

УДК 551.24:550.34(375.2)

Нурманбетов К.
*Институт сейсмологии НАН КР,
г.Бишкек, Кыргызстан*

ДОМЕЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В МОБИЛИСТСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Аннотация: Анализ геологических и сейсмологических по сейсмичности региональных тектонических структур Кыргызского Тянь-Шаня показывает: большинство сильных и разрушительных землетрясений происходят в пределах континентальных структур Северного Тянь-Шаня; зона коллизии Южного Тянь-Шаня характеризуется пониженным сейсмическим потенциалом; высокой сейсмичностью отличаются окраинные части древних континентов (Таримский, Афгано-Таджикский).

Ключевые слова: сейсмичность, тектоническая структура, разрушительное землетрясение, зона коллизии, континент.

КЫРГЫЗ ТЯНЬ-ШАНДЫН МЕЗОЗОЙГО ЧЕЙИНКИ СТРУКТУРАЛАРЫН МОБИЛИСТИК КӨЗ КАРАШ МЕНЕН ЧЕЧТЕЛӨӨ ЖАНА АЛАРДЫН СЕЙСМИКАЛУУЛУГУ

Кыскача мазмуну: Кыргыз Тянь-Шань аймагындагы мезозойго чейинки аймактык тектоникалык структуралардын сейсмикалуулугу боюнча геологиялык жана сейсмологиялык маалыматтарды талдоого алуу төмөнкүлөрдү көрсөтөт: көпчүлүк күчтүү жана кыйратуучу жер титирөөлөр Түндүк Тянь-Шандын континенталдык структураларынын чегинде болгондугун; Түштүк Тянь-Шандын коллизия зонасы басайынкы сейсмикалык потенциалы менен мүнөздөлүшүн; байыркы континенттердин (Тарим, Афган-Тажик) чет жакаларында жер титирөөлөрдүн көп болушун.

Негизги сөздөр: сейсмикалуулук, тектоникалык структура, кыйратуучу жер титирөөлөр, коллизия зонасы, континент.

PRE-MESOZOIC STRUCTURES OF THE KYRGYZ TIEN SHAN IN MOBILISTIC INTERPRETATION AND SEISMICITY

Abstract: An analysis of geological and seismological data on seismicity of regional Pre-Mesozoic tectonic structures of the Kyrgyz Tien Shan has shown: a majority of strong and destructive earthquakes occur in bounds of the continental structures of the Northern Tien Shan; a collision zone of the Southern Tien Shan is characterized by comparatively low seismic potential; high seismicity as a typical feature of the border parts of ancient continents (Tarim, Afgan-Tadzik ones).

Keywords: seismicity, tectonic structure, destructive earthquake, zone of collision, continent.

Зависимость сейсмичности территории рассматриваемого региона от состава и строения докембрийских образований отражена в материалах научных публикаций и отчетов Института сейсмологии НАН КР по детальному и общему сейсмическому районированию. В указанных работах история становления тектонических структур палеозой рассматривалась с точки зрения «геосинклинальной» теории развития земной коры. Однако, одновременно

существуют плитотектонические модели развития докембрийских структур Тянь-Шаня в целом, а также отдельных районов Южного Тянь-Шаня и Туркестана-Алая [1-5]. Поэтому представляла бы интерес постановка вопроса сейсмичности докембрийских структур, формирование которых трактуется с мобилистских позиций. Для этих целей использованы карты масштаба 1:1000 000 докембрийской геодинамики и эпицентрии с привлечением материалов по плейстоценовым областям сильных землетрясений.

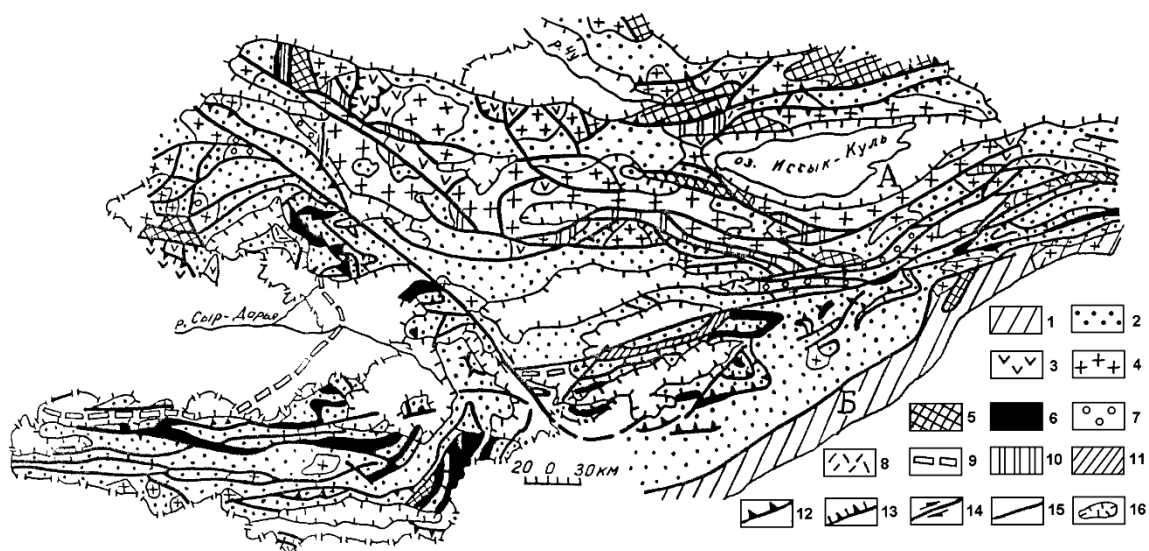


Рисунок 1. Схематическая геодинамическая карта Тянь-Шаня (по материалам Бакиров и др. [4]).

Буквы на схеме: А – Кыргызский микроконтинент, Б – Таримская платформа. 1 – краевая часть Таримской платформы, переработанная герцинскими движениями. Геологические комплексы различных геодинамических обстановок (островодужные, активных и пассивных континентальных окраин, внутренних частей континентов и океанов), сформировавшихся в течение рифей-пермского времени: 2 – осадочные, 3 – вулканические, 4 – интрузивные. 5 – дорифейское основание (местами микроконтинентов) древних плит. Структуры границ раздвижения (дивергентные): 6 – нерасчлененные (рифей-средний девон) офиолитовые комплексы, слагающие аллахтонные пластины. Континентальные рифтовые зоны: 7 – осадочные комплексы, 8 – вулканические комплексы. Структуры границ сближения (конвергентные): 9 – сутуры, 10 – серпентинитовый меланж, 11 – аккреционные призмы, 12 – надвиги, 13 – взбросы. 14 – сдвиги. 15 – разломы с неустановленной кинематикой, 16 – границы мезозойско-кайнозойских впадин.

Представленная схематическая карта (рисунок 1) составлена на основе геодинамической карты Тянь-Шаня [4]. В ней, в основном, показаны объединенные геологические комплексы (осадочные, вулканические и интрузивные) различных геодинамических обстановок и их границы, сформировавшихся в течение рифей-палеозойского времени. Такая карта позволяет анализировать закономерности связи землетрясений со структурами докембрийского фундамента в сеймотектоническом плане (рисунок 1).

Как геологический объект Тянь-Шань входит в систему палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса, которая как единая структура была сформирована к концу палеозоя за счет последовательного сближения и конечного столкновения Сибирского континента с Северо-Китайским, Таримским, Каракумским и Казахстано-Тяньшаньским

древними массивами. Палеотектонические реконструкции показывают, что геодинамика этого региона в рифей-палеозое была обусловлена развитием Палеоазиатского древнего океана и взаимодействием его с окружающими континентами и микроконтинентальными блоками [6].

Эволюция домезозойских структур Тянь-Шаня представляется в следующем виде [4]. В позднем рифее-венде происходил раскол Казахско-Таримского континента и раскрытие субширотных континентальных рифтогенных структур. Полное раскрытие рифтов в кембрии сопровождалось формированием коры океанического типа, трассируемой комплексом офиолитов, зажатым в субширотной зоне (сутуре) между Северным и Южным Тянь-Шанем, а также фрагментарно сохранившемся в останцах покрова.

Структуры с корой океанического типа представляют собой малые океанические бассейны, входящие в систему Палеоазиатского океана и окружавшиеся пассивными континентальными окраинами. В среднем кембрии-раннем ордовике в островодужной обстановке, обремененной субдукционными явлениями на границе с континентальными блоками, формировались вулканиты известково-щелочной серии, граувакки и олистостромы, в которые внедрились интрузии габбро-плагиогранитного и кварц-монзонит-гранодиоритового комплекса. Начавшиеся в среднем ордовике столкновения островных дуг и микроконтинентальных блоков завершились в позднем ордовике-силуре их скучиванием и массовым внедрением интрузий гранодиоритового комплекса. Закрытие океанической структуры в пределах Северного Тянь-Шаня в среднем-позднем ордовике сопровождалось синхронным раскрытием на территории Таримского микроконтинента Туркестанского палеоокеана. Первоначальная фаза рифтинга фиксируется излиянием кембрийских щелочных лав на Алае. Палеоокеанический бассейн характеризовался длительным (до конца девона-начало карбона) развитием и сложной структурой, включающей сиалические блоки-отторженцы рифтогенных структур. Здесь, на южной пассивной окраине микроконтинента, происходило карбонатное осадконакопление, латерально сопровождавшееся формированием батинальных палеоокеанических и офиолитовых комплексов. Спрединг в Туркестанском палеоокеане, начиная с раннего девона, сопровождался односторонней субдукцией океанической плиты под активную окраину (андийского типа) Кыргызского микроконтинента. Зона субдукции трассируется так же глаукофано-сланцевым метаморфизмом и фрагментами аккреционной призмы. Начиная с позднего девона, спрединг, соответственно и вулканическая деятельность, в Туркестанском палеоокеане прекратились. В его бассейне накапливались кремнистые и обломочно-кремнистые осадки. С этого времени и до конца раннего карбона приостановилась и субдукция под Кыргызский микроконтинент, которая постепенно привела к закрытию Туркестанского палеоокеана, коллизии континентальных и внутриокеанических сиалических блоков, обдукции офиолитов на комплекс пассивных окраин и массовому внедрению интрузий гранодиорит-гранитового состава. В результате чего в позднепалеозойское время была сформирована сложная коллажная структура горноскладчатого сооружения. Земная кора большей мощности и пропитанная значительными массами интрузивных образований, как «жесткая» среда, к концу позднего палеозоя на тангенциальное сжатие реагировала горизонтальным смещением ее крупных блоков по глубоко проникающим разломам. Так, амплитуда правостороннего сдвига по Талассо-Ферганскому разлому достигает порядка 200 км [7].

Анализ материала по землетрясениям. В пределах Кыргызского микроконтинента известны ряд сильных и катастрофических землетрясений, которые тяготеют к разломам, возникших при расколе первично Казахско-Таримского континента и неоднократно активизировавшихся с раннего палеозоя и по настоящее время. Одним из таких разрывных нарушений является Северо-Тяньшаньский разлом [8,9] и Чилико-Кеминская система разломов, глубина проникновения разрывов в земную кору порядка 25 км [10]. Северо-Тяньшаньский разлом (палеограница Казахского и Кыргызского микроконтинентов) контролирует 8-9 балльное Меркенское (1865 г.), Беловодское (1885 г.) и Верненское (1887

г.) землетрясения, плейстосейстовые области которых ориентированы согласно простиранию этой структуры. А к Кеминской рифтовой зоне приурочены 8-9 балльное Кеминско-Чуйское (1938 г.) и 10-11 балльное Кеминское (1911 г.) землетрясения. Эпицентральная зона последнего простирается согласно границам рифтовой зоны и сопровождается прерывистыми участками сейсморазрывных и сейсмогравитационных остаточных деформаций. Очаг 10 балльного Чиликского (1889 г.) землетрясения находится на продолжении Чилико-Кеминской зоны разломов, которая трассируется эпицентрами землетрясений 12-13 энергетического класса [9].

В юго-западной окраинной части Кыргызского микроконтинента (западное погружение Киргизского хребта) зафиксировано 7 балльное Джамбульское (1971 г.) землетрясение, которое связано с разрывными нарушениями, маскирующихся выходами офиолитов-остатков древней океанической коры. На фоне относительно умеренной сейсмичности окраинной части микроконтинента необходимо отметить Суусамырское землетрясение с магнитудой $M=7.3$, произошедшее в 1992 году. Это сейсмическое событие связано с активизацией зоны Арамсуйских разрывных нарушений (юго-восточный отрезок Ичкелетау-Арамсуйского разлома), разделяющий Таласский и Макбальский микроблоки северо-западного простирания.

Зона Таласо-Ферганского разлома (ТФР) трассируется в основном эпицентрами землетрясений 8-11 энергетического класса.

По сумме сброшенной энергии землетрясениями в зоне ТФР с северо-запада на юго-восток выделяются: Таласский, Принарынский и Ферганский участки [11].

Принарынское звено разлома характеризуется сравнительно высоким сейсмическим потенциалом. Здесь, в разрезе геологических толщ, преобладают вулканогенно-карбонатные породы, продуцирующие большую часть сейсмической энергии [12].

К юго-западу от Таласо-Ферганского разлома землетрясения умеренной силы ($K=13-15$) тяготеют к северной границе древнего блока (Сырдарьинский массив). К оперяющему Таласо-Ферганский разрыв, Атойнокскому разлому, который разделяет палеозойские комплексы различных геодинамических обстановок: пассивной континентальной окраины и зоны коллизии, приурочено разрушительное Чаткальское (1946 г.) 9-10 балльное землетрясение с магнитудой $M = 7.5$ и энергетическим классом $K=17$.

Структурный «шов» замкнувшегося Туркестанского палеоокеана в пределах Южной Ферганы характеризуется одиночными землетрясениями с $K=13$ на всем его протяжении. Эта структура контролирует 8-9 балльное Куршабское (1924 г.), 8 балльное Исфара-Баткенское (1977 г.) и 6-7 балльное Хайдарканское (1977 г.) землетрясения. Эпицентры землетрясений 8-9 энергетического класса, и в меньшей степени с $K=11-12$, беспорядочно разбросаны на всей площади Туркестана-Алая. Широкая зона повышенной плотности эпицентров с $K=8-14$, где располагаются плейстосейстовые области 9 балльного Каратагского (1907 г.) и 9-10 балльного Хаитского (1946 г.) разрушительных землетрясений, приурочены к стыку складчатых сооружений Туркестано-Алая и Таджикского древнего массива, в восточной части которого 8 балльное землетрясение Нура (2008 г.) [12, 13].

К востоку от Таласо-Ферганского разлома (в пределах Срединного Тянь-Шаня) неравномерно размещаются редкие землетрясения с $K=8-11$. Тогда как землетрясения 13 и 14 энергетического класса явно тяготеют к рифтовым зонам и ограничивающим их разломам.

В целом Срединный Тянь-Шань отличаются умеренной сейсмичностью. Здесь отсутствуют зарегистрированные землетрясения интенсивностью выше 7-8 баллов. Однако следует учесть тот факт, что в пределах Срединного (Центрального) Тянь-Шаня обнаружены палеосейсмодислокации, судя по их параметрам, образовались при сотрясениях не менее 9 баллов. То есть, не исключается возможность проявления в рассматриваемом регионе сильных землетрясений более 8 баллов [14, 15].

Восточный отрезок Южного Тянь-Шаня, представляющий зону столкновения древних глыб Срединного Тянь-Шаня и Тарима, характеризуется слабой сейсмичностью.

Здесь проявлены в основном землетрясения 8-11 энергетического класса, реже с $K=12-13$. Южнее, в окраинной части Таримской платформы, резко увеличивается количество землетрясений с $K=13-14$. Здесь же зарегистрирован ряд землетрясений 15-16 энергетического класса (Кашгарское, 1902 г. и 1985 г.; Кокшаальское, 1969 г.; Кельпинтагское, 1972 г.).

Вышеизложенный анализ геологических и сейсмологических данных позволяет утверждать о некоторых закономерностях в размещении очагов землетрясений в древней структуре Кыргызского Тянь-Шаня и сопредельных территорий, которые сводятся к следующему:

1) Большинство очагов сильных и разрушительных землетрясений рассматриваемого региона находятся в пределах континентальных структур Северного Тянь-Шаня – внутриконтинентальные рифтовые зоны и межблоковые разломы (9-10 балльные землетрясения - Беловодское, 1985 г. и Суусамырское, 1992 г.; 10-11 балльное Кеминское землетрясение, 1911 г. с магнитудой 8.2 и ряд 8 балльных землетрясений – Сарыкамьшское, 1970 г.; Жаланаш-Тюпское, 1978; Байсорунское, 1990 г. и Кочкорское, 2006 г., включая 6-7 балльные землетрясения);

2) Океанические рифтовые зоны с офиолитовыми комплексами (на границе Северного и Срединного Тянь-Шаня) «вмещают» в основном слабые и редко землетрясения средней силы (6 балльное Барскаунское, 1979 г. и Каджисайское, 1989 г. землетрясения);

3) Структурный «шов» замкнувшегося Туркестанского палеоокеана в пределах Южной Ферганы характеризуется единичными эпицентрами землетрясений с энергетическим классом $K=13$ на всем его протяжении и контролирует 8 балльное Исфара-Баткенское (1977 г.) землетрясение;

4) Зона коллизии Южного Тянь-Шаня, где интенсивно проявлена покровно-чешуйчатая складчатость в палеозойских и более древних образованиях, характеризуются пониженным сейсмотектоническим потенциалом;

5) Высокой сейсмичностью отличаются окраинные части древних континентов (Таримский, Афгано-Таджикский).

Таким образом, структурно-вещественные особенности среды определяют степень сейсмического потенциала геологического объекта. Так, сильные и очень сильные землетрясения размещаются в пределах «жестких» сиалических структур Северного Тянь-Шаня и окраинных частях древних массивов. Слабые и средней силы землетрясения приурочены к «мягким» тектонически расслоенным складчатым сооружениям Южного Тянь-Шаня.

Литература

1. Бакиров А.Б. О международном совещании ученых-геологов социалистических стран в Киргизии (Хроника). //Изв. АН Кирг. ССР. Физ.-техн., матем. и горно-геол. науки, 1980, №6, с.77-78.
2. Бакиров А.Б., Буртман В.С. Тектоническая история Туркестанского палеоокеана. МГК, XXVII серия, Киргизская ССР, Путеводитель (экскурсия 032). – Фрунзе: Кыргызстан, 1984, с.19-43.
3. Гуляев А.Н. Геодинамическая модель Туркестана-Алая. Строение литосферы Тянь-Шаня. – Бишкек: Илим, 1990, с.66-100.
4. Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Христов Е.В. Плитотектоническая модель домезозойской эволюции Тянь-Шаня. //Изв. АН Республики Кыргызстан. Физ.-техн., матем. и горно-геол. науки, 1991, №2, с.79-88.
5. Максумова Р.А., Дженчураева А.В., Березанский А.В. Структура и эволюция покровно-складчатого сооружения Кыргызского Тянь-Шаня. //Геология и геофизика, 2001, т.42, №10, с.1444-1452.

6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит. – Москва: Недра, 1990, кн.1, 327 с.
7. Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). – Москва: Наука, 1964, 143 с.
8. Грищенко В.А. Северо-Тянь-Шаньский разлом. /Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Москва: Наука, 1964, с.208-216.
9. Сейсмическое районирование Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1979, 118 с.
10. Джанузаков К.Д., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б.И., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии. – Бишкек: Илим, 2003, 215с.
11. Нурманбетов К. Геологическая среда и оценка сейсмической опасности зоны Таласо-Ферганского разлома. //Наука и новые технологии, 2005, №1, с.38-44.
12. Абдрахматов К.Е., Омуралиев М., Ормуков Ч. Землетрясение Нура. //Известия НАН КР, 2008, №4, с.19-28.
13. Омуралиев М. Сейсмичность Тянь-Шаня, Северного Памира и землетрясение Нура. //Известия НАН КР, 2008, №4, с.30-36.
14. Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Нурманбетов К. К сеймотектонике Центрального Тянь-Шаня. /Геолого-геофизические исследования в сейсмоопасных зонах СССР. Тезисы докл.Всесоюзной школы-семинара 5-14 сентября 1989 г. – Фрунзе: Илим, 1989, с.34-35.
15. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской республики. Масштаб 1:1 000 000, 2011 г.