

Ельдеева М.С., Абдрахматов К.Е.

ЖУНГАР ТООЛОРУНУН АКТИВДҮҮ ЖАРАКАЛАРЫ

Ельдеева М.С., Абдрахматов К.Е.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ДЖУНГАРИИ

M.S. Eldeeva, K.E. Abdrakhmatov

ACTIVE FAULTS OF DZHUNGARIA

УДК: 550.24

Макалада Жунгар тоолорунун активдүү жаракаларынын өзгөчөлүгү талкууланат. Бул жаракалар сейсмикалык кооптуулуктун очогу болуп саналат. 300 км чейин созулган Жунгар жаракасынан тышкары үч негизги активдүү зона белгиленет: узундугу 120 км Лепсы жаракасы, бөлүктөрдөн түзүлгөн Тескей-Колпаково жаракасы (узундугу 70 км), узундугу 145 км Жамантас-Беитерек жаракасы. Жаңы фактылар негиздеген жыйынтык – Жунгар тоолорунда магнитудасы 7,5-8,2 жеткен жер титирөөлөр болушу мүмкүн.

Негизги сөздөр: Жунгар тоолору, жаракалар, сейсмикалык кооптуулук.

В статье рассмотрены активные разломы Джунгарского Алатау, которые являются источниками повышенной сейсмической опасности этого региона. Установлено, что кроме зоны 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 120 км, сложно построенная Южно-Колпаковская зона, протяженностью 70 км и Жамантас-Беитерекская зона, общей протяженностью около 145 км. Новые данные показывают, что сила землетрясений, имевших место в этом районе и приуроченных к зонам активных разломов достигала магнитуд (M_w) равных 7,5-8,2.

Ключевые слова: Джунгарский Алатау, активные разломы, сейсмодислокации, оползни, магнитуда, сейсмическая опасность

A features of active faults of Dzungar Alatau (Tien Shan) are shown in given paper. These faults are as a source of high seismic hazard of debated territory. There are a zone of Dzhungar fault with length about 300 km, trending to north-west, Lepsy fault zone with length about 120 km, South-Kolpakovo fault with length about 70 km and Zhamantas-Beshterek fault zone which connected with active faults of Beshterek basin. The length of latter is about 145 km. New data is shown that a magnitude of earthquake in frame of this area can reach to $M_w=7,5-8,2$.

Key words: Dzungar Alatau, active faults, dislocations, landslides, magnitude, seismic hazard.

Изучению активной тектоники различных регионов посвящено множество исследований. В основе повышенного интереса лежит представление о

том, что именно современные тектонические напряжения являются источником проявления таких стихийных разрушительных явлений как землетрясения, оползни, обвалы и др. Особое внимание при этом уделяется активным разломам, так как они хорошо отражают характер современных напряжений и общую направленность процесса деформирования земной коры [1].

Одной из примечательных особенностей Южного Казахстана является наличие серии новейших разломов, которые начинаются от орогенной области (Тянь-Шань и Джунгарский Алатау) и протягиваются в северо-западном направлении, вспарывая тело Казахской платформы (Восточно и Западно Джунгарские, Джалаир-Найманский, Каратауский разломы) [2,3,4 и др.]. Однако, несмотря на достаточно хорошую выраженность указанных разломов в рельефе, имеется весьма мало доказательств того, что эти разломы были активны в течение позднего плейстоцена-голоцена и еще меньше свидетельств 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.

На рисунке 1 вынесены активные разломы северо-восточной части Джунгарского Алатау, в основу выделения которых были положены прямые и косвенные геолого-геоморфологические признаки [5], среди которых в первую очередь учитывались такие как: 1) выраженные в рельефе уступы, скарпы, рвы, микрограбены и др. 2) отчетливые разрывные деформации террас и выровненных поверхностей, 3) смещение геологических комплексов пород с наличием видимых плоскостей разрывов и глинками трения, штрихами и др.

Как видно, кроме зоны 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, протяжен-

ностью 70 км и Жамантас-Бештерекская зона, сопрягающаяся на юго-востоке с активными разломами

Бештерекской впадины. Общая протяженность последней зоны составляет около 145 км.

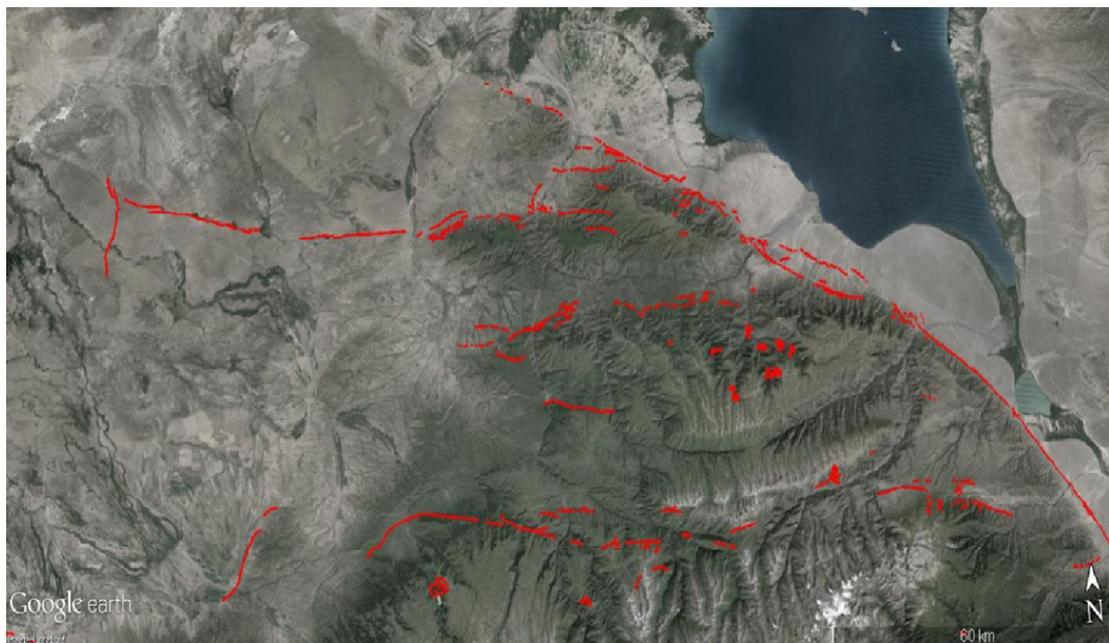


Рис. 1. Карта активных разломов восточной части Джунгарского Алатау.

Ниже приводится краткое описание выделенных зон.

Зона Главного Джунгарского разлома

Весьма детальное описание разлома было составлено [3]. Главный Джунгарский разлом на большей части территории прослеживается четкой линией и на значительном протяжении проходит непосредственно у основания склона Джунгарского Алатау. Местами он несколько отступает от подножия гор и протягивается на поверхности предгорного четвертичного шлейфа. На других участках, наоборот, линия разлома заходит в окраинные части хребта, где особенно хорошо виден четкий шов, рассекающий палеозойские и кайнозойские отложения, при этом плоскость сместителя либо залегает вертикально, либо круто (70-80°) наклонена к юго-западу.

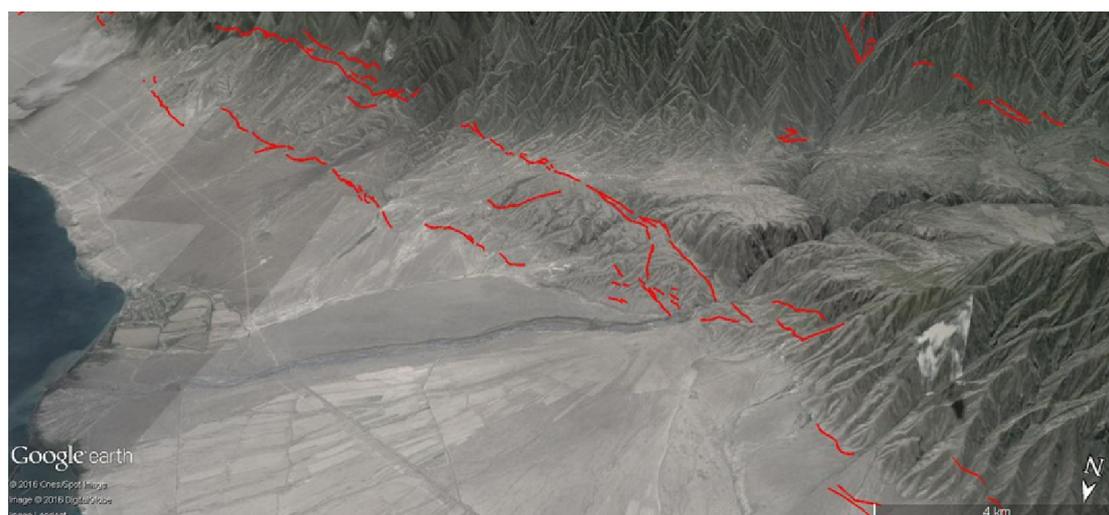


Рис. 2. Структурный рисунок Джунгарского разлома в устье р. Жаманты. Вид с севера.

Исследованиями [1,3] установлено, что разлом является правым сдвигом с характерными для такого типа разломов структурными рисунками (рис. 2) Скорость смещения в позднем плейстоцене-голоцене

составляет 2,2±0.8 мм/год [6]. Исторических свидетельств о сильных землетрясениях, имевших место в зоне этого разлома нет, однако имеются обильные доказательства в пользу сеймотектонической приро-

ды отдельных отрезков разлома, которые были активизированы при таких событиях. Судя по всему, магнитуда таких землетрясений превышала M_w равные 7,5 [6].

Южно-Колпаковский разлом

Южно-Колпаковский разлом не имеет ясно выраженной протяженной линии. Вместо этого зона разлома представлена в виде системы достаточно коротких разрывов, нарушающих пологое крыло хребта Кунгей.

Отдельные разрывы, составляющие зону Колпаковского разлома, начинаются на востоке у долины р. Кызылтал, где выражены в рельефе в виде коротких рвов, с поднятой нижней частью склона.

Диденко-Кислицына Л.В. [7] указывает, что в южной части впадины имеется грабен протяженностью свыше 30 км, шириной 1 км, в котором фундамент залегает на высотах 600-500 м, и мощность кайнозойских отложений превышает 400 м (рис. 3). Разлом, ограничивающий его с севера, расположен почти в осевой части Колпаковской впадины, к нему приурочены субсеквентные широтные участки долин рек Джаманты-1 и Шет-Тентека. Разлом назван автором Дзержинским. Он проявился, видимо в плиоцене, когда по нему на правобережье р. Джаманты Общая, восточнее р. Кызылтал, на северных склонах гор Джабык произошел колоссальный взбросо-надвиг блока глинисто-кремнистых пород нижнего карбона (джабыкская свита), на породы палеогена. По этому же разлому западнее, в долине р. Кызылтал, начиная с 1954 г. Периодически формируются грязевые «вулканы», достигающие высоты 5 м, затем они обрушиваются и спустя год-два начинают формироваться снова (чему способствуют монтмориллоновые глины, попавшие в зону разлома). Восточнее долины р. Кызылтал и дайки гранит-порфиоров к разлому приурочен лог Чапансай, в правом борту которого прекрасно виден надвиг пород палеозоя на красноватые породы палеогена Алакольской впадины.

Мы рассматриваем область массового развития и молодых разрывов в зоне Колпаковского разлома и

оползней (включая оползни около сс. Дзержинское, 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 моментной магнитуды, равные:

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

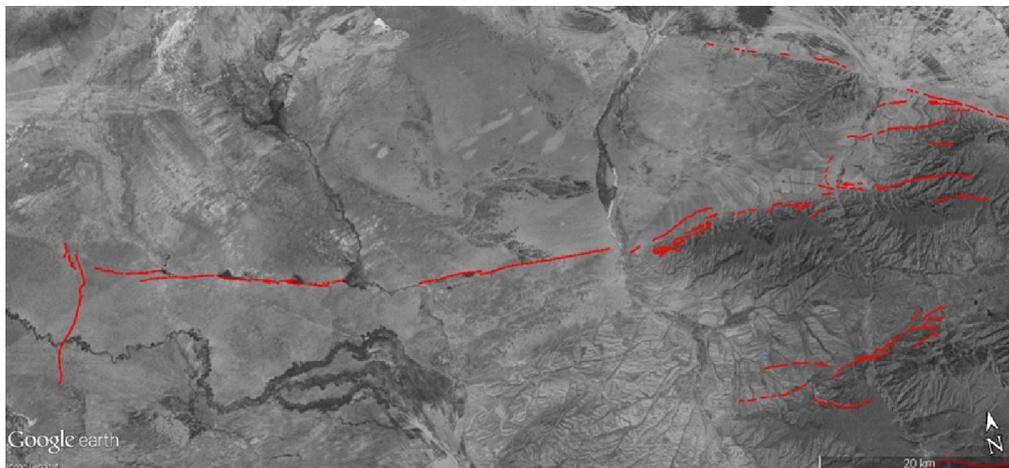
$$M_w = 4.49 + 1.49 \times \log(RLD) = 6.95$$

Лепсинский разлом

Одним из первых на этот разлом обратил внимание К.В. Курдюков [6], который дал описание современного тектонического уступа, пересекающего старое русло р. Лепсы, в районе пос. Марья (старое русло Жолдыбек). Указанный исследователь считал, что, по всей видимости, Лепсинский взброс образовался не одновременно на всем своем протяжении. Вначале разлом не пересекал наиболее старого русла р. Лепсы (русло Чиликты). При одном из периодов активности разлом пересек указанное русло, а затем уже в историческое время, разлом пересек русло Жолдыбек. К.В. Курдюков считал, что Лепсинский разлом развивался, вероятно, в основном отдельными толчками, разделенными значительными спокойными промежутками времени. Одним из важных выводов является вывод о том, что альпийские разломы не прекратили своей деятельности и продолжают развиваться.

Следом за К.В. Курдюковым, В.В. Галицкий [10] описал район пос. Марья и заметил, что хорошая сохранность уступа русла доказывает, что разрыв произошел совсем недавно, вероятно в историческое время (не более 2000-3000 лет назад) и, несомненно, в один прием – почти мгновенно.

А.В. Тимуш [4] подробно описал геоморфологические аномалии в этом районе, связанные с системами неотектонических нарушений.



Исследования проведенные Грэйс Кэмпбелл и другими [11] 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 кумулятивный перемещение по меньшей мере двух землетрясений. Самое близкое к нам событие произошло около 400 лет тому назад, а предыдущее – вероятно около 2-5 тыс. лет назад.

Расчеты моментной магнитуды с использованием эмпирических соотношений [8] дают величины M_w равные 8.1-8.2.

Жамантас-Бештерекский разлом

Разлом расположен у подножия хребта Джунгарский Алатау. Его западное окончание находится восточнее сел. 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 150-300м, а свидетельства подпруживания водотоков уничтожены эрозией.

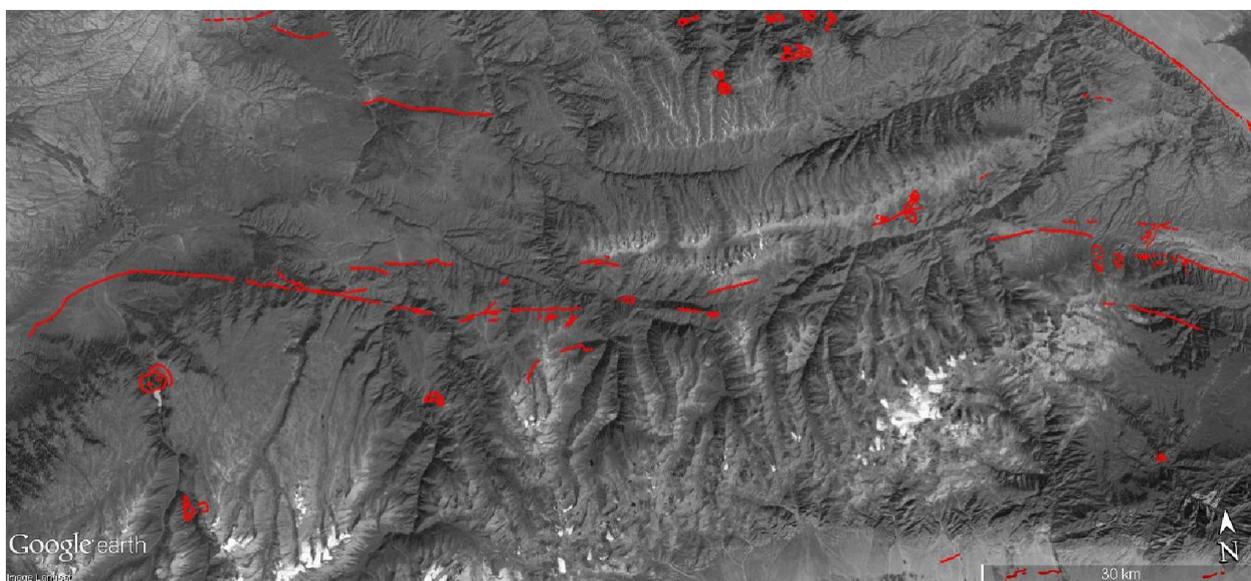


Рис. 3. Зона Жамантас-Бештерекского разлома.

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 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. Отметим, что согласно составленной ранее карты сейсмической опасности территории Республики Казах-

стан [4,12,13], максимальная магнитуда возможных землетрясений, которые могут возникать в зонах развитых здесь новейших разломов не превышает 7,0, а в зоне Южно-Колпаковского разлома - 6,5. Новые данные показывают, что сила землетрясений, имевших место в этом районе и приуроченных к зонам активных разломов достигала магнитуд (M_w) равных 7,5-8.2.

Литература:

1. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. - М., Наука, 1983. - С. 224.
2. Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. В кн: Разломы и горизонтальные движения земной коры. - М. Изд. АН СССР, 1963.
3. Войтович В.С. Природа Джунгарского глубинного разлома. - Труды ГИН, вып.183, 1969. - С. 191.
4. Тимуш А.В. Сейсмоструктура литосферы Казахстана. - Алматы, 2011. - С. 590.
5. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. - М., Наука, 1977. - С. 240.

6. 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.
7. Диденко-Кислицына Л.К. Кайнозой юго-восточного Казахстана. Геоморфология, новейшая тектоника. История формирования рельефа и осадконакоплений, геоэкология. Часть 2. - Алматы, 2006. - С. 90.
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. Курдюков К.В. Современные разломы вдоль подножия Джунгарского Алатау // *Природа*, 1953, №12.
10. Галицкий В.В. Палеогидрография и неотектоника Восточного Прибалхашья // *Изв. АН КазССР. Сер геол.*, 1957, вып 24. - С. 32-42.
11. 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.
12. Сейсмическое районирование Республики Казахстан / Курскеев А.К., Тимуш А.В., Шапилов В.В., Сыдыков А., Горбунов П.Н., Сыдыкова А.Б. - Алматы: Эверо, 2000. - С. 219.
13. Тимуш А.В., Тарадаева Т.В., Степаненко Н.П., Садыкова А.Б., Садыков А. Сейсмогенерирующие зоны Казахстана. - Алматы, 2012. - С. 81.

Рецензент: д.г.-м.н. Мамыров Э.М.
