоолорунун илгерки жер титирөөлөрү жөнүндө маалымат берилет. Бул маалыматка жараша өткөн геологиялык мезгилде сейсмикалык кооптуулук бир топ көтөрүнкү болчу. Негизги дислокациялардын баяндамасы берилет. Дислокациялардын арасында – кашаттар, жер көчкүлөр жана башкалар. Жүргүзүлгөн изилдөөлөргө жараша, өткөн мезгилде Жунгар тоолордо катуу жер титирөөлөр пайда болгон. Алардын интенсивдүүлүгү 9-10 баллга жеткен.

Негизги создор: *Жунгар тоолору, жер титирөө, кашаттар, жер көчкүлөр, сейсмикалык кооптуулук.*

В статье рассмотрены палеосейсмодислокации Джунгарского Алатау, свидетельствующие о повышенной сейсмической опасности этого региона в недавнем геологическом прошлом. Дается описание основных дислокаций, среди которых свежие уступы в зонах разломов, крупные скальные оползни и др. Проведенные нами исследования показывают, что в недавнем прошлом на территории Джунгарского Алатау имели место разрушительные землетрясения, интенсивность которых достигала 9-10 баллов.

Ключевые слова: *Джунгарский Алатау, палеосейсмодислокации, уступы, оползни, сейсмическая опасность.*

Paleoseismodislocations of Dzungar Alatau (Tien Shan) are described in given paper. These dislocations are as a proof of high seismic hazard of this territory at a past. A description of main dislocations is given. Among of them – fresh scarps, rock avalanches etc. New data is shown that a intensity of earthquake in frame of this area can reach to 9-10 balls.

Key words: *Dzungar Alatau, paleoseismodislocations, scarps, landslides, seismic hazard*

Одной из примечательных особенностей Южного Казахстана является наличие серии новейших разломов, которые начинаются от орогенической области (Тянь-Шань и Джунгарский Алатау) и протягиваются в северо-западном направлении, вспарывая тело Казахской платформы (Восточно и Западно Джунгарские, Джалаир-Найманский, Каратауский разломы) [1,2,3 и др.]. Однако, несмотря на достаточно хорошую выраженность указанных разломов в рельефе, имеется весьма мало доказательств того, что в пределах этих разломов происходили сильные сейсмические события. Именно поэтому оценка сейсмической опасности этих

разрывных структур часто занижена, а некоторые из таких разломов вообще не учтены при подобных исследованиях.

Проведенные нами исследования показывают, что в недавнем прошлом на территории Джунгарского Алатау имели место разрушительные землетрясения, интенсивность которых достигала 9-10 баллов.

Кроме зоны Главного Джунгарского разлома, протяженностью свыше 300 км, простирающегося в северо-западном направлении, выделяется три основных зоны активных разломов (с севера на юг): Лепсинская зона, протяженностью свыше 110 км, сложно построенная Южно-Колпаковская зона, протяженностью 70 км и Жамантас-Бештерекская зона, сопрягающаяся на юго-востоке с активными разломами Бештерекской впадины. Общая протяженность последней зоны составляет около 145 км [5].

Только в одном месте вдоль центральной части Джунгарского разлома наблюдается возможный разрыв палеоземлетрясения [4]. Этот разрыв интерпретируется как выход на поверхность очага землетрясения, потому что можно наблюдать четкое начало и конец разрыва и свежий по внешнему виду уступ как на спутниковых изображениях (рис.1) и непосредственно в поле. Разрыв является непрерывным, имеет субвертикальный уступ высотой ~1.6 м, который хорошо сохранился на поверхности пролювиальных конусов выноса между координатами 45°59'N, 81°08'E и 45°50'N, 81°29'E. Разрыв-уступ прослежен в полевых условиях от 45°59'N, 81°08'E на расстоянии ~32 км на юг, до долины реки Жаманты, где уступ теряется.

Вдоль разрыва не наблюдалось правого смещения, что позволяет предположить, что это событие имело значительную взбросовую компоненту общего укорочения земной коры в этом районе, что, вероятно, связано с формированием форберговых структур, которые также наблюдались также вдоль центральной части Джунгарского разлома. Это наблюдение указывает на то, что, Джунгарский разлом, имеющий протяженность около ~ 300 км в длину, может вспарываться в виде коротких сегментов, которые связаны с разделением смещения на сдвиговую и взбросовую компоненты.

Г. Кэпмбелл и др. [4] рассчитали, что моментная магнитуда M_w была примерно равна 7. Однако, если рассматривать длину разрыва 100 км, например, при землетрясении, которое вспарывает несегментированные юго-восточные и северо-западные отрезки Джунгарского разлома, и предполагая значение для мощности сейсмогенного слоя, равной 20 км, моментная магнитуда может достигать M_w 7.6.

Детальное обследование зоны активного в позднем плейстоцене-голоцене Лепсинского разлома

указывает на, по крайней мере, два значительных землетрясения, происшедших в голоцене вдоль его протяжения.

В его восточной части, там, где он пересекает хребет Чиринды, в районе озера Жаксы-Коль, в рельефе четко выделяется сегмент разлома, где можно видеть правостороннее смещение сухих русел до 6 м и вертикальное смещение крыльев разлома до 10 м. (рис.1)

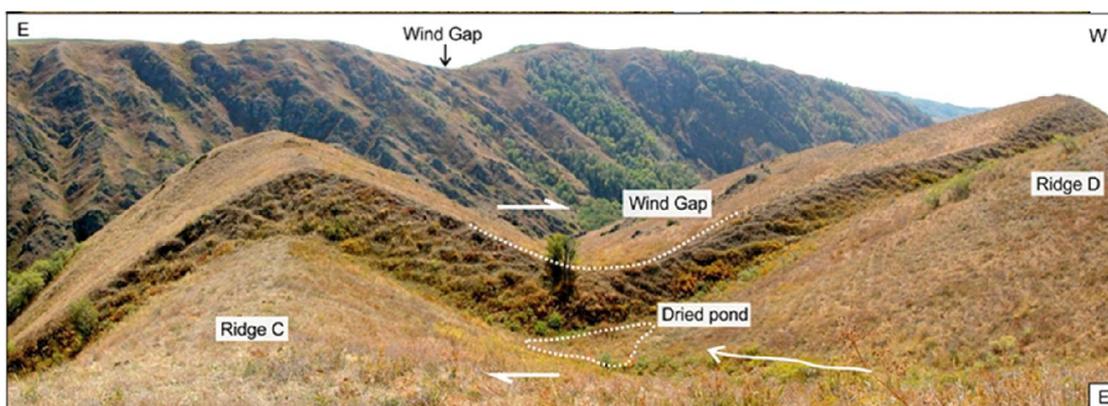


Рис.1. Вид на юг на уступ Лепсинского разлома, показывающий 10 метровое вертикальное смещение и значительное правое смещение сухих русел. Между гребнями А и В тальвеги сухих русел указывают на правый сдвиг равный 6 ± 2 м. Топографические профили гребни А и В показывают вертикальное смещение, равное 13 ± 2 м и 11 ± 2 м соответственно. [6]

Для определения возраста уступа был отобран образец из суглинка на глубине 0,85м и который дал возраст OSL равный 1800 ± 510 лет назад и обеспечивает оценку минимального возраста формирования уступа. Другой образец OSL был взят из ила на глубине 0,65 м и дал возраст 910 ± 520 лет BP, а также обеспечивает оценку минимального возраста для формирования уступа. Один образец на радиоуглеродный анализ (RC1), собранный из темной, богатой органическими веществами почвы, на глубине 1,05 м дал калиброванный возраст между 1,988-1,806 лет назад. [6]

На западном продолжении разлома, в пределах равнинной части Казахской платформы, имеется вертикальный уступ высотой около 7 м, который сформировался примерно ~ 400 лет назад [6]. При этом, семиметровый уступ был образован в результате одного крупного землетрясения, а не от нескольких землетрясений в течение последних 400 лет, так как это более согласуется с отсутствием документально подтвержденных исторических землетрясений в этом регионе. Возникновение высокого уступа привело к изменению гидрографической сети в этом районе [7]. Река Лепсы, которая до события текла в северном направлении, после землетрясения повернула на запад (Рис.2)

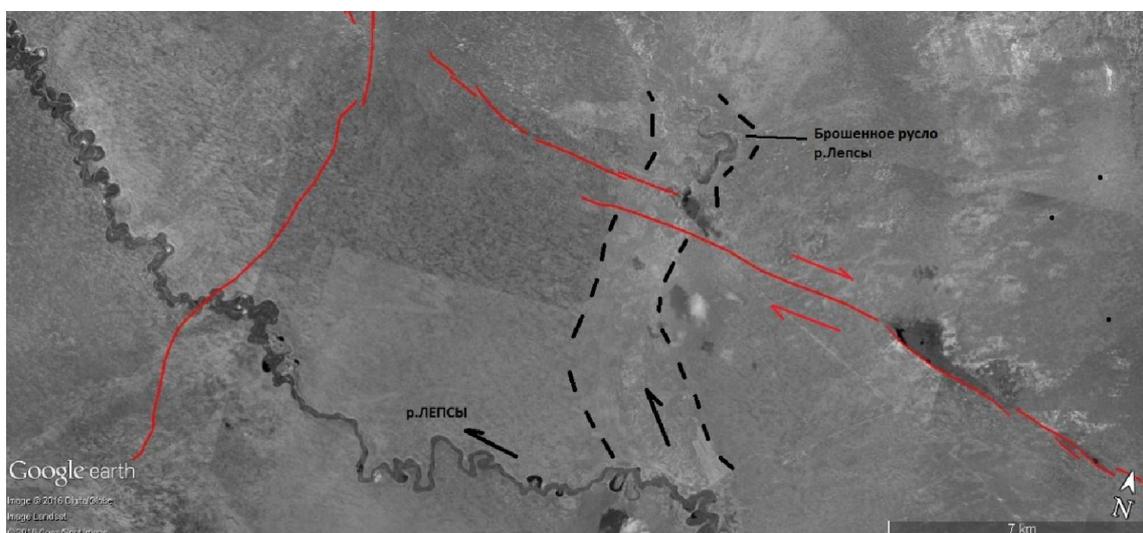


Рис. 2. Поворот русла реки Лепсы в западном направлении в районе Аяк-коль.

Исследования, проведенные Грэйс Кэмпбелл и другими [6] показали, что Лепсинский разлом сгенерировал по меньшей мере, два землетрясения в голоцене. Уступ разлома является очень свежим по всей его длине, из чего можно сделать вывод, что он был реактивирован по всей его длине в недавнем прошлом, но на протяжении большей части своей длины уступ разлома, вероятно, представляют собой кумулятивное перемещение по меньшей мере двух землетрясений. Самое близкое к нам событие произошло около 400 лет тому назад, а предыдущее – вероятно около 2-5тыс. лет назад. Расчеты моментной магнитуды с использованием эмпирических соотношений [8] дают величины M_w равные 8.1-8.2.

Отличительной чертой южного обрамления Колпаковского грабена является широкое развитие активных разломов и оползней (рис.) как в рыхлых отложениях, так и в скальных породах северного склона хребта Кунгей (рис.3).

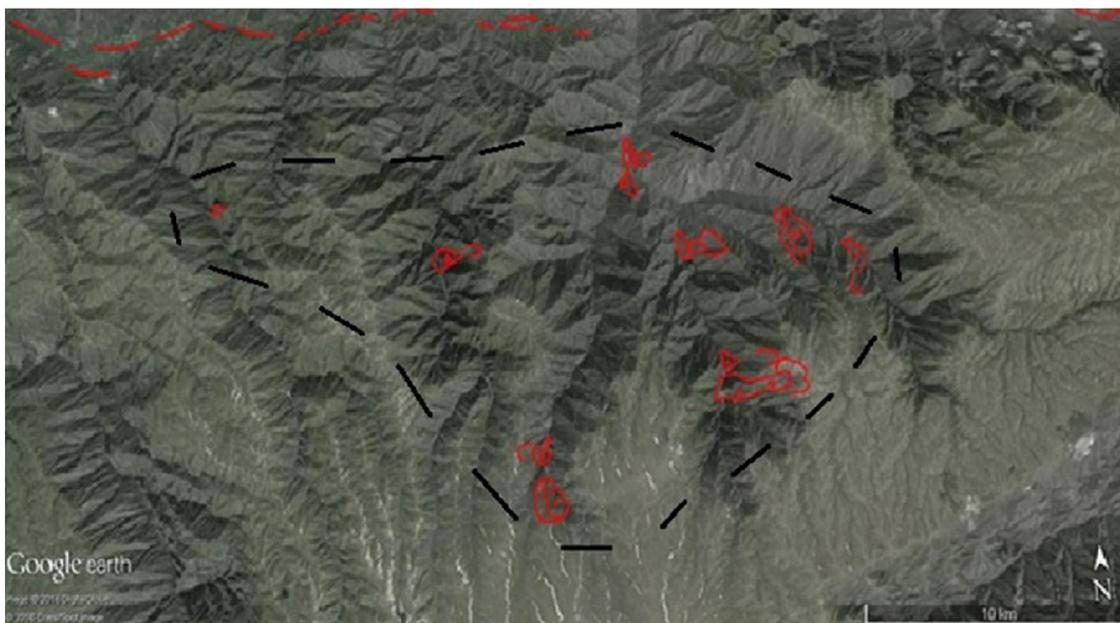


Рис.3. Кластер оползней в восточной части южного обрамления Колпаковского грабена (верховья рек Жаманты и Кызылтал). Красным показаны крупные скальные оползни. Черной линией очерчена область распространения оползней.

На рис. 3 отчетливо видно, что область развития скальных оползней в целом образует эллипс, длинная ось которого, протяженностью 25 км, тяготеет к Южно-Колпаковскому разлому. За пределами оконтуренной области, несмотря на то, что большая часть территории сложена аналогичными породами и характеризуется сопоставимой эрозионной расчлененностью с примерно одинаковой глубиной долин и крутизной их склонов, оползней не наблюдается. На наш взгляд, явная приуроченность этой области к Колпаковскому разлому не случайна и обусловлена единой причиной образования и разрывов и оползней – сильным доисторическим землетрясением.

Мы рассматриваем область массового развития и молодых разрывов в зоне Колпаковского разлома и оползней (включая оползни около сел Держинское, Герасимовка и др.), как очаговую область землетрясений, периодически повторяющихся на этом участке. Ее протяженность составляет примерно 50 км. Эту величину мы и учитываем при оценке сейсмического потенциала Колпаковского разлома.

Согласно регрессионным зависимостям между длиной поверхностного (SRL), либо очагового (RLD) разрыва из работы [8] при их протяженности, равной 50 км, получаем значения:

$$M_w = 5.0 + 1.22 \times \log(\text{SRL}) = 7.02$$

$$M_w = 4.49 + 1.49 \times \log(\text{RLD}) = 6.95$$

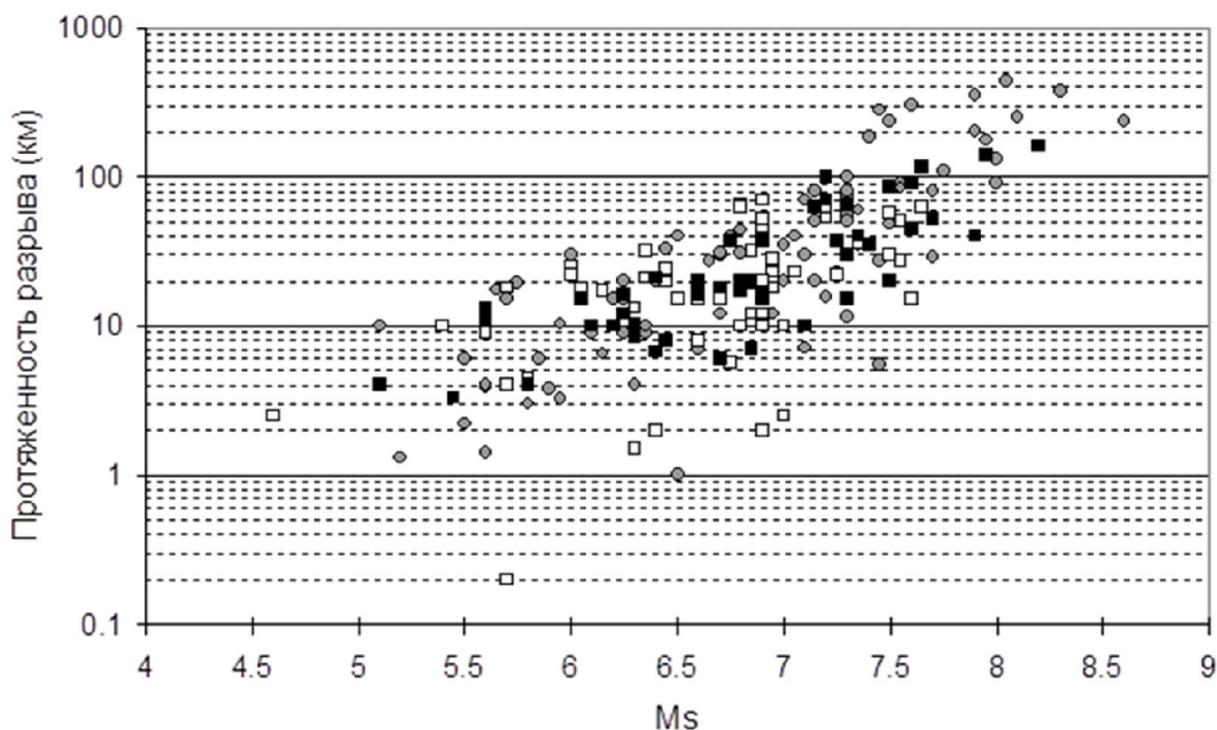


Рис. 4. Соотношение между протяженностью сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений [9].

Серые кружки – разрывы с преимущественно сдвиговой подвижкой, белые квадратики – с преимущественно сбросовой, черные – с преимущественно взбросовой подвижкой.

Второй способ оценки магнитуды палеоземлетрясений – использование соотношений между магнитудой и максимальной одноактной подвижкой по разрыву [9]. Можно использовать и средневзвешенную подвижку, но для ее корректной оценки необходимо знать величину смещения в достаточно большом количестве точек вдоль простирания разрывов, что возможно только по результатам подробных, очень трудоемких и дорогостоящих исследований.

Учитывая, что Колпаковский разлом представляет собой взброс, точный наклон плоскости сместителя которого известен только в приповерхностной части, там, где плоскости разрывов вскрыты, использование величины подвижки по направлению смещения не очень надежно. Во-первых, для взбросов и надвигов зачастую характерно выполаживание плоскости сместителя в приповерхностной части разреза, вследствие чего величина надвигания не соответствует истинному перемещению блоков земной коры, разделяемых такими разрывами. Во-вторых, величина подвижки по направлению смещения определена только в приповерхностной части. На участке, где смещения были близки к максимальным, углы падения сместителей нам не известны. Наконец, в-третьих, надо учитывать, что при выведении регрессионных соотношений между магнитудой и величиной подвижки, при определении смещения по направлению вектора смещения чаще учитывались вертикальная и сдвиговая компоненты, надежно фиксируемые при полевом обследовании последствий землетрясений. Вторая горизонтальная компонента – сжатие, характерное для надвигов, определялась намного реже [9]. Поэтому для оценки магнитуд землетрясений, связанных с подвижками по Колпаковскому разлому, предпочтительно использовать вертикальную компоненту смещений.

Есть основания ожидать, что максимальная измеренная высота уступа Колпаковского разлома (6 м) накопилась в результате нескольких (2-3) последовательных подвижек по нему, при максимальном одновременном вертикальном смещении до 2 метров. Как показано на рис. 4, такие смещения характерны для разрывов землетрясений в достаточно широких диапазонах магнитуд, средние значения которых составляют примерно 7.5 для взбросов и 7.2 для сбросов.

Хотя, как отмечено выше, нельзя полностью исключить возможность того, что дислокаций в зоне Колпаковского разлома на изученном нами участке и к западу от долины р. Тентек произошли одновременно, все же практически полное отсутствие проявлений оползневых процессов в неоген-четвертичных отложениях западнее с. Герасимовка, указывает на то, что его западная часть развивалась автономно и независимо от восточной. Отметим, впрочем, что даже если протяженность очаговой зоны достигала ~60 км, это практически не влияет на оценку магнитуды землетрясения, с которым может быть связан разрыв такой протяженности (см. Рис. 4).

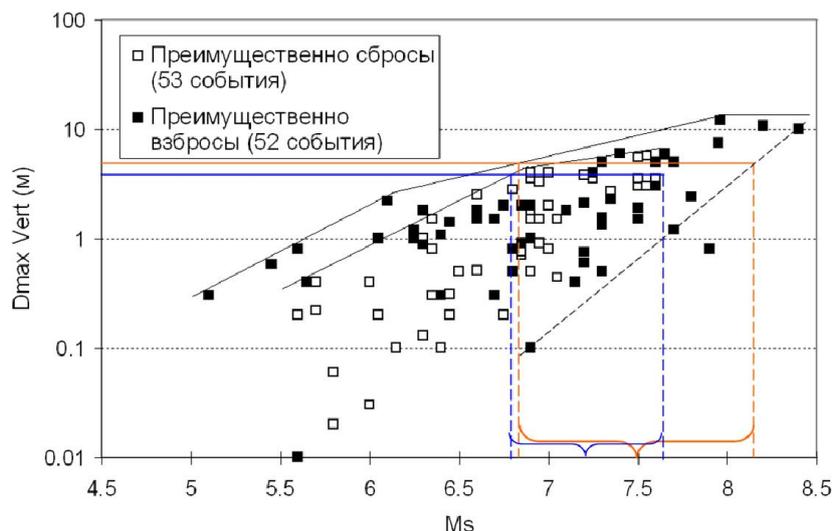


Рис. 5. Соотношение между магнитудами землетрясений и максимальными вертикальными смещениями по разрывам. Коричневыми линиями показан интервал магнитуд землетрясений, сопровождавшихся взбросами с $D_{max} = 6$ м, синими линиями – то же для сбросов с $D_{max} = 5$ м. [9].

Жамантас-Бештерекский разлом расположен у подножья хребта Джунгарский Алатау. Его западное окончание находится восточнее села Лепсинск, а затем разлом тянется почти непрерывно примерно на 145 км на восток с небольшим перерывом в районе начала субширотного колена реки Тастау. Далее разлом прослеживается в верховьях долины р. Бештерек.

На всем протяжении разлом выражен достаточно прямолинейным, прерывистым, обращенным на юг уступом высотой от одного до 3-4 метров. Этот уступ в долине Бештерек подпруживает современные водотоки и смещает их по горизонтали на величину 50-100 м. В западной части зоны разлома долины современных водотоков смещены на 150-300 м, а свидетельства подпруживания водотоков уничтожены эрозией.

Иногда разлом сопровождается короткими разрывами, протяженностью от 1,0 км до 2,5 км, одиночными или образующими связанные системы, имеющие структуру типа «разбитой тарелки».

Отметим, что активные отрезки разлома сопровождаются крупными скальными оползнями, примером которого может служить крупный оползень, закартированный южнее села Лепсинск.

К настоящему времени у нас не имеется данных, которые позволили бы говорить о возрасте поверхностных нарушений, развитых вдоль описываемого разлома. Однако, предварительные соображения позволяют полагать, что сила голоценовых землетрясений, которые имели место в этом районе, была не меньше 9 баллов.

Таким образом, полученные нами данные позволяют внести существенные изменения в оценку сейсмической опасности восточного Казахстана. Новые данные показывают, что сила землетрясений, имевших место в этом районе и приуроченных к зонам активных разломов достигала магнитуд (M_w) равных 7,5, а иногда и 8.1-8.2.

Литература:

1. Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. В кн: Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963. М. Изд. АН СССР
2. Войтович В.С. Природа Джунгарского глубинного разлома. Труды ГИН, вып.183, 1969 г. 191с.
3. Тимуш А.В. Сейсмо тектоника литосферы Казахстана. Алматы, 2011, 590
4. G.E.Campbell, R.T.Walker, K. Abdrakhmatov, J.L.Schwenninger, J.Jackson, J.R.Elliott, and A.Coppley The Dzhungarian fault: late Quaternary tectonics and slip rate of major right-lateral strike-slip fault in the Northern Tien Shan region Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013, vol. 118,1-18,
5. Ельдеева М.С., Абдрахматов К.Е., Активные разломы Джунгарии (в печати)
6. Campbell G.E., Walker R.T., K. Abdrakhmatov, Jackson J.A., Elliot J.R., Mackenzie D., Middleton T., and Schwenninger J.L.. (2015). Great earthquakes in low strain rate continental interiors: An example from SE Kazakhstan. JGR:Solid Earth, 2015
7. Галицкий В.В. Палеогеография и неотектоника Восточного Прибалхашья // Изв. АН КазССР.Сер геол., 1957, вып 24., с.32-42
8. Wells D.L., Coppersmith K.J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 974 – 1002.
9. Стром А.Л. Количественные характеристики сейсмогенных разрывов и их использование в палеосейсмогеологии и инженерной геологии. Кандидатская диссертация. М., 1998, 155 с.

Рецензент: д.г.-м.н. Погребной В.Н.