

СЕЙСМОТЕКТОНИКА РАЙОНА САРЫЖАЗСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Аннотация

В северной части высокогорного свода Хан-Тенгри на расстоянии 40 км от поселка Сарыжаз 28 января 2013 года произошло землетрясение с магнитудой $M_s=6,0$. Для выявления закономерностей возникновения очага землетрясения проанализирована сейсмотектоника Центрального Тянь-Шаня по литературным источникам и проведены собственные морфоструктурные исследования. В результате, в пределах рассматриваемого региона, намечены морфоструктуры, ответственные за возникновение землетрясений, зоны аномально напряженного состояния и предложена интерпретация геологической природы очага Сарыжазского землетрясения.

Ключевые слова: сейсмотектоника, морфоструктура, линеамент, разломы, морфоструктурные узлы, сейсмичность.

Тірек сөздер: сейсмикалық тектоника, морфоқұрылым, линеамент, жарық, морфоқұрылымды түйіндер, сейсмикалық.

Keywords: seismotectonics, morphostructure, lineament, faults, morphostructure knots, seismicity.

Сейсмотектонике и морфоструктуре Центрального Тянь-Шаня посвящены многочисленные публикации [1, 2 и др.]. Район эпицентра Сарыжазского землетрясения входит в Восточно-Терскойский морфоструктурный узел, описываемый с помощью терминов – морфоструктура, линеамент, морфоструктурный узел, сформулированных И.П.Герасимовым, Е.Я.Ранцман [3, 4]. В настоящее время эти термины являются основными понятиями структурно-геоморфологического анализа; под *морфоструктурой* понимается выраженная в рельефе тектоническая форма. *Линеаменты* – это зоны глубинных разломов, выделенные с помощью космofотоснимков. *Морфоструктурные узлы* – районы пересечения зон глубинных разломов (линеаментов), являются самыми подвижными и проницаемыми участками земной коры. Мы также придерживаемся данных определений.

Рассматриваемый регион представляет собой типичный горный район Северного Тянь-Шаня (рисунок 1), сложенный древними палеозойскими и допалеозойскими

породами, дислоцированными движениями каледонского в Северном Тянь-Шане (до Центрально-Терской разлома), герцинского в Южном Тянь-Шане (к югу от Атбаш-Иныльчекского разлома) и движениями того и другого циклов в Среднем Тянь-Шане; здесь также установлены эпикаледонские наложенные прогибы, срединные и краевые массивы, в которых обнажается догеосинклинальное основание докембрийского возраста [5-7].

Обширные территории региона занимает заилийский комплекс гранитоидов, формирование которого происходило в три основные фазы. Комплексами пород второй (позднеордовикской) фазы сложены громадные батолиты Кунгей Алатау, Заилийского Алатау, Терской Алатау (батолиты Копылский и Баянкольский). Неоген-четвертичный вулканизм известен в хр.Кетмень на плато Ушхасан (междуречье Киргизсай-Сумбе), где сохранились конические постройки вулканов, силлы, дайки базальтоидов.



Рисунок 1 – Ярусный рельеф высокогорного свода Хан-Тенгри (6995 м). За оз.Тузколь низкогорная гряда Жабартау

(2292 м) – межразломная обращенная синклиналь, сложенная озерными, аллювиально-делювиальными отложениями N_1 и N_2 , осложняющая северное крыло Текесской впадины.

Снимок предоставлен Т.Е. Нысанбаевым

По особенностям мезозойско-кайнозойской истории становления рельефа в регионе выделены: системы линейно-вытянутых передовых хребтов, система срединных брахиморфных хребтов и горных массивов [7, 8]. На рисунках 2-3 показаны фрагменты всех трех хребтов, составляющих Центральный Тянь-Шань, субширотных цепей:

Северной передовой зоны (Заилийский Алатау – 1 ряд, Кунгей Алатау и Кетмень – 2 ряд, Терской Алатау – 3 ряд); северная часть Южной передовой зоны поднятий (система поднятий хр.Кокшаал); Срединная зона заключена между двумя выше перечисленными зонами передовых поднятий и состоит из Северо-Нарынской и Южно-Нарынской частей. По данным О.К. Чедия [7] Заилийский хребет имеет северную асимметрию, Кетмень – южную, Северо-Нарынские хребты – южную, Южно-Нарынские – разную; гряды Кокшаала – очень резкую южную. В высокогорном узле свода Хан-Тенгри хребты всех трех систем, разделенные узкими долинами, тесно сближаются, а затем в Меридиональном хребте сходятся. Новейший структурный план рассматриваемой территории зависит от древнего плана, но полной унаследованности ни в формах структур, ни в направленности движений нет [5-8]. Морфоструктурное выражение и некоторые особенности неотектонических движений региона, необходимые для понимания геодинамических закономерностей развития региона, показаны на рисунках 2-3.

Поперечными ограничениями Центрально-Тянь-Шаньского свода Хан-Тенгри являются линеаменты – Сарыжазский на западе и Музартский на востоке. Северное ограничение свода представляет тупой морфоструктурный клин, разделяющий Иссык-Кульскую и Текесскую впадины. Клин образован краевой Терской системой разломов северо-восточного направления (продолжающейся Басультауской линейной зоной) и Текесским сегментом поперечного Чиликского линеамента. По Терской системе разломов, вдоль южного побережья оз. Иссык-Куль, предполагается единая трансиссыккульская деформационная зона, со значительными смещениями со скоростью 4,2-4,6 мм/год [9]. Чиликский поперечный линеамент, после пересечения с Баянкольским, плавно причленяется к Атбаши-Иныльчекскому. На фоне субширотной морфоструктуры Тянь-Шаня, в пределах клина, морфоструктура зоны сочленения свода Хан-Тенгри с Текесской впадиной поперечна. Сочленение начинается северной невысокой грядой Дегерес (2528 м), несущей площадки пенеплена, местами покрытые неогеном и наклоненные на юго-запад (ЮЗ). Лежащая депрессия, выполненная неогеновыми и нижнечетвертичными породами, ограничена с ЮЗ резко выраженным уступом (~1200 м), за которым вновь видны реликты древнего пенеплена, поднимающиеся к осевой части свода. Пенеплен и перекрывающие осадки чехла обычно наклонены под углами около 20°, но вблизи разрывов местами залегают вертикально. Этот сегмент морфоструктурно четко выраженного поперечного Чиликского линеамента, представляющий чередование глыбовых массивов и впадин СЗ простираения, имеет длину 70 км и ширину около 40 км. По Чиликскому линеаменту в районе эпицентра Сарыжазского землетрясения зафиксирован правосторонний сдвиг со скоростью 1,6 мм/год.

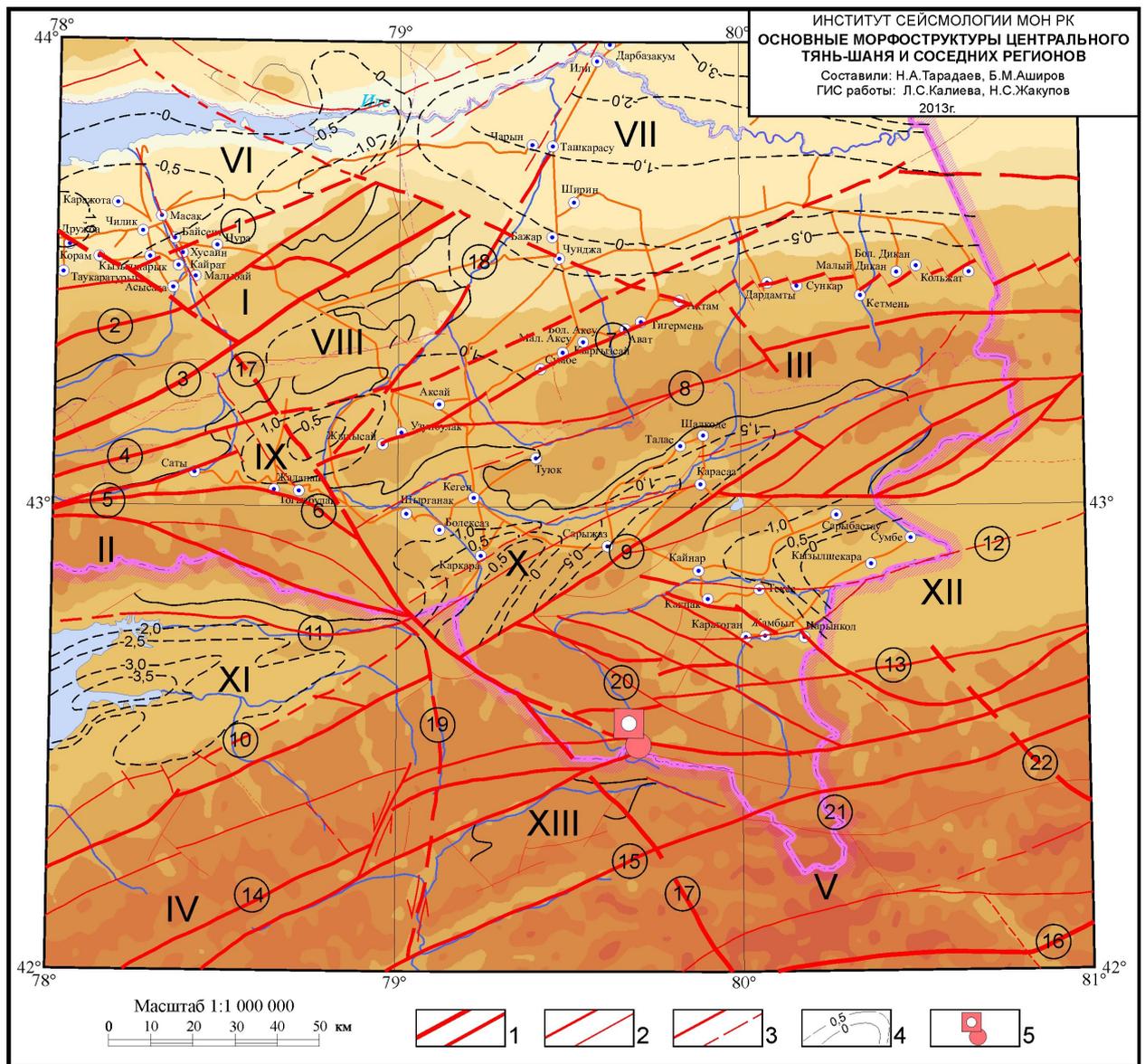


Рисунок 2 – Основные морфоструктуры Центрального Тянь-Шаня и соседних регионов

Разрывные нарушения: 1 – первого и второго ранга, 2 – третьего и четвертого ранга, 3 – установленные и предполагаемые; 4 – изогипсы поверхности домезозойского фундамента (в км); 5 – эпицентр Сарыжазского землетрясения (28.01.2013, $M_s=6,0$) и его афтершок (13.03.2013, $M_s=4,5$). Хребты (глыбовые складки): I – Заилийский Алатау, II – Кунгей Алатау, III – Кетмень, IV – Терской Алатау, V – высокогорный свод Хан-Тенгри. Межгорные и внутригорные впадины: Илийская (VI – Алматинская, VII – Жаркентская), VIII – Сюгатинская, IX – Жаланашская, X – Кегенская, XI – Иссык-Кульская, XII – Нарынколская (западная часть Текесской впадины), XIII – Сарыжазская. Разрывные нарушения: Северо-Тянь-Шаньской сквозькоровой флексурно-разломной зоны первого порядка (1 – Алматинский, 2 – Заилийский, 3 – Чилико-Кеминский, 4 – Северо-Далаашикский, 5 – Байсорун-Чиликский); 6 – Жаланашский, 7 – Северо-Кетменский, 8 – Центрально-Кетменский, 9 – Басылутауский, 10 – Предтерскойский, 11 – Северо-Иссык-

Кульский, 12 – Текесский, 13 – Баянкольский (сегмент Центрально-Терскейского), 14 – Линия Николаева, 15 – Атбаши-Иныльчекский, 16 – Кипчакский (сегмент Гиссаро-Кокшаальского), 17 – Чиликский (сегменты: Капчагайский, Чиликский, Текесский, Сарыжазский), 18 – Чарынский, 19 – Сарыжазский, 20 – Копылский, 21 – Меридиональный, 22 – Музартский.

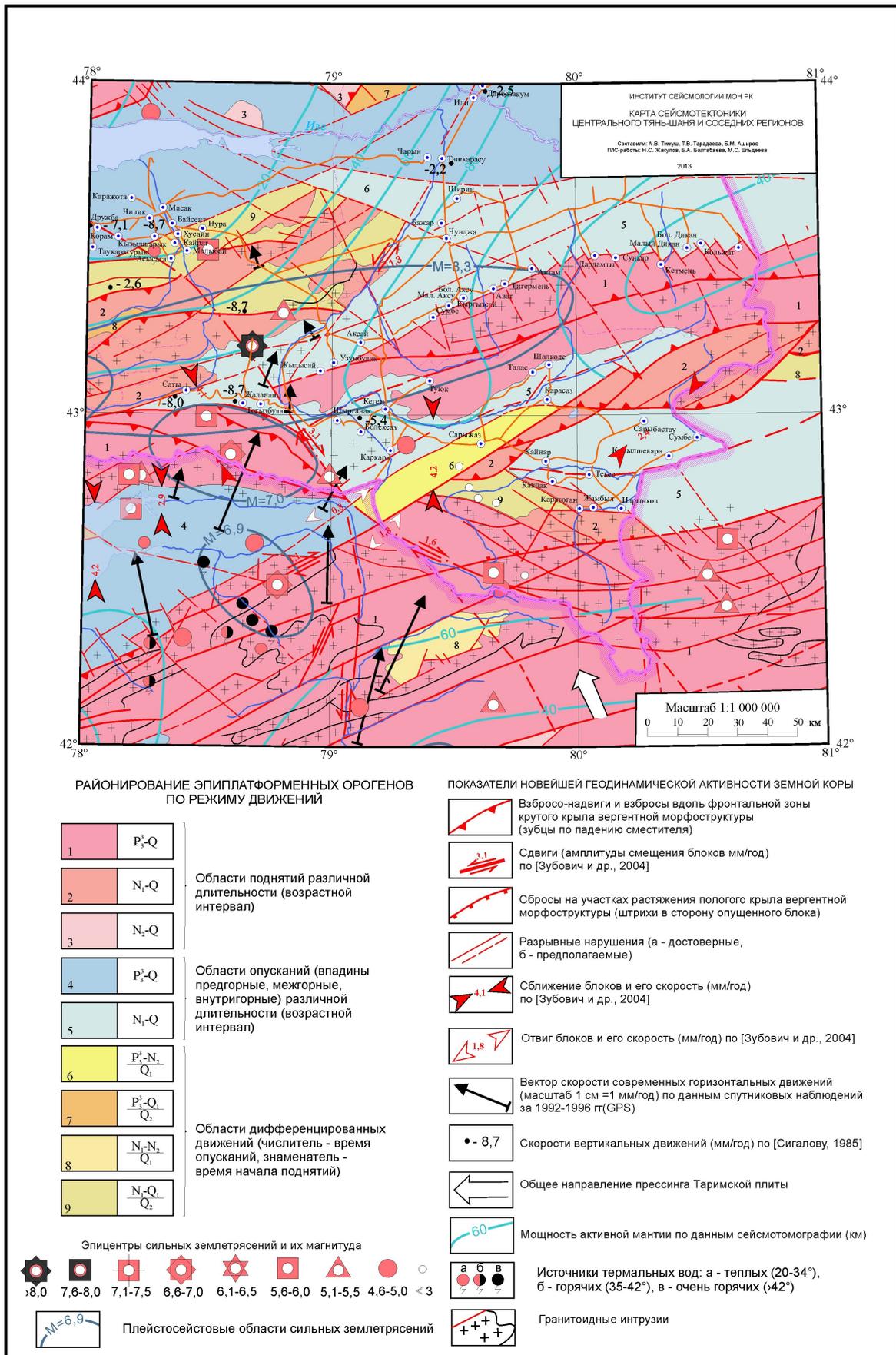


Рисунок 3 – Карта сейсмотектоники Центрального Тянь-Шаня и соседних регионов

Каркаринская (Кегено-Каркаринская) и Текесская впадины представляют асимметричные грабены, ограниченные отрогами Кетменского хр. на севере и северными склонами Терской и Кунгей Алатау на юге.

Каркаринский грабен, заложенный в олигоцене, вытянут в СВ направлении, имеет моноклиальный северный склон и осевую часть с мощным кайнозоем (до 2 км); На ЮЗ он небольшой седловиной смыкается с Иссык-Кульской впадиной. СВ часть грабена значительно приподнята, в бассейнах рек Каркары и Кегень впадина расширена (вдоль Чиликского разлома) и осложнена вытянутой СВ Шольдадырской антиклинальной приразломной складкой, в ядре которой обнажен нижний миоцен. Складка скручена, в ядре слои вертикальны, а на периклиналиных замыканиях наклонены под углами 15-20°. Южнее по р. Ирсу вытянута Акбулакская антиклиналь. Ось впадины смещена к северу, южный и северный борта осложнены зонами глубинных разломов. Впадину выполняют неогеновые и мощные четвертичные отложения, возможно, в глубоких частях впадины присутствуют палеогеновые образования. Мощность чехла по данным сейсморазведки до 3 км.

Текесская впадина заходит в пределы рассматриваемой территории западным Нарынколским флангом, где вытянута вдоль подножия горного массива Хан-Тенгри. С юга и севера она обрамлена предгорными ступенями; в южной из них палеозойский цоколь поднят на высоту почти 2,5 км, а в северной находится под кайнозойским чехлом на уровнях 0,6-1,4 км. К осевой части впадины фундамент ступенчато погружается до нулевых отметок и, вероятно, еще глубже. Северное крыло отделено от основной эшелонированной гряды Басулытауских гор и осложнено несколькими узкими СВ и широтными разрывами и согласными приразломными складками. Отмечены довольно крупные широтные антиклинальные складки – Айгыржалская (СЗ крыло крутое, приразломные углы падения около 70°), Жабырская (южное крыло крутое, северное пологое). В Текесской впадине и смежном Баянкольском синклинии широко развит комплекс наложенных прогибов, сложенных карбонатно-терригенными образованиями (С₁-С₂), наследующими субширотный структурный план каледонид и смятыми в изометричные брахискладки. В целом Текесская впадина имеет ВСВ простирание и сравнительно линейные зоны сочленения с ограничивающими ее хребтами, за исключением нескольких вышеописанных участков морфоструктурного клина, разделяющего Иссык-Кульскую и Текесскую впадины. Западная зона сочленения дугообразно выгнута на ЮЗ, на расстоянии 40 км к югу от неё находится субпараллельная ей дуга, образованная субширотным сегментом Чиликского линеамента. Тектонический клин между Баянкольским и Копылским разломами включает гранитоиды Копылского и Баянкольского батолитов, более значительных размеров. Вероятнее всего, очаги землетрясений связаны с «ростом» батолитов, происходящем в условиях сжатия земной коры региона.

Иссык-Кульская впадина входит в состав Моинкум-Наратского каледонского массива, сложенного метаморфическими породами докембрия, прорванными допалеозойскими и раннепалеозойскими гранитоидами [5-7]. На древнем основании с несогласием и следами глубокого размыва залегают полого дислоцированные, преимущественно терригенные отложения среднего и верхнего ордовика. Выше находятся терригенно-карбонатные отложения средневизейско-серпуховского возраста, трансгрессивно лежащие как на

древнем основании, так и на толщах ордовика. К северной краевой части Иссык-Кульского срединного массива приурочен Кунгейский антиклинорий.

Более мелкие *Кегенская, Сюгатинская, Жаланаишская* депрессии образуют с хребтами структуры шарнирного сочленения, область развития которых дискордантно пересекает современные морфоструктуры. Фундамент в них находится под кайнозойским чехлом, имея отметки от 0,4 до 1,4 км. Западная граница проникновения впадин в хребты согласуется со ступенчатым понижением высот Заилийского и Кунгей Алатау. Аналогичный поперечный изгиб орографических элементов наблюдается на северо-восточном окончании Заилийского Алатау. Севернее он продолжается в виде поднятия фундамента между Алматинской и Жаркентской впадинами, а еще севернее – в виде ступенчатого окончания ЮЗ фланга гор Конуролен. Эти поперечные изломы палеозойского цоколя, охватывающие как прогибы, так и поднятия, отражаются в строении земной коры, соответствуя областям ее пониженной мощности [10, 11].

Разрывные нарушения [5, 8]. Разломы ВСВ направления (Северо-Кунгейский, Центрально-Кетменский и другие) определяли особенности развития региона еще с протерозоя, большинство из них неоднократно обновлялись. Суммарная амплитуда горизонтальных перемещений по ним (вместе с альпийскими) достигает 20 км, а вертикальных составляет первые км. Вертикальные перемещения в сочленениях впадин с горными сооружениями достигают нескольких тысяч метров. Разломы, наиболее значительно повлиявшие на формирование современных структур, заложены в конце нижнего ордовика. Они определили положение каледонских геологических районов, поясов гранитоидов и вулканических комплексов.

Ориентировка разрывных нарушений различна. В хребтах Северного Тянь-Шаня, расположенных между близширотными крупными межгорными впадинами – Алматинско-Жаркентской, Иссык-Кульско-Текесской, преобладают близширотные и ВСВ глубинные разрывы, ограничивающие и осложняющие глыбовые антиклинали (Заилийскую, Кунгейскую, Кетменскую) и синклинали (внутригорные впадины) с интенсивной приразломной складчатостью этих же направлений. СЗ и СВ поперечные разломы представлены двумя крупными разрывами – Чиликским и Чарынском.

Южнее Иссык-Кульско-Текесской впадины, в Терской Алатау и высокогорном узле Хан-Тенгри, появляются протяженные зоны меридиональных линеаментов и резко увеличивается плотность разломов северо-западного направления.

Молодые движения по разрывам преимущественно крутые взбросо-сдвиговые, их сместители падают чаще под горные сооружения. СВ взбросо-сдвиги обычно с левым смещением (со скоростью около 1,3 мм в год по Чарынскому линеаменту – рисунок 3), а СЗ – с правым. Наиболее крупные меридиональные зоны разрывных нарушений выражены antecedentной долиной р.Сарыжас и Меридиональным хребтом; для некоторых меридиональных зон установлены левосторонние подвижки (Сарыжаская серия разломов с амплитудой 5-7 км).

Вертикальные смещения по отдельным разрывам 100-800 м, общие смещения по зонам достигают 1500-2000 м. Амплитуды горизонтальных смещений до 5 км и более. Перемещения глыбовых складок относительно друг друга осуществляются по зонам

крупных разрывных нарушений. Нередко движения происходят не по линейным зонам, а по отдельным коротким сопряженным разломам, образующим ломаные линии.

С событиями 01.28-13.03.2013 г. связана зона *Чиликского поперечного разлома*, который был выделен в качестве Текесского поперечного линеамента Е.Я. Ранцманом [3]; линеамент совпадает с вышеописанной поперечной зоной изгибов и смещений морфоструктур. На рассматриваемой территории по различному морфоструктурному выражению и особенностям современных движений зона Текесского линеамента подразделяется на несколько сегментов. Чиликский сегмент пересекает систему продольных хребтов и долин; до Северо-Иссык-Кульского разлома он выражен цепочкой депрессией, в которой происходит резкое снижение хребтов или хребты заканчиваются (Кунгей Алатау, хр. Далаашик, Кетмень, виргации хр.Кетмень). Речные долины Чилика и Чарына в зоне Чиликского линеамента являются antecedentными; для некоторых участков характерны разновозрастные дифференцированные движения. В настоящее время впадины вдоль него продолжают опускаться со скоростью около 9 мм/год [12] в условиях сжатия. Передовые дуги хребтов первого и второго ряда к западу и востоку от Чиликского сегмента сближаются с одинаковой скоростью 4,2 мм/год с хр. Терской Алатау, сжимая при этом Иссык-Кульско-Текесскую впадину [9]. От сегмента, разделяющего Иссык-Кульскую и Текесскую впадины, зафиксирован раздвиг (рисунок 3). Южнее раздвиг к Чиликской зоне приключается субширотный участок Центрально-Терской продольного разлома, а основная ветвь следует до Тарима, отчленяя поперечную Сарыжаскую ступень от высокогорного свода Хан-Тенгри. По Чиликской зоне разломов отмечаются правосторонние сдвиговые смещения со скоростью 3,1 мм/год, продолжающиеся по его субширотной Текесской ветви, но уже с меньшей скоростью – 1,6 мм/год.

На пересечениях Текесским линеаментом субширотных зон продольных глубинных разломов существует несколько морфоструктурных узлов, в которых возникают очаги сильных землетрясений. С одним из таких узлов связан эпицентр Чиликского землетрясения 1989 г. ($M = 8,2$). К Баянкольскому узлу тяготеет очаг Сарыжаского землетрясения. Кроме того, на его пересечениях с разломами Гиссаро-Кокшаальской краевой зоны также происходили землетрясения с $M \geq 6$. Наиболее сейсмоопасно пересечение Чиликского разлома с Баянкольским, так как они составляют зону сочленения свода Хан-Тенгри с Текесской впадиной. Баянкольский, Предтерскойский, Чиликский глубинные разломы образуют Баянкольскую сейсмогенную зону, в которой возможны землетрясения с $M=7,5$ [1]. Также следует заметить, что каждый из них ограничивает крупные блоки, сложенные гранитоидными породами. Очаг Сарыжаского землетрясения с $M_s=6,0$ и наиболее сильные афтершоки с $M_s \approx 4,5-3,0$ тяготеют к гранитоидным блокам. Простираение одной из плоскостей разрыва составляет 142° , угол падения сместителя – 84° , тип подвижки взбросо-сдвиговой, установленные по параметрам механизмов (данные ГУ «СОМЭ КН МОН РК»), что не противоречит геологическим характеристика Чиликского сдвига.

Из проведенных исследований следует, что особенности поля напряжений и сейсмичности Центрального Тянь-Шаня в значительной мере определяются морфоструктурой земной коры, сжимаемой двумя жесткими мегаблоками – Таримом и Казахским щитом.

Сейсмогенерирующими являются, прежде всего, зоны региональных новейших краевых разломов, представляющих собой зоны контрастного сочленения относительно разнонаправленных тектонических движений. Новейшие краевые разломы размещаются в зонах сопряжения хребтов (горных массивов) с предгорными, межгорными и внутригорными впадинами.

В морфоструктурных узлах наиболее сильные землетрясения с $M \geq 6$ приурочены к областям, где распространен фундамент древней консолидации и выходы крупнейших гранитоидных тел.

В рассматриваемом регионе наиболее сейсмоопасными являются узлы пересечения активным в настоящее время Текесским (Чиликским) поперечным правосторонним сдвигом продольных глубинных краевых разломов. Вполне возможно, что накапливающиеся напряжения сбрасываются, прежде всего, при «выдавливании» вверх, в условиях бокового сжатия, гранитоидных блоков. При этом накопление и разрядка напряжений происходит в соответствии с иерархией гранитоидных массивов, в пределах каждого гранитоидного блока независимо от других.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Тимуш А.В. и др. Сейсмогенерирующие зоны Казахстана. Институт Сейсмологии. 2012..80 с.
- 2 Тимуш А.В. Сеймотектоника литосферы Казахстана. Алматы, 2011, 590 с.
- 3 Раницман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 179 с.
- 4 Герасимов И.П., Раницман Е.Я. Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М: Наука, 1964. С. 146-152.
- 5 Кнауф В.И. Тектоническое районирование Северной Киргизии // Геотектоника, 1966. №5. С. 48-57.
- 6 Кнауф В.И. Региональные тектонические структуры и размещение полезных ископаемых / Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра, 1972. С. 271-280.
- 7 Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
- 8 Геология СССР. Т. XL. Южный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра, 1971, 228 с.
- 9 Зубович А.В. и др. Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений) // Физ. Земли, 2004, № 9. С. 31-40.
- 10 Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана / Ж.С.Ержанов, А.К.Курскеев, А.В.Тимуш, Н.М.Чабдаров. Алма-Ата: Наука, 1982. 232 с.

11 *Геодинамика и сейсмичность литосферы Казахстана* / Под ред. Б.С.Ужкенова, Е.Нусипова. Алматы, 2007. 411 с.

12 *Карта современных вертикальных движений земной поверхности по геодезическим данным на территории Казахстана. Масштаб 1:2 500 000* /Ред. В.М. Сигалов. М., 1985.

LITERATURA

1 Timush A.V. i dr. Sejsmogenerirujushhie zony Kazahstana. Institut Sejsmologii. 2012..80 s.

2 Timush A.V. Sejsmotektonika litosfery Kazahstana. Almaty, 2011, 590 s.

3 Rancman E.Ja. Mesta zemletrjasenij i morfostruktura gornyh stran. M.: Nauka,1979. 179 s.

4 Gerasimov I.P., Rancman E.Ja. Neotektonika sejsmicheskikh rajonov Tjan'-Shanja i Pamiro-Alaja po dannym geomorfologicheskogo analiza. *Aktivizirovannye zony zemnoj kory, novejschie tektonicheskie dvizhenija i sejsmichnost'*. M: Nauka, 1964. S. 146-152.

5 Knauf V.I. Tektonicheskoe rajonirovanie Severnoj Kirgizii. *Geotektonika, 1966. №5. S. 48-57.*

6 Knauf V.I. Regional'nye tektonicheskie struktury i razmeshhenie poleznyh iskopaemyh. *Geologija SSSR, t. HHV. Kirgizskaja SSR. Geologicheskoe opisanie. Kniga2. M.: Nedra, 1972. S. 271-280.*

7 Chedija O.K. Morfostruktury i novejschij tektogenez Tjan'-Shanja. *Frunze: Ilim, 1986. 315 s.*

8 Geologija SSSR. T. HL. Juzhnyj Kazahstan. *Geologicheskoe opisanie. Kniga 2. M.: Nedra, 1971, 228 s.*

9 Zubovich A.V. i dr. Sovremennaja kinematika Tarim-Tjan'-Shan'-Altajskogo regiona Central'noj Azii (po dannym GPS izmerenij). *Fiz. Zemli, 2004, № 9. S. 31-40.*

10 Zemnaja kora sejsmoaktivnyh rajonov Kazahstana. *Zh.S.Erzhanov, A.K.Kurskeev, A.V.Timush, N.M.Chabdarov. Alma-Ata: Nauka, 1982. 232 s.*

11 Geodinamika i sejsmichnost' litosfery Kazahstana. *Pod red. B.S.Uzhkenova, E.Nusipova. Almaty, 2007. 411 s.*

12 Karta sovremennyh vertikal'nyh dvizhenij zemnoj poverhnosti po geodezicheskim dannym na territorii Kazahstana. *Masshtab 1:2 500 000 /Red. V.M. Sigalov. M., 1985.*

Резюме

T.V. Tарадаева¹, H.A. Tарадаев², H.П. Степаненко¹, Б.М. Аширов¹

(¹Сейсмология институты, Алматы; ² «СТӘЭ» ММ, Алматы)

САРЫЖАЗ СІЛКІНІСІ АЙМАҒЫНЫҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ ТЕКТНИКАСЫ

Сарыжаз кентінен 40 км қашықтықта, Хан-Тәңірінің солтүстік бөлігіндегі жотада 28 қаңтар 2013 жылы $M_s=6,0$ магнитудасымен жер сілкінісі болды. Сілкініс ошағының шығу заңдылықтарын анықтау үшін Орталық Тянь-Шанның сейсмикалық тектоникасы әдеби деректер бойынша талданып және өзіміз морфоқұрылысты зерттеулер жүргіздік. Нәтижесінде, қарастырылып отырған аймақта сілкіністің туындауына ықпалды морфоқұрылысы, аймақтың кернеулі күйінің ауытқулары белгіленді және Сарыжаз сілкінісі ошағының геологиялық жаратылысының түсіндірмесі берілді.

Тірек сөздер: сейсмикалық тектоника, морфоқұрылым, линеамент, жарық, морфоқұрылымды түйіндер, сейсмикалық.

Summary

T.V. Taradayeva¹, N.A. Taradayev², N.P. Stepanenko¹, B.M. Ashirov¹

(¹Institute of seismology, Almaty; ²Seismological skilled and methodical expedition, Almaty)

SEISMOTECTONICS OF THE REGION OF THE CARYDZHAZ EARTHQUAKE

The earthquake took place 28 January 2013 with $M_s=6,0$ in northern part of mountainous Han-Tengry arch. Seismotectonics of Central Tien-Shan analysed for identification tectonic relationships of earthquake, by literary data and own morphostructural investigations. In result, morphostructures where mark, which are generating earthquakes in region, zones of anomaly stress and interpretation of geological nature of the Carydzhas earthquake where offer.

Keywords: seismotectonics, morphostructure, lineament, faults, morphostructure knots, seismicity.

Поступила 16.10.2013 г.

