

УДК 550.8.053:519.2+551.24.035 (575.1)

Х. Л. ХАМИДОВ

Институт сейсмологии им. Г. А. Мавлянова АН РУз, Узбекистан, 100128, Ташкент, ул. Зулфияхоним, 3, тел. +998712415170, эл. почта hamidov_1@mail.ru

СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ В РЕЗУЛЬТАТЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ЗАПАДНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Цель. Целью исследований является оценка параметров сейсмодислокаций на примере сильных землетрясений на Туранской платформе и в примыкающей к ней горной части Западного Тянь-Шаня, а также установление связи между магнитудами землетрясений и длинами разрывов для плейстоценовых зон. **Методика.** Методика основывается на анализе современных и палеосейсмодислокаций, выявленных при макросейсмических обследованиях эпицентральных зон сильных тектонических землетрясений, с реализацией эмпирических оценок, а также выявлением основных и палеонапряжений. **Результаты.** Проанализирован характер изменений перемещений, влияющий на деформацию исследуемых зон в период “работы” сейсмических очагов, выявлен ряд особенностей деформирования поверхности Земли. Оказывается, что сильным землетрясениям в западном Тянь-Шане, в том числе в локальных сейсмогенных зонах, соответствуют низкоамплитудные деформации на поверхности Земли, и возможные движения оставляют след в виде дополнительных вертикальных или горизонтальных перемещений с определенной предельной деформацией, и в виде сейсмодислокаций. Показано, что вертикальные перемещения проявляются по всей зоне наблюдений в параметрах смещений, и с большей интенсивностью – в пунктах измерений, расположенных в плейстоценовой зоне, в которой накапливаются дополнительные сейсмодислокации, что не противоречит общепризнанным основам процесса подготовки очагов землетрясений. Выявлено, что деформации на поверхности при осредненных значениях глубин очагов получились связанными с образованием сейсмодислокаций только для ближних эпицентральных зон и мало выраженными в скальных породах. **Научная новизна.** Установлено, что, изучая изменения и проводя численные определения для нескольких типов сейсмодислокаций, а также проводя анализ распределения деформаций на поверхности Земли, можно определить вероятную магнитуду M землетрясения, от которого могли образоваться сейсмодислокации с наблюдаемой длиной L . Это дало возможность определить эмпирическую закономерную зависимость между магнитудой и длиной сейсмодислокации. **Практическая значимость.** Изучение сейсмодислокаций на поверхности земли после сильных тектонических землетрясений уточняют визуальные макросейсмические определения и существенно увеличивают устойчивость оценок при сейсмическом микрорайонировании территорий, особенно в зонах низкоскоростных четвертичных отложений.

Ключевые слова: очаг землетрясения; сейсмодислокация; магнитуда; длина разрыва; деформация; напряжение; смещения; земная кора.

Введение

Изучение физико-геологических процессов формирования поверхностных отложений в сейсмоактивных районах Центральной Азии требует анализа деформационного влияния на них сильных землетрясений. Такие влияния выражаются в основном в зависимости между магнитудами M и длинами разрыва L , а также смещениями D на поверхности ($f(M, L, D)$). Однако в пределах изучаемой территории имеются ограниченные данные по сейсмостатистике сильных землетрясений.

При проведении тектонофизических съемок в Юго-Западном Тянь-Шане (в районах Кумбель-Угамского и вблизи Таласского разломов) и в районах Газлийского выступа и Тамдытау (Центральные Кызылкумы) были обнаружены в че-

твертичных отложениях трещины и разрывы. В этих районах за последние 50 лет происходили сильные коровые землетрясения, такие как Чаткальское 1946 г. ($M=7,6$), Газлийское 1976 г. ($M=7,1$), Газлийское 1984 г. ($M=7,2$) и Суусамырское 1992 г. ($M=7,3$). Эти землетрясения оставили на поверхности четвертичных отложений большие остаточные деформации со смещением от 70 см до 150 см и огромное количество сейсмодислокаций в виде трещин отрыва (длиной от 3 км. до 25 км).

Подобно этому и палеодислокации, выделенные по палеосейсмогеологическим критериям, достаточно близки к сейсмодислокациям, генетически связанным с результатом палеодеформационного воздействия сильных палеоземлетрясений. Для четырех участков выявленных генетически

одинаковых трещин отрыва, пересекающих пролювиально-деллювиальные отложения, севернее Тамдыгау на площадке размером 64×25 км, и для шести участков палеосейсмодислокаций, расположенных в литологически разных четвертичных отложениях на площадке размером 125×45 км на территории юго-западного Тянь-Шаня определены длины возможных разрывов от 6 до 54 км. Величины деформаций – в пределах от $1,6 \cdot 10^{-5}$ до $3,5 \cdot 10^{-4}$ и зоны возможных максимальных остаточных деформаций в пределах от 20 до 50 км. Выявлены средние скорости относительных поднятий предгорий за четвертичную эпоху в пределах от 0,6 мм/год в древнечетвертичной эпохе до 0,9 мм/год в позднечетвертичной эпохе. Определены уровни выраженности трещинообразовательного процесса от 10% до 37% при деформациях от $2,12 \cdot 10^{-8}$ 1/год до $2,26 \cdot 10^{-8}$ 1/год [Каржоув, 1966; Мавлянов, 1968; Л. Хамидов, 2004].

Цель

Целью исследований является оценка параметров сейсмодислокаций на примере сильных землетрясений в Западном Тянь-Шане, а также выявление связи магнитуд и длин разрывов для плейстосейстовых зон.

Методика

Методика основывается на анализе современных и палеосейсмодислокаций, макросейсмически выявленных при обследовании эпицентральных зон сильных тектонических землетрясений с установлением эмпирических оценок между магнитудами M и длинами разрыва L , а также выявлением основных и палеонапряжений.

Постановка задачи

В процессе изучения напряженно-деформированного состояния земной коры зоны перехода от Туранской платформы к Тянь-Шанскому орогену Центральной Азии нами исследуются специальным образом участки ее центральной части, где определяются современные и палеосейсмодислокации (рис. 1).

Реализуя метод стохастических и эмпирических оценок, в первом приближении оценим основные и палеонапряжения для отдельных участков западного Тянь-Шаня [Каржоув, 1966; Мавлянов, 1968].

Особенности проявления трещиноватости на поверхности Земли имеют большое значение и могут быть использованы при изучении природы землетрясения, и, в частности, как вспомогательный фактор при микросейсмическом районировании, а также для уменьшения трудозатрат при макросейсмических обследованиях в эпицентральных зонах.

Как отмечено авторами исследований [Ташкентское..., 1971; Назарбекское..., 1984; Папское..., 1986; Х. Хамидов, 2013] обнаруженные и закартированные трещины и зоны трещиноватости в

твердом грунте, на первый взгляд, располагаются по всевозможным направлениям, без всякого порядка. Однако в их расположении обнаружилась определенная закономерность.

Например, как выявлено при исследованиях эпицентральных зон Ташкентского 1966 г. ($M=5,2$), Таваксайского 1977 г. ($M=5,2$), Назарбекского 1980 г. ($M=5,2$), Каннского 2011 г. ($M=6,2$), Маржанбулакского 2013 г. ($M=6,2$) землетрясений, максимальные размеры трещин достигают 2 см в ширину и 15-20 м в длину (см. [Х.Хамидов, 2012, 2013]). В большинстве случаев они образуют серию кулис, слагающих небольшие зоны трещиноватости или группу трещин. Все трещины имеют неровные контуры и вертикальные плоскости падения. Они отмечаются в различных сооружениях и зданиях в виде зияющих вертикальных трещин, ширина которых от волосяных у своего основания возрастает до первых сантиметров. Одновременно они вытягиваются в плане в определенном направлении и разрушают верхние этажи многоэтажных зданий и верхние части одноэтажных построек. Многие из них, хорошо заметные на стенах зданий, едва просматриваются в почве, асфальте и твердом покрытии дорог. Все эти трещины при последующих повторных толчках обновлялись. Наибольшее количество трещин наблюдается в эпицентральных зонах, по мере удаления от эпицентра количество их уменьшается.

Согласно ориентации трещин в плане выделены следующие пять групп сейсмодислокаций [Ташкентское..., 1971; Х. Хамидов, 2012; Х. Хамидов, Шукуров, 2013а, 2013б]:

Первая группа сейсмодислокаций – радиальные трещины, которые расходятся от эпицентра в разные стороны. Трещины данной группы отмечаются в основном в зданиях и сооружениях и редко в твердом покрытии дорог и тротуаров.

Вторая группа сейсмодислокаций – прослеживается в субширотном направлении субперпендикулярно к ориентации основного разрыва в очаге. Трещины четко фиксируются в асфальтовом и твердом покрытии дорог, пересекая на своем пути улицы, арыки, искусственные и естественные сооружения. Они выражено проявляются в четвертичных отложениях, пересекая разножесткостные материалы в строительных сооружениях независимо от их форм и расположения.

Третья группа сейсмодислокаций – трещины расположены хаотично и ориентированы произвольно по отношению к ориентации главного разрыва в очаге.

Четвертая группа сейсмодислокаций (кольцевая) – прослеживается в основном в зданиях, редко в почве. Они опоясывают эпицентральною зону и имеют почти концентрическую форму. Плотность их на км² уменьшается коррелируемо макросейсмическим изосейстам.

Пятая группа сейсмодислокаций – расположена на резко наклонных участках четвертичных отложений, вдоль каналов, рек, трасс и т.п. Они в

основном имеют вид оползней или в форме разжижения грунтов.

В целом системы трещин, возникших на поверхности, имеют вид полигональных участков. При этом максимальное разрушение наземных сооружений, как правило, приурочено к зонам пересечения трещин различных групп.

Исследуя афтершоки в последующие дни на пример Ташкентского 1966 года или Маржанбулакского 2013 года землетрясений, выявлено, что после каждого сильного афтершока (5-7 баллов) трещины испытывали обновление и дальнейшее развитие, увеличиваясь по протяженности и ширине.

Известно, что конструктивные трещины, именуемые *сейсмогенными*, разрушают конструктивные связи зданий и сооружений и связаны с преодолением значительных сил трения и сцепления конструкций [Ташкентское..., 1971]. Трещины данной группы косо пересекают всю конструкцию зданий, имеют х-образные формы (форма Риделя или Хонкокка) в несущих стенах и простенках кирпичной кладки, или вытянуты горизонтально выше цоколя зданий и ниже чердачных перекрытий, продолжаясь в асфальтовом покрытии и грунте и пересекая множество сооружений и зон с разными плотностными и скоростными характеристиками [Зиявиддинов, 2011].

Основным объектом наших исследований явилась *вторая группа сейсмодислокаций*. Для них замерялись элементы залегания плоскостей разрывов, в результате чего выяснилось, что плоскости трещин падают в сторону от эпицентра, т.е. плоскости падения косых трещин в стенах сооружений или в грунте перпендикулярны направлению распространения продольных волн. Углы падения плоскостей трещин по мере приближения к эпицентру уменьшаются и в районе эпицентра становятся параллельными земной поверхности. Расчеты и сопоставления проведены с эмпирически определенными параметрами сбросов напряжений, связывающих длину выявленных сейсмодислокаций с магнитудами вызвавших эти дислокации землетрясений.

Анализ морфокинетических показателей современной геодинамики Западного Тянь-Шаня

Одним из основных морфокинематических показателей современной геодинамики являются смещения земной поверхности. Они поддаются реальным измерениям и регистрации современными геодезическими методами. Выявление морфокинематических показателей современной геодинамики Западного Тянь-Шаня практически сводится к изучению современных движений поверхности Земли и в настоящее время дает возможность достаточно удовлетворительно охарактеризовать формы изменений рельефа и тектонические движения земной коры. Подобные смещения существуют в зонах сейсмоактивных разломов всегда. Наиболее изученными являются вертикаль-

ные движения Западного Тянь-Шаня. Они определялись ранее методом повторных геодезических профильных съемок, а в настоящее время – с применением GPS съемок. На основе анализа результатов геодезических и сейсмологических наблюдений установлен ряд эмпирических закономерностей для оценки форм изменений рельефа в зависимости от энергии очагов землетрясений [Алимухамедов, 2014]. Они установлены в результате анализа деформаций на локальных участках в эпицентральных зонах произошедших сильных землетрясений, поэтому не являются универсальными для любой формы нагружения и локального изменения силового поля [Эргешов, 2016].

Для правильной интерпретации наблюдаемых на поверхности современных движений и соответствующих им деформационных процессов необходимо иметь в виду, что регистрируемые морфокинематические показатели, также как и структура поля смещений, могут наблюдаться на некотором расстоянии от точек измерений. Следовательно, чем крупнее блок, определяемый особенностью поля, тем глубже распространяется на глубину соответствующая ему особенность движений [Алимухамедов, 2014; Эргешов, 2016]. В активных областях наряду с воздействиями процессов глубокого, возможно верхнемантийного происхождения, имеют место влияния процессов, определяемых приповерхностными условиями, а также толщей пород фундамента. К сожалению, накопленный в настоящее время материал не позволяет с абсолютной достоверностью проводить разделение движений на отдельные составляющие по признакам их происхождения. Пока во многих случаях приходится руководствоваться грубым предположением о том, что чем масштабнее особенность движения, тем и более крупным во всех измерениях является блок [Зиявиддинов, 2011; Алимухамедов, 2014]. В этом отношении очень полезными оказались подходы, основанные на расчетах и использовании данных о происходящих деформационных процессах.

В качестве примера рассмотрим соотношение геодинамических показателей для части горных зон Западного Тянь-Шаня [Х. Хамидов, 2012]. Приведем краткие характеристики для ряда сейсмических событий.

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=5.3$; глубина первоначальная $H=8.3$ км; приурочено к Приташкентскому разлому Западного Тянь-Шаня, глубина до $h=6$ км; длина $z>100$ км; деформация в очаге $\varepsilon_0=2.45 \times 10^{-4}$; радиус площади поднятия поверхности $r_0 \sim 12$ км; радиус площади с сейсмодислокациями $R=2.45$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=42$ мм; протяженность очага $a=5060$ м; на поверхности имеются трещины; сопровождалось большим количеством афтершоков [Ташкентское..., 1971].

Назарбекское землетрясение 11 декабря 1980 г.: магнитуда $M=5.2$; глубина очага $H=20$ км; приурочено к Каржантауской флексуно-разрыв-

ной зоне Чаткальской горной области Западного Тянь-Шаня. Деформация в очаге $\varepsilon_0=8.7 \times 10^{-4}$; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=42$ мм; на поверхности Земли имеются трещины отрыва малых размеров и радиус площади с сейсмодислокациями $R=4,3$ км; сопровождалось афтершоками [Назарбекское..., 1984].

Ташкентское землетрясение 26 августа 2008 г: магнитуда по поверхностным волнам $M=4.6$; глубина первоначальная $H=10$ км; приурочено к При-ташкентскому разлому Чаткальской горной области Западного Тянь-Шаня, глубина до $h=5$ км; длина $z>40$ км. Деформация в очаге $\varepsilon_0=0.87 \times 10^{-4}$; радиус площади поднятия поверхности $r_0 \sim 7$ км; радиус площади сейсмодислокаций $R=1.3$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=21$ мм; протяженность очага $a=3500$ м; на поверхности асфальтированных дорог и в бортах внутренних водоемов в центральной части города имеются трещины от 2 до 30 см; афтершоками не сопровождалось [Шукуров, 2016].

Туябугузское землетрясение 24 мая 2013 г: магнитуда по поверхностным волнам $M=5,2$; глубина первоначальная $H=15$ км; приурочено к Пскентской группе локальных разломов Чаткало-Кураминской горной зоны Западного Тянь-Шаня. Деформация в очаге $\varepsilon_0=1,78 \cdot 10^{-4}$; согласно эмпирических расчетов радиус площади поднятия поверхности около $r_0=14$ км; радиус площади сейсмодислокаций по расчетам $R=2,5$ км; максимальное перемещение поверхности $v_{max}=25,7$ мм; протяженность очага $a=4500$ м; на поверхности четвертичных отложений и в бортах Туябугузского водохранилища и каналов имеются трещины длиной от 8 до 70 см; сопровождалось афтершоками в пределах $M \geq 3$.

Маржанбулакское землетрясение 26 мая 2013 г.: магнитуда по поверхностным волнам $M=6,2$; глубина первоначальная $H=20$ км; приурочено к Нуратино-Гобидунской группе локальных разломов Нуратинской горной зоны Западного Тянь-Шаня, деформация в очаге $\varepsilon_0=4,54 \cdot 10^{-4}$; согласно эмпирических расчетов радиус площади поднятия поверхности $r_0 \sim 26$ км; радиус площади сейсмодислокаций (включая анализ дислокаций в зданиях) $R=4,5$ км (особенно в поселке Гобидун и северо-западной части поселка Маржанбулак); максимальное перемещение поверхности $v_{max}=30$ мм; протяженность очага $a=7000$ м; на поверхности четвертичных отложений и в асфальтированных дорогах в бортах водохранилища Рыбного хозяйства вблизи пос. Жума и каналов имеются трещины протяженностью от 10 до 80 см; сопровождалось афтершоками в пределах $M \geq 3$.

С использованием данных геодезических измерений Ярмухамедовым А. Р. и Якубовым Д. Х. составлена карта современных движений Узбекистана в масштабе 1:1000000 [Ярмухамедов, 1995]. Она основывалась на компилятивных и собственных геолого-геоморфологических материалах авторов, полученных на геодинамических полигонах

Узбекистана. Далее подобная карта составлена и для территории Восточного Узбекистана в масштабе 1:500000 для области перехода от орогена Тянь-Шаня к Туранской плите [Ярмухамедов, 2005] (рис. 1).

Сравнительные данные по полигонам Узбекистана свидетельствуют о различном характере проявления активности земной коры в этих районах. На Кызылкумском полигоне скорость вертикальных смещений в равнинной зоне составляет от $2 \dots -3$ до $-2 \dots -4$ мм/год, в горах – до $12 \div 15$ мм/год, в зонах разломов – до $18 \div 22$ мм/год. На Ташкентском полигоне скорость в равнинной зоне составляет до 15 мм/год, в предгорьях – до $10 \div 15$ мм/год, в горах до 60 мм/год, зонах разломов до 30 мм/год, при движениях, связанных с сейсмическими событиями – более 40 мм/год. На Ферганском полигоне скорость на равнине составляет $10 \div 15$ мм/год, во впадинах – в пределах -10 мм/год, предгорьях – до $20 \div 24$ мм/год, зонах разломов – до $30 \div 40$ мм/год. Используя эти данные, построено распределение вертикальных перемещений Чаткало-Кураминской горной зоны. При этом началом точки измерений выбран нивелирный знак, высота которого не менялась за промежуток времени повторных расчетов [Шукуров, 2016].

По направлению запад-восток наблюдается хорошее количественное и качественное соответствие расчетных данных с данными нивелировок, хотя точка с максимальным поднятием оказалась сдвинутой на 1,5–2 км в западном направлении от своего места на западе Чаткальской горной зоны. В направлении север-юг от Кураминской зоны такое соответствие соблюдается на 2/3 части выбранного участка. Сравнение численных значений по направлениям с картой современных движений исследуемых зон и прилегающих территорий показало, что уровень возможного поднятия в северо-западном направлении с 15%-ным отклонением опережает такой же уровень поднятия в юго-восточном направлении. Отклонение значений, рассчитанных на базе модели, в среднем составляет от 3 до 17 %. По зоне афтершоков можно определить, что длина и ширина основной деформируемой зоны составляет около $a_0=7$ км.; $b_0=1,3$ км. Уровень деформации в очаге около 2 % (по данным В. И. Уломова [Уломов, 1974] $\varepsilon_0=1,9 \cdot 10^{-4}$). Максимальное смещение по данным [Ulotov V., 1999] $V_{0I}=35$ мм, по теоретическим расчетам $V_{0I}=32$ мм. Сброс напряжений по данным [Шукуров, 2016]: $\Delta\sigma=6$ МПа. Средняя скорость современных вертикальных движений в этом районе по данным [Шукуров, 2016] составляет $U_I=1-3$ мм/год. Притом, что деформация ε_0 в [Назарбекское..., 1984] рассчитывалась для динамического сброса и квазистатическая вариация напряжений согласно [Папское..., 1986] на порядок меньше, то и деформацию можем принимать $\varepsilon_0 \approx 2 \cdot 10^{-5}$. Для расчетов использованы

формулы для вычисления полного вектора смещений [X. Хамидов, 2013]:

$$\lg W_{эмн}^1 = 0,767M - 3,534,$$

где M – магнитуда (формула апробирована при Ташкентском землетрясении 1966 г.);

$$\lg W_{эмн}^2 = 2,22 \lg 2r - 0,967,$$

где $\lg 2r = 0,5M - 1,97$; r – область существенных деформаций на поверхности Земли (формула апробирована при Мацусирском землетрясении 1965 г. в Японии);

$$\lg W_{эмн}^4 = \lg W_{эмн}^1 - d_{мп.опр},$$

где $\lg d_{мп.опр} = 0,6M - 4,0$; $d_{мп.опр}$ – максимальная ширина раскрывшейся на поверхности трещины (формула апробирована при Газлийском землетрясении 1984 г.);

$$\lg W_{эмн}^5 = 0,63M - 2,73,$$

где M – магнитуда (формула апробирована при Новозеландских землетрясениях с 1965 по 1975 гг.).

В табл. 1 приведены рассчитанные значения вертикальных смещений при землетрясениях в Западно-Тянь-Шанском орогене и сопоставление их с эмпирическими данными в мм.

Известно, что в основе упругих деформаций, лежат обратимые смещения атомов от положения равновесия. В основе пластических деформаций лежат необратимые перемещения атомов. В большинстве практических случаев наблюдаемая в эпицентральной зоне деформация представляет собой совмещение нескольких одновременных простых деформаций. В конечном счёте, любую деформацию можно свести к двум наиболее простым формам: растяжению (или сжатию) и сдвигу [Л. Хамидов, 2009; Bestmann, 2012; Hirose, 2012]. Измеряя вертикальные перемещения и исследуя смещения точек поверхности с помощью геодезических профильных съёмок в Приташкентской и Каржантауской разломных зонах Чаткальской горной системы, нами с коллегами были определены предсейсмические смещения поверхности для ряда очагов землетрясений Каржантауской флексуры [Эргешов, 2015; X. Хамидов, 2012]. Проведя цикличное измерение и анализируя полученные данные по Каржантауской флексурно-разрывной зоне, получены результаты в векторной форме

[Л. Хамидов, 2010]. Оценки деформаций проведены для периодов до Ташкентского 2008 года землетрясения ($M=4,8$, $I=6-7$ баллов), также для сезонных движений, связанных с эксплуатацией Чарвакского водохранилища, чашу которого эта флексурно-разрывная зона пересекает продольно от эпицентра Таваксайского (1977 г, $M=5,2$, $I=8$) землетрясения до эпицентра Бручмуллинского 1959 г, ($M=6,2$, $I=9$). Сравнивая эти определения с оценками, полученными для Приташкентской сейсмогенной зоны, можно определить низкоамплитудные отклонения деформации в пределах до 10^{-5} [X. Хамидов, 2014].

Следы возможных деформаций и движений тоже соответствуют смещениям в пределах этих же деформаций. При этом вертикальные движения проявляются по всей зоне GPS съёмок в компонентах смещений.

Все землетрясения, исследованные нами, изначально создавали те упругие деформации, по которым трещинообразование возникало в пределах известных энергетических оценок, и поэтому нами принято, что их линейное отражение на поверхности должно выражаться подобными трещинами в пределах вычисленных нами деформации.

Возможность эмпирического расчета параметров сейсмодислокаций

При теоретических исследованиях тектонических напряжений уравнения служат для установления общих, качественных свойств условий квазиравновесия земной коры (особенно при квазиравновесии тектонического силового поля в выбранной инерциальной системе). При этом деформации и их функциональные связи определяются с помощью различных математических операций. Часто нет формализованной постановки задачи, так как исследуемый сеймотектонический процесс или порожденное им состояние силового поля настолько сложно, что для него пока нет адекватной схемы и нет еще уравнений движения. Например, если совсем недавно было распространено мнение, что на протяжении последнего отрезка геологического времени или не происходило значительных сеймотектонических нарушений и движений вдоль сейсмогенных разломов, или они проявлялись на ограниченных участках, то сейчас это мнение резко изменилось.

Таблица 1
Значения вертикальных смещений при землетрясениях в Западно-Тянь-Шанском орогене
Table 1
The values of vertical displacements during earthquakes in the Western Tien Shan orogen

Компоненты перемещений/ деформации (мм)	Смещения/деформации при землетрясениях				
	Ташкент 1966 г. $H=8$ км	Назарбек 1980 г. $H=20$ км	Ташкент 2008 г. $H \approx 10$ км	Туябугуз 2013 г. $H \approx 15$ км	Маржанбулак 2013 г. $H \approx 20$ км
Смещение/деформация (нивелировка)	42,2/1,23·10 ⁻⁶	35,1/0,67·10 ⁻⁶	22,6/0,76·10 ⁻⁶	27,5/0,91·10 ⁻⁶	30,2/1,01·10 ⁻⁶
Полное перемещение (эмпирические расчеты $\Delta\sigma/\Delta\epsilon$ [X. Хамидов, 2012])	35,8/0,23·10 ⁻⁵	28,5/0,12·10 ⁻⁵	16,6/0,17·10 ⁻⁵	25,3/0,17·10 ⁻⁵	21,3/0,1·10 ⁻⁵
	44,9/0,38·10 ⁻⁵	37,5/0,14·10 ⁻⁵	23,8/0,24·10 ⁻⁵	34,6/0,23·10 ⁻⁵	34,6/0,17·10 ⁻⁵
	39,5/0,31·10 ⁻⁵	33,1/0,15·10 ⁻⁵	22,1/0,22·10 ⁻⁵	20,2/0,13·10 ⁻⁵	33,4/0,17·10 ⁻⁵
	43,3/0,33·10 ⁻⁵	36,2/0,11·10 ⁻⁵	23,9/0,24·10 ⁻⁵	21,3/0,14·10 ⁻⁵	35,8/0,18·10 ⁻⁵

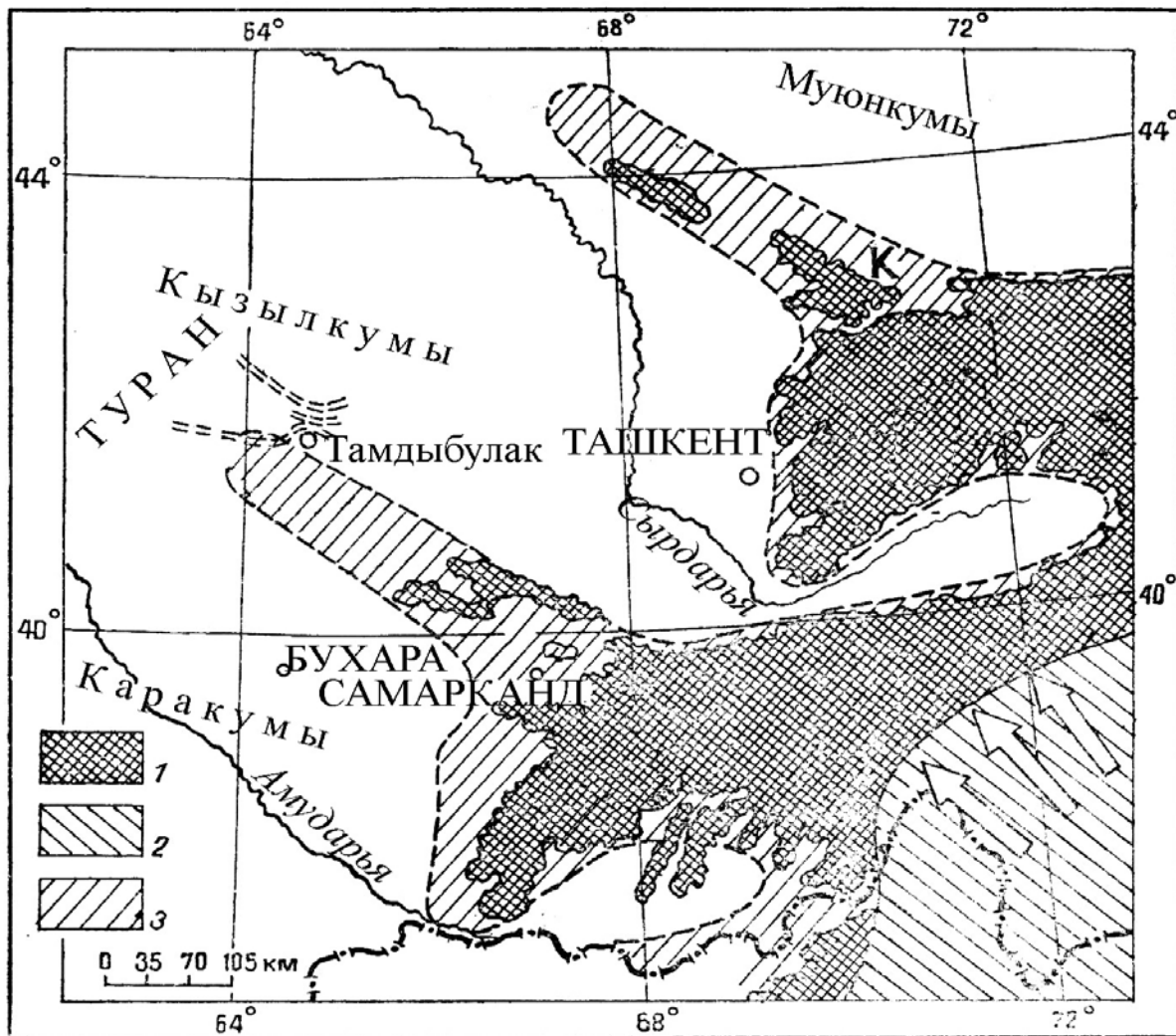


Рис. 1. Область перехода от орогена Тянь-Шаня к Туранской плите [Ярмухамедов, 2005].
 1 – территории Тянь-Шаня с высотами больше 1000 м над уровнем моря; 2 – территории Памира с высотами больше 1000 м; 3 – территории предгорий с высотами более 700 м
Fig. 1. The transition zone from the Tien Shan orogen to the Turan plate [Yarmuhamedov, 2005].
 1 – territories of the Tien Shan with altitudes over 1000 m; 2 – territories of the Pamirs with altitudes over 1000 m; 3 – the territories of foothills with altitudes over 700 m

В работах [Ибрагимов, 2011; Ходжаев, 2012; Ярмухамедов, 2005; Х. Хамидов, 2014] была показана повсеместность проявления сеймотектонических движений и выявлен ряд параметров, дающих возможность выхода на долгосрочные оценки сейсмических событий. В работах [Capito, 2005; Cochran, 2009; Janssen, 2013] предлагается ряд алгоритмов, реализующих модель по распознаванию на основе морфоструктурных данных высокосейсмичных и низкосейсмичных структур, что позволяет определять сейсмогенирующие разломы, где вероятнее всего происходит основное перераспределение локальных напряжений. Ранее при исследовании следов структурных нарушений после землетрясения в Газли 1984 г. выявлен ряд факторов, определяющих условия перераспределения напряжений, в зонах Южно-Тянь-Шаньского разлома и прилегающих к нему территорий [Зияудинов, 2009; Л. Хамидов, 2009].

В качестве примера проведем расчеты на основе известных эмпирических зависимостей. Из [Методы..., 1984; Ярмухамедов, 2003] известны следующие эмпирические зависимости между глубиной и магнитудой корового очага:

$$M=6+0,22H^{1/2}. \quad (1)$$

Оно определяет согласно [Ярмухамедов, 2003; Л. Хамидов, 2009; Matsuda, 1989] минимальную силу землетрясений, сопровождаемых существенными деформациями и сейсмодислокациями на земной поверхности. Остаточные деформации на поверхности земли, как правило, проявляются в виде сейсмодислокаций второго типа, несмотря на достаточную податливость поверхностных отложений. Данная эмпирика не является ограничением снизу для значений $M \geq 5$. Пример Назарбекского землетрясения 11.12.1981 г. ($M=5,3$; $H=15$ км)

показал, что магнитуда и глубина очага не являются базовыми величинами для оценки геометрических параметров сейсмодислокаций в поверхностных отложениях. Тем не менее, для анализа (так как он основан на эвристических представлениях) возможно использование подобных эмпирических зависимостей [Добровольский И. П., 2009].

Из зависимости [Х. Хамидов, 2014]:

$$lgD=0,6M-4,0 \text{ (м)} \quad (2)$$

можно определить смещение D по разлому при землетрясении. Существует еще [Dambara, 1996] следующая зависимость:

$$lgL=0,6M-2,9 \text{ (км)}, \quad (3)$$

где L – длина разрыва, возможно появляющегося на земной поверхности во время землетрясения.

Из (2) и (3) можно получить связь между смещением поверхности D и длиной L образующейся при этом процессе на земной поверхности сейсмодислокации:

$$L=10^4 D. \quad (4)$$

Согласно [Dambara, 1996] имеем следующие соотношения, связывающие M с горизонтальными размерами области поднятия, порождаемого за счет деформаций в очаговой зоне [Методы..., 1984; Ярмухамедов, 2003]:

$$lg2r=0,5M-1,97 \text{ (км)}, \quad (5)$$

где $2r$ – диаметр зоны деформирования поверхности земли. Таким образом, основываясь на изложенных выше формулах, можно условно определить возможную область проявления конечных деформаций (максимальную длину возможной наблюдаемой сейсмодислокаций). Если учесть, что землетрясение в Газли 17.05.1976 г. происходило по порядку почти одинаково с 19.04.1984 г. то и здесь можно использовать формулы из [Методы..., 1984; Ярмухамедов, 2005] по вычислению связи смещений поверхности с магнитудой:

$$lgd_0=0,767M-3,534 \text{ (см)}. \quad (6)$$

Из формул (5) и (6) получим зависимость радиуса зоны деформирования поверхности Земли от модуля полного вектора смещения земной поверхности:

$$lgd_0=1,534lg2r-0,512. \quad (7)$$

Эти формулы определены при анализе конкретных землетрясений. Не смотря на то, что они эмпирические и основаны на результатах наблюдений, практическое использование их дает достаточно удовлетворительные результаты. Рассмотрим условия расположения серии сейсмодислокаций, являющихся результатом интенсивных движений или остаточных деформаций на поверхности Земли в плейстосейстовой зоне Газлийского очага землетрясений 1984 года. Расположение и направление развития этих сейсмодислокаций показало, что они являются следом существенных остаточных деформаций на площади радиусом 20–25 км [Газлийское..., 1986]. Данные макросейсмических наблюдений подтверждают такое предположение, так как зона с интенсивностью 9–10 баллов по площади соответствует этим размерам. Из выражения (5), поставив в него радиус, равный 25км., получим оценку магнитуды этого землетрясения $M=7,25$, что хорошо согла-

суется с данными инструментального определения магнитуды по первым вступлениям волн. Из (7) получим модуль полного вектора смещений земной поверхности на исследуемой площади $d_0=105,68$ см. По данным геодезических съемок этого района после анализируемого землетрясения вертикальные перемещения были величиной $u_e=47,3$ см и горизонтальные – тоже величиной $v_e=47,3$ см. Подставив вместо v значение вертикального смещения по данным нивелировки и вместо W значение d_0 , определим возможное горизонтальное перемещение при чисто упругом смещении. Если отнять от него значение горизонтальных смещений, то получим значение $D_0=67,3$ см, что соответствует наблюдаемой максимальной ширине раскрывшихся на Земной поверхности сейсмодислокаций. Это дает возможность ввести некоторую поправку к формуле (7), т.е. учитывать при необходимости ширину раскрывшихся, вследствие землетрясений сейсмодислокаций в плейстосейстовой зоне или:

$$lg(d_0+D_0)=1,534lg2r-0,512, \quad (8)$$

где D_0 – значение ширины сейсмодислокации на поверхности. Из формулы (1) следует, что при $M=7,2$, глубина $H=29,7$ км, а из (2) определяем, что $D_0=2,1$ м. Это значение соответствует сумме ширин раскрытия всех разноориентированных сейсмодислокаций в плейстосейстовой зоне [Газлийское..., 1986]. По формуле (3) определим $L=26,3$ км, что соответствует максимальному расстоянию между раскрывшимися сейсмодислокациями на поверхности в очаговой области Газлийского землетрясения 20 марта 1984 года.

Ниже в табл. 2 представлены результаты расчетов параметров сейсмодислокаций для землетрясений с $M \geq 5,7$ в Западном Тянь-Шане. Здесь параметры землетрясений выбраны из нового каталога землетрясений и базы сейсмологических данных Института сейсмологии АН РУз. Результаты расчетов показаны жирным шрифтом и ячейки – заливкой. Здесь: φ_0 – долгота; λ_0 – широта; H – глубина очага (м); M – магнитуда; M_m – магнитуда по эмпирическим расчетам; ε_0 – деформация, $\times 10^{-5}$; $\Delta\sigma$ – сброс напряжений (бар) согласно [Зиявиддинов, 2011; Х. Хамидов, 2012]; U_{max} – максимальная амплитуда смещения на поверхности (см); L – длина, образовавшейся сейсмодислокаций на поверхности (м); D – ширина сейсмодислокаций (м); r_{max} – зона максимальных деформаций (км); $S(\varepsilon)$ – площадь максимальных деформаций (км²); S_{pl} – площадь плейстосейстовой зоны по литературным данным (км²).

Обсуждение результатов

В работах Д. Х. Якубова, Р. Н. Ибрагимова показано, что для Центрально-Кызылкумской зоны характерны контрастные и дифференцированные движения за мезокайнозойское время, продолжающиеся до сегодняшних дней и выраженные в прогибании Минбулакских, Джаманкумских прогибов и в воздымании Букантауских и Тамдытауских гор [Якубов, 1972].

На современном этапе тектонического развития в Центральных Кызылкумах все более актуализируются современные движения (рис. 2).

Некоторые разломы, заложенные в палеозое, развивались длительно, сингенетично с осадкообразованием. К ним относится Северо-Тамдынский разлом, расположенный у северного подножья Тамдынских гор и проходящий через центр Тамдынского участка.

Данными бурения подтверждено различие в мощностях стратиграфических подразделений по обоим бокам нарушения. Неогеновые красноцветные отложения к северу от разлома более мощные (300 м), чем на южном блоке. Исследованиями верхнеогеновых и четвертичных отложений установлено, что северный блок опущен по сравнению с южным. Так, на севере от разлома мощность четвертичных отложений превышает 130 м, а на юге (воздымающемся) измеряется несколькими метрами [Пятков, 1967]. Это подтверждается сейсмодислокациями в центре п. Тамдыбулак и в центральной части Учкудук-Тамдынского профиля, в Тамдыкудуке Бухарской области.

Движения по региональному разлому подтверждены амплитудами неотектонических смещений в Центральных Кызылкумах по кровле зеленых глин верхнего эоцена и по абсолютным отметкам рельефа с учетом величины новейшего денудационного среза [Ситдииков, 1968], согласно которым амплитуды движений вдоль разлома колеблются от нескольких сотен до 1400 м. Наиболее подвижная – территория райцентра Тамды.

Первые сведения о трещинообразовании и сейсмодислокациях вблизи райцентра Тамды опубликованы в работе Г. А. Мавлянова и Г. Ф. Тетюхина [Мавлянов, Тетюхин, 1966], где доминирующая роль отводится современной тектонике. Т. К. Каржоув и В. И. Уломов [Каржоув, Уломов, 1966], наряду с Тамдынскими, описали Тойтубинские трещины, относящиеся к одной и той же системе и расположенные в 15 км к северо-востоку от поселка Тамдыбулак, образование которых, по их мнению, предшествовало возникновению сильных землетрясений, хотя эпицентры этих землетрясений располагались на значительном расстоянии.

Трещинообразования тектонического характера в самом поселке протекают спокойно, без подземных толчков.

Выявленные зияющие крупномасштабные сейсмодислокаций и трещины отрыва на земной поверхности в Центральных Кызылкумах представляют собой крайне редкое явление. Существование таких отдельных участков интенсивного трещинообразования является одним из очевидных доказательств локальности концентрации напряжений в земной коре [Л. Хамидов, 2009; Bestmann, 2012; Hirose, 2012]. Рассматриваемое деформированное состояние земной поверхности оказалось важным в практическом отношении для проведения эвристических анализов, так как внутренние или поверхностные дислокации могут являться своеобразными усилителями образования дополнительных аномальных деформаций [Ulomov, 1999; Ибрагимов, 1978; Ярмухамедов, 2003].

Согласно данным [Якубов, 1972; Ситдииков, 1968; Газлийское..., 1986] общая длина этих сейсмодислокаций $L=70$ км, средняя ширина открытой части $D_0=3,4$ м. Глубина сейсмодислокаций известна по инструментальным наблюдениям – $H=120$ м. Согласно выше изложенным эмпирическим формулам, вычисленные значения магнитуды по разным выражениям хорошо согласуются: по значению глубины раскрывшейся сейсмодислокации $H - M=8,1$; по значению ширины раскрывшейся сейсмодислокаций $D_0 - M=7,9$; по значению длины раскрывшейся сейсмодислокаций $L - M=8,0$. Принимая за среднее из них $M=8$ и используя эмпирические зависимости, получим радиус зоны существенных деформаций $r=54,3$ км. Как указано в работах [Л. Хамидов, 2010, Газлийское..., 1986], являются ли эти гигантские сейсмодислокации следом палеоземлетрясений с вычисленной магнитудой, вопрос спорный. Следует отметить, что при исследовании динамики земной коры В. И. Уломовым [Ulomov, 1999] и в работах Г. А. Мавлянова, Т. К. Каржоув, Б. Б. Сиддиикова [Мавлянов, 1966; Каржоув, 1966; Ситдииков, 1968:] выдвинуто предположение о существовании сильных палеоземлетрясений в Западном Узбекистане. С другой стороны, в 170 км от этого участка произошли три сильнейших Газлийских землетрясения 1976, 1984 гг. с $M \geq 7$ [Газлийское..., 1986] (рис. 2). Это подтверждает возможность существования в этом районе палеоземлетрясений с указанной магнитудой. В таком предположении, смещение на поверхности Земли будет $D_0=250$ см при средней ширине раскрывшейся части сейсмодислокаций на поверхности $d_0=149,95$ см.

Таблица 2
Результаты расчета напряжений и деформаций для сильных землетрясений Узбекистана
 Table 2
The results of calculation of stresses and deformations for large earthquakes in Uzbekistan

Землетрясение	число	год	φ_0	λ_0	H	M	M_m	ε_0	$\Delta\sigma$	U_{ma}	L	D	r_{max}	$S(\varepsilon)$	S_{pl}
Андижан	16.12	1902	40,8	72,3	9	6,4	6,4	48	72	25	8,8	0,70	17,1	232	190
Наманган	12.08	1927	41,0	71,6	14	6,0	6,0	38	61	12	5,1	0,40	10,8	92	81
Тамдибулак	02.10	1932	41,4	65,6	30	6,3	6,3	46	70	22	8,1	0,65	16,0	202	178
Байсун	05.08	1935	38,3	67,4	18	6,2	6,2	43	66	17	6,6	0,53	13,6	144	120
Бручмулла	24.10	1959	41,7	70,0	13	5,7	5,7	31	54	7,4	3,5	0,27	7,80	48	34
Газли	08.04	1976	40,3	63,7	20	7,0	6,9	66	99	87	24	1,90	49,0	1188	980
Газли	17.05	1976	40,3	63,4	30	7,0	6,9	63	94	71	20	1,60	34,2	923	850
Газли	20.03	1984	40,4	63,4	15	7,2	7,1	73	111	142	35	2,80	54,0	2268	2100
Канн	19.07	2011	40,2	71,4	20	6,3	6,4	55	76	31	10	0,82	22,0	276	234
Маржанбулак	25.05	2013	39,9	67,3	15	6,2	6,1	40	62	21	5,5	0,40	18,0	124	116

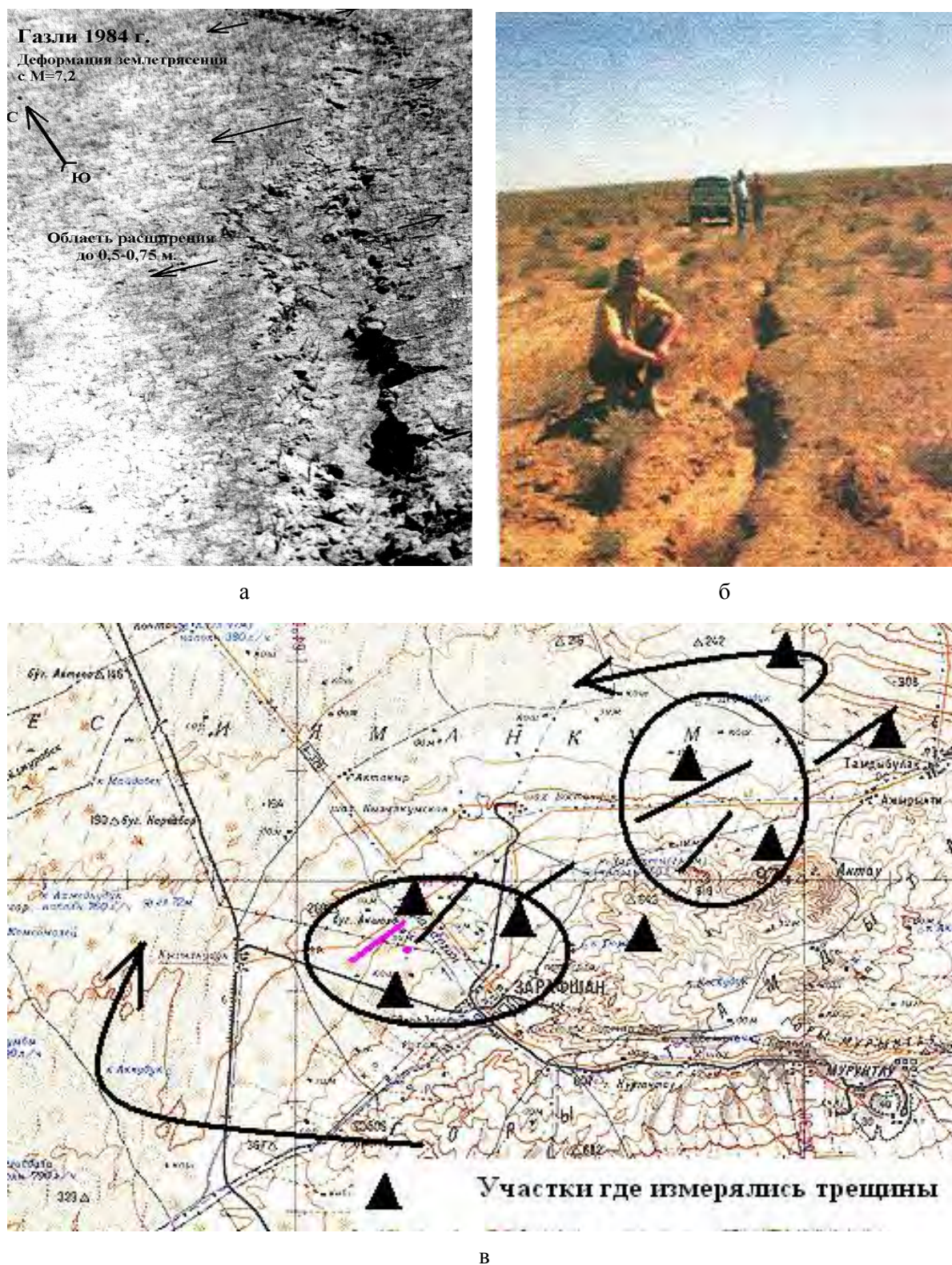


Рис. 2. Трещины на поверхности земли в очагах сильных землетрясений (мощность трещины на наиболее приоткрытом участке достигает 1,5 м, дно засыпано песками): а – Газли, 1984 год (фото Л.А. Хамидова); б – Тамдыбулак, 2007 год (фото Х.Л. Хамидова); в – схема участка, где обследованы сейсмодислокации.

Fig. 2. Cracks on the ground in the large earthquakes sources areas (width of crack at its most yawning parth is up to 1.5 m, the bottom is covered by sand): а – Gazli earthquake, 1984 (photo of L.A. Khamidov); б – Tamdybulak earthquake, 2007 (photo of L.H. Khamidov); в – the scheme of area where seismodislocations were surveyed

Такие перемещения земной поверхности данного района не очень дискуссионны. По данным геодезических съемок, за последние 50 лет район поднялся на 40-50 см. Скорость движения, по геодинамическим данным А. Р. Ярмухамедова и Ф. Ф. Зияудинова [Ярмухамедов, 2005; Зияудинов, 2009], здесь превышает 10-20 мм/год.

Научная новизна

Установлено, что изучая изменения и проводя численные определения для нескольких типов сейсмодислокаций, и проводя анализ распределения деформаций поверхности Земли, можно определить вероятную магнитуду M землетрясения, от которого могли образоваться сейсмодислокации с наблюдаемой длиной L . Это дало возможность определить эмпирическую закономерную связь между магнитудой и длиной сейсмодислокации.

Практическая значимость

Изучение сейсмодислокаций на поверхности земли после сильных тектонических землетрясений уточняют визуальные макросейсмические определения и существенно увеличивают устойчивость оценок при сейсмическом микрорайонировании территорий, особенно в зонах низкоскоростных четвертичных отложений.

Выводы

Таким образом, анализируя перемещения, влияющие на деформацию исследуемой зоны в период работы сейсмических очагов, можно отметить ряд особенностей.

Сильным землетрясениям в Западном Тянь-Шане, в том числе в локальных сейсмогенных зонах, соответствуют низкоамплитудные деформации на поверхности земли, и возможные движения оставляют след в виде дополнительных вертикальных или горизонтальных перемещений с предельной деформацией порядка 10^{-5} в виде сейсмодислокаций.

Вертикальные перемещения проявляются по всей зоне наблюдений в параметрах смещений, и с большей интенсивностью – в пунктах измерений, расположенных в плейстосейстовой зоне, в которой накапливаются дополнительные сейсмодислокации, что не противоречит общепризнанным основам процесса подготовки очагов землетрясений.

Деформации на поверхности при осредненных значениях глубин очагов получились связанными с образованием сейсмодислокаций только для ближних эпицентральных зон и мало выраженными в скальных породах. Поэтому при макросейсмических обследованиях практически во всех эпицентральных зонах обследованных (перечисленных выше) землетрясений сейсмодислокации типа трещин выявлены только лишь в низкоскоростных четвертичных отложениях.

Результаты подбора и использования численных реализаций зависимостей между M и L для нескольких конкретных сейсмодислокаций и проведенный обобщающий анализ дали возможность определить эмпирическую закономерную связь $f(M,L)$, что позволяет по обнаруженной сейсмодислокации рассчитать возможную магнитуду M землетрясения, от которого могла образоваться такая сейсмодислокация с длиной L .

Литература

- Алимухамедов И. М., Шукуров З. Ф., Хамидов Х. Л., Зиёмов Б. З., Фахриддинов Ж. Ф. Показатели локальной геодинамической активности земной коры зон водохранилищ // Геология и минеральные ресурсы – Ташкент, 2014. – № 3. – С. 37–42.
- Газлийское землетрясение 1976 и 1984 гг. – Ташкент: Фан, 1986. – 368 с.
- Добровольский И. П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. – 240 с.
- Зиявиддинов К. Ф., Хамидов Х. Л. Расчет избыточных напряжений в зонах разломов западного Тянь-Шаня // Строительство и техногенная безопасность. – Украина, Алушта, 2011. – Вып. 35. – С. 36–40.
- Зияудинов Ф. Ф. Сейсмичность геодинамических полигонов Центральной Азии в вероятностных оценках Чебышева по геолого-геофизическим данным // Сейсмичность территории Азербайджана и сейсмический риск больших городов. – IV Межд. Конф., 1–3 июня 2009 г., Баку. – Баку, 2009. – С. 181–191.
- Ибрагимов Р. Н., Нурматов У. А. Технология оценки сейсмической опасности на основе новых карт детального сейсмического районирования (ДСР) // Проблемы сейсмологии в Узбекистане – Ташкент: ИС АН РУз, 2011. – № 9. – С. 65–69.
- Каржоув Т. К., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов // Узб. геол. ж. – 1966. – № 3. – С. 24–32.
- Мавлянов Г. А. [и др.]. О современных тектонических движениях в Центральном Кызылкумах // Узб. геол. ж. – 1968. – № 2. – С. 28–36.
- Мавлянов Г. А., Тетюхин Г. Ф. Современные тектонические движения в Кызылкумах // Узб. геол. ж. – 1966. – № 2. – С. 24–31.
- Методы прогноза землетрясений их применение в Японии. – М.: Недра, 1984. – 312 с.
- Назарбекское землетрясение 11 декабря 1980 г. – Ташкент: Фан, 1984. – 145 с.
- Папское землетрясение 1984 г. – Ташкент: Фан, 1986. – 135 с.
- Пятков К. [и др.]. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. – Ташкент: Фан, 1967. – 135 с.
- Ситдииков Б. Б. Суммарные амплитуды неотектонических движений в Центральном Кызылкумах // Узб. геол. ж. – 1968. – № 5. – С. 12–23.

- Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. – Ташкент: Фан, 1971. – 672 с.
- Уломов В. И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. – Ташкент: Фан, 1974. – 276 с.
- Хамидов Л. А. Изучение полей напряжений Чаткальской горной зоны западного Тянь-Шаня // Геодинамика – 2010. – № 1(9). – С. 42–50.
- Хамидов Л. А. Упругие напряжения сейсмогенных структур // Решение конструкционных задач механики деформируемого тела. – М.: РАН, 2004. – С. 67–75.
- Хамидов Л. А., Зиявитдинов К. Ф., Фахридинов Ж. Оценка современных и палеонапряжений геодинамического полигона Западного Тянь-Шаня // Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича. Междунар. конф., 6-10 июля 2009 г., Екатеринбург, Россия. – Институт геофизики УрО РАН, 2009. – С. 244–249.
- Хамидов Х. Л. Возможные избыточные напряжения в очагах тектонических землетрясений Западного Тянь-Шаня // Доклады АН РУз. – Ташкент, 2014. – № 4. – С. 40–43.
- Хамидов Х. Л. Выявление морфокинематических показателей современной геодинамики Западного Тянь-Шаня // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы. Всероссийское совещание. Иркутск, 23–29 сентября 2012 года. – Иркутск, 2012. – С. 88–91.
- Хамидов Х. Л., Шукуров З. Ф., Зияудинов Ф. Ф., Зиёмов Б. З. Представления данных при решении краевых задач геофизики в среде “MATLAB” и сопоставление их с результатами GPS анализа // 3-я молодежная тектонофизическая школа-семинар., 14–19 октября 2013 г., Москва. – М.: ИФЗ РАН, 2013. – С. 261–268.
- Ходжаев А. К., Хамидов Л. А., Фахриддинов Ж. Ф. Палео- и современные сейсмодислокации в переходной зоне от Тянь-Шаньского орогена в Туранскую платформу Центральной Азии // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы. Иркутск, 23–29 сентября 2012 года. – Иркутск: ИЗК, 2012. – Т. 1. – С. 202–205.
- Шукуров З. Ф., Хамидов Х. Л. История развития GPS сети в Узбекистане и её роль в исследовании проблемы прогноза землетрясений на основе изучения деформации земной коры // Вестник Национального университета РУз. – Ташкент, 2016. – № 1–2. – С. 36–43.
- Эргешов И. М., Хусомидинов А. С., Хамидов Х. Л. Морфогенетические особенности Восточной части Западного Тянь-Шаня для организации GPS измерительных пунктов // Доклады АН РУз. – Ташкент, 2016. – № 3. – С. 44–49.
- Якубов Д. Х., Ибрагимов Р. Н. Процессы трещинообразования в Центральных Кызылкумах // Современные движение земной коры на геодинамических полигонах. – Ташкент: Фан, 1972. – С. 8–12.
- Ярмухамедов А. Р., Денисов Р. И. О палеосейсмодислокациях Чаткало-Кураминского региона // Геология и минеральные ресурсы. – 2003. – № 5. – С. 27–35.
- Ярмухамедов А. Р., Денисов Р. И., Алимухамедов И. М., Сагтаров А. С. Состояние и проблемы палеосейсмологических исследований в Центральной Азии // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. – Ташкент: ИС АН Руз, 2005. – № 2. – С. 289–295.
- Bestmann, M., Pennacchioni, G., Nielsen, S., Göken, M., de Wall, H., 2012. Deformation and ultrafine dynamic recrystallization of quartz in pseudotachylytebearing brittle faults: a matter of a few seconds. *Journal of Structural Geology*, 38, 21–38.
- Caputo R. Stress variability and brittle tectonic structures // *Earth-Science Reviews*. 2005. Vol. 70. P. 103–127.
- Cochran E. S., Li Y.-G., Shearer P. M., Barbot S., Fialko Y., Vidale J. E. Seismic and geodetic evidence for extensive, long-lived fault damage zones // *Geology*, 2009, Vol. 37, No. 4, P. 315–318.)
- Dambara T., 1966. Vertical movements of the earth's crust in relation to the Matsushiro earthquake // *J. Geodet. Soc. Japan*. (18245), 1996, P. 18–45.
- Hirose, T., Mizoguchi, K., Shimamoto, T., 2012. Wear processes in rocks at slow to high slip rates. *Journal of Structural Geology*, 38, P. 102–116.
- Janssen, C., Wirth, R., Lin, A., Dresen, G., 2013. Tem microstructural analysis in a fault gouge sample of the nojima fault zone, Japan. *Tectonophysics*, 583, P. 101–104.
- Matsuda T. Y., Ota. M. Ando, Yonekura N. Fault mechanism and resource time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace date// *Geol.Soc. Am. Bull.*, 1989, P. 1610–1618.
- Ulomov V. I. Seismic hazard of Northern Eurasia // *Annali di Geofisica*, 1999, Vol. 42, P. 1023–1038.

Х. Л. ХАМИДОВ

Институт сейсмологии ім. Г. А. Мавлянова АН РУз, Узбекистан, 100128, Ташкент, ул. Зулфияхоним, 3, тел. +998712415170, ел. пошта hamidov_1@mail.ru

СЕЙСМОДИСЛОКАЦІЇ НА ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ В РЕЗУЛЬТАТІ СИЛЬНИХ ЗЕМЛЕТРУСІВ У ЗАХІДНОМУ ТЯНЬ-ШАНІ

Мета. Метою досліджень є оцінка параметрів сейсмодислокацій на прикладі сильних землетрусів на Туранській плиті і прилеглий до неї гірській частині Західного Тянь-Шаню, а також встановлення зв'язку між магнітудами і довжинами розривів у плейстоценових зонах. **Методика.** Методика ґрунтується на аналізі сучасних і палеосейсмодислокацій, виявлених за макросейсмічних обстежень епіцентральної зон сильних тектонічних землетрусів, з реалізацією емпіричних оцінок, а також з виявленням основних і

палеонапружень. **Результати.** Проаналізовано характер змін переміщень, який впливає на деформацію досліджуваних зон у період “роботи” сейсмічних вогнищ, виявлено низку особливостей деформування поверхні землі. Виявляється, що сильним землетрусам у Західному Тянь-Шані, зокрема у локальних сейсмогенних зонах відповідають низькоамплітудні деформації на поверхні землі, і можливі рухи залишають слід у вигляді додаткових вертикальних або горизонтальних переміщень з певною граничною деформацією і у вигляді сейсмодислокацій. Показано, що вертикальні переміщення проявляються по всій зоні спостережень у параметрах зміщень, і з більшою інтенсивністю – в пунктах вимірювань, розташованих у плейстосейстовій зоні, в якій накопичуються додаткові сейсмодислокації, що не суперечить загальноновизнаним основам процесу підготовки вогнищ землетрусів. Виявлено, що деформації на поверхні за усереднених значень глибин вогнищ вийшли пов’язаними з утворенням сейсмодислокацій тільки для ближніх епіцентральної зон і є мало вираженими у скельних породах. **Наукова новизна.** Встановлено, що, вивчаючи зміни і провівши числові визначення для декількох типів сейсмодислокацій, а також провівши аналізу розподілу деформацій поверхні землі, можна визначити ймовірну магнітуду M землетрусу, від якого могли утворитися сейсмодислокації із спостережуваною довжиною L . Це дало можливість визначити емпіричну закономірну залежність між магнітудою і довжиною сейсмодислокації. **Практична значущість.** Вивчення сейсмодислокацій на поверхні землі після сильних тектонічних землетрусів уточнюють візуальні макросейсмічні визначення і істотно збільшують стійкість оцінок за сейсмічного мікрорайонування територій, особливо у зонах низькошвидкісних четвертинних відкладень.

Ключові слова: вогнище землетрусу; сейсмодислокація; магнітуда; довжина розриву; деформація; напруження; зміщення; земна кора.

H. L. KHAMIDOV

G. A. Mavlyanov name Institute of Seismology, Academy of Sciences of Uzbekistan, Uzbekistan, 100128, Tashkent, Zulfiyahonim St., 3, tel. +998712415170, e-mail hamidov_l@mail.ru

THE DISLOCATIONS ON THE SURFACE OF THE EARTH AS A RESULT OF THE STRONG EARTHQUAKES IN THE WESTERN TIEN SHAN

Purpose. The aim of the research is to estimate parameters for seismic dislocations, for example of strong earthquakes in the Turan platform and adjacent mountainous part of Western Tien-Shan, as well as identifying the relationship between the magnitudes and lengths of breaks for pleistoseist zones. **Methodology.** The technique is based on the analysis of modern and paleoseismic dislocations which are identified in the macroseismic survey the epicentral zones of strong tectonic earthquakes, with the implementation of the empirical evaluations, as well as identifying the main and paleostresses. **Results.** The nature of the changes of the movements was analyzed which influencing the deformation of the studied areas in the period of “operation” of the seismic sources and a number of features of deformation of the Earth's surface was revealed. It turns out that strong earthquakes in the Western Tien Shan, including the local seismogenic zones correspond to the low amplitude of deformation on the Earth's surface and the possible movements leave a trace in the form of additional vertical or horizontal displacements with certain limiting deformation and seismodislocations. It is shown that the vertical movement manifest throughout the field of observation in the parameters of displacement and with greater intensity at the points of measurement which located in pleistoseist area, where more seismodislocations was accumulates, that do not contradict the established foundations of earthquakes preparation process. It is revealed that the deformation on the surface at the averaged values of the depths of the foci turned out associated with seismodislocations formations only for short epicentral zones and are little pronounced in the hard rocks. **Originality.** It is established that studying the changes and conducting numerical definitions for several types of seismodislocations and also conducting the analysis of distribution of deformations of the Earth's surface we can determine the likely magnitude M of the earthquake, on which could be formed the seismodislocations with the observed length L . This gave the opportunity to define a logical empirical relationship between magnitude and length of seismodislocations. **Practical significance.** The study of seismodislocations on the earth's surface after strong tectonic earthquakes precise the macroseismic visual definition and significantly increase the stability of evaluations under seismic microzoning, especially in areas of low-velocity Quaternary sediments.

Key words: earthquakes source; seismodislocations; magnitude; length of rupture; deformation; stress, displacement; earth's crust.

REFERENCES

- Alimuhamedov I. M., Shukurov Z. F., Khamidov H. L., Ziyomou B. Z., Fakhriddinov J. F. *Pokazateli lokalnoy geodinamicheskoy aktivnosti zemnoy kori zon vodohranilich* [Indicators of local geodynamic activity of the earth's crust zones of water reservoirs. *Geology and mineral resources* Tashkent, 2014, No. 3, pp. 37–42.
- Dobrovolsky I. P. *Matematicheskaya teoriya podgotovki i prognoza tektonicheskogo zemletryaseniya* [The Mathematical theory of preparing and forecasting of tectonic earthquakes.] Moscow: FIZMATLIT, 2009, 240 p.

- Gasliskoe zemletraysenie 1976 i 1984 gg.* [Gazly the earthquake of 1976 and 1984] Tashkent: Fan, 1986, 368 c.
- Ziyaviddinov K. F., Khamidov KH. L. *Raschyot izbitochnih napryajeniy v zonah razlomov zapadnoy Tyan-Shanya* [The calculation of excess stress in the fault zones of the Western Tien-Shan]. *Stroitelstva i tehnogennaya bezopastnost.* Vol. 35, Ukraina, Alushta, 2011, pp. 36–40.
- Ziyaudinov F. F. *Seysmichnost geodinamicheskikh poligonov Sentralnoy Azi v veroyatnostnih otsenkah Chebisheva po geologo-geofizicheskim dannim.* [Seismicity geodynamic polygons of Central Asia in the Chebyshev probability estimates according to geological-geophysical data]. *Seysmichnost territory Azerbaydjana I seysmicheskiy risk bolshih gorodov. IV Mejd.Konf. – 1–3 iyunya 2009*, Baku, pp. 181–191.
- Karjouv T. K., Ulomov V. I. *Proyavleniya sovremennoy tektoniki i seysmichnost Qizilkumov*, [Manifestation of contemporary tectonics and seismicity of the Kyzyl-Kum]. *Uzbek Geol. J.* 1966, No. 3, pp. 24–32.
- Ibragimov R. N., Nurmatov U. A. *Texnologiya otsenki seysmicheskoy opasnosti na osnove novih kart detalnogo seysmicheskogo payonirovaniya* [Technology of the estimation to seismic danger on base of the new cards of the detailed separation of the seismic region]. *Problems of seismology's in Uzbekistanis–Tashkent: IS AN RUZ*, 2011, No. 9, pp. 65–69
- Mavlyanov G. A., Tetyuhin G. F. *Sovremenniy tektonicheskiy dvijeniya v Qizilkumah* [Modern tectonic movements in the Kyzylkum desert]. *Uzb. Geol. j.* 1966, No. 2, pp. 24–31.
- Mavlyanov G. A. [i drugiye]. *O sovremennih tektonicheskikh dvijeniyah v Sentralnih Qizilkumah* [On modern tectonic movements in Central Kyzylkum]. *Uzb. Geol. j.* 1968, No. 2, pp. 28–36.
- Metodi prognoza zemletraysenie ih primineniye v Yaponii.* [Methods of earthquake prediction and their application in Japan]. – M: Nedra, 1984, 312 p.
- Nazarbekiskoe zemletraysenie 11 dekabrya 1980g.* [Nazarbekian earthquake of 11 December, 1980.]. Tashkent: Fan, 1984, 145 p.
- Papskoy zemletrayseniye 1984g.* [Papal 1984 earthquake.]. Tashkent: Fan, 1986, 135 p.
- Pyatkov K. K. [i drugiye]. *Geologicheskii stroenie Sentralnih Qizilkumov.* [The geological structure of the Central Kyzylkum.]. Tashkent: Fan, 1967, 135 p.
- Sitdikov B. B. *Summarniy amplitude neotektonicheskikh dvijenie v Sentralnih Qizilkumah.* [Total amplitude of neotectonic movements in Central Kyzylkum.]. *Uzb. Geol.* 1968, no. 5, pp. 12–23
- Tashkentkiy zemletraysenie 26 aprelya 1966 goda.* [Tashkent earthquake of 26 April 1966.]. Tashkent: Fan, 1971, 672 p.
- Khamidov L. A. *Uprugie napryajeniya seysmogennih struktur.* [Elastic stresses seismogenic structures] // *Resheniya konstruksionnih zadach mehaniki deformiruemogo tela.* – M. RAN, 2004, p. 67–75.
- Khamidov L. A., Ziyvitdinov K. F., Fahriddinov J. F. *Otsenka sovremennoy i paleonapryajeniy geodenamicheskogo poligona zapadnogo Tyan-Shanya.* [Assessment of the current and paleo stress geodynamic polygon of the Western Tien-Shan.]. *Pyatie nauchniy chteniya Y.P.Bulashevicha. – Mejd.konf. – Ekaterinburg, Rossya.- Institut Geofiziki UrO RAN.* 6–10 iyulya 2009, pp. 244–249.
- Khamidov L. A. *Izucheniya poley napryajenie Chatkalskoy gornoy zoni zapadnogo Tyan-Shanya.* [The Study of stress fields of the Chatkal mountain zone of Western Tien-Shan]. *Geodinamika, No. 4, issue VII, Lvov, Ukraina*, 2010, pp. 42–50.
- Khamidov L. A. *Viyavleniya morfokineticheskikh pokazateley sovremennoy geodinamiki Zapadnogo Tyan-Shanya.* [Identification of morphokinetic indicators of modern geodynamics of the Western Tien-Shan.]. *Sovremennaya geodinamika Sentralnoy Azii i opasnie prirodniy protsesi. Vserossiyskiy soveshaniye.* Irkutsk, 23–29 sentyabrya, 2012, pp. 88–91
- Khamidov Kh. L., Shukurov Z. F., Ziyaudinov F. F., Ziemov B. Z. *Predstavleniya pri reshenii kraevih zadach geofiziki v srede v «MATLAB» i sopostavlenie ih s rezultatami GPS analiza.* [Data Representation when solving boundary value problems of Geophysics in the environment of "MATLAB" and their comparison with the results of GPS analysis.]. *3-molodyojnaya tektonofizicheskaya shkola-seminar. – 14–19 oktyabrya*, 2013, Moskow: IFZ RAN-2013, pp. 261–268.
- Khamidov H. L. *Vozmojnie izbitochniy napryajeniya v ochagah tektonicheskikh zemlyatryasenie zapadnogo Tyan-Shanya.* [Possible excessive tension in the centers of tectonic earthquakes of the Western Tien-Shan]. *Dokladi AN RUZ.* – Tashkent, 2014, No. 4, pp. 40–43.
- Hodjaev A. K., Khamidov L. A., Fakhriddinov J. F. *Peleo I sovremennye seysmodislokatsii v perehodnoy zone ot Tyan-Shanskogo orogena v Turanskuyu platformu Tsentralnoy Azii* [Paleo and modern seismodislocations in the transition zone from the Tien Shan orogen in the Turan platform in Central Asia]. Irkutsk, September 23–29, 2012, Vol. 1. Irkutsk: IZK, 2012, pp. 202–205.
- Ulomov V. I. *Dinamika zemnoy kori i prognoz zemletrayseniy* [Dynamics of the earth's crust and prediction of earthquakes]. Tashkent Fan, 1974, 276 p.
- Shukurov Z. F., Khamidov H. L. *Istoriya razvitiya GPS seti v Uzbekistane i eyyo rol v issledovanii problem prognoza zemletraysenie na osnove izucheniya deformatsii zemnoy kori.* [History of development of GPS network in Uzbekistan and its role in the study of the problem of earthquake prediction based on the study of crustal deformation.]. *Vestnik Natsionalnoga universiteta RUz.* Tashkent, No. 1–2, 2016, pp. 36–43.

- Ergeshov I. M., Xusomiddinov A. C., Khamidov H. L. *Morfogeneticheskie osobennosti Vostochnoy chasti Zapadnogo Tyan-Shanya dlya organizatsii GPS izmeritel'nykh punktov*. [History of development of GPS network in Uzbekistan and its role in the study of the problem of earthquake prediction based on the study of crustal deformation]. Dokladi AN RUz. Tashkent, No. 5, 2015, pp. 41–45.
- Yakubov D. X. Ibragiov R. N. *Protseyi treshinaobrazovaniya v Sentralnih Qizliqumah*. [The processes of crack formation in the Central Kyzylkum desert]. *Sovremenniy dvizheniya zemnoy kori na geodinamicheskikh poligonah*. Tashkent:Fan. 1972, pp. 8–12.
- Yarmuhamedov A. R., Denisov R. I., Alimuhamedov I. M., Sattarov A. S., *Sostoyaniye I problemy paleoseismologicheskikh issledovaniy v Sentralnoy Azii*. [The State and problems paleoseismological research in Central Asia]. Problems of seismology in Uzbekistan, Tashkent: IP Academy of Sciences of Uzbekistan. 2005, No. 2, pp. 289–295
- Yarmuhamedov A. R., Denisov R. I. *O paleoseismodislotsiyah Chatkalo-Kuraminckogo regiona*. [On paleoseismic dislocations, Chatkal-Kurama region]. *Geology and mineral resources*. 5/2003.with.27–35
- Bestmann, M., Pennacchioni, G., Nielsen, S., Göken, M., de Wall, H., 2012. Deformation and ultrafine dynamic recrystallization of quartz in pseudotachylyte-bearing brittle faults: a matter of a few seconds. *Journal of Structural Geology* 38, 21–38
- Caputo R. Stress variability and brittle tectonic structures. *Earth-Science Reviews*, 2005, Vol. 70, pp. 103–127.
- Cochran E. S., Li Y.-G., Shearer P. M., Barbot S., Fialko Y., Vidale J.E. Seismic and geodetic evidence for extensive, long-lived fault damage zones. *Geology*, 2009, Vol. 37, No. 4, pp. 315–318.
- Dambara T., 1966. Vertical movements of the earth's crust in relation to the Matsushiro earthquake. *J. Geodet. Soc. Japan*. (18245), 1996, pp. 18–45.
- Hirose, T., Mizoguchi, K., Shimamoto, T., 2012. Wear processes in rocks at slow to high slip rates. *Journal of Structural Geology* 38, pp. 102–116
- Janssen, C., Wirth, R., Lin, A., Dresen, G., 2013. TEM microstructural analysis in a fault gouge sample of the Nojima fault zone, Japan. *Tectonophysics*, 583, pp. 101–104.
- Matsuda T. Y., Ota. M. Ando, Yonekura N. Fault mechanism and resource time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace date. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, pp. 1610–1618.
- Ulomov V. I. Seismic hazard of Northern Eurasia. *Annali di Geofisica*, 1999, Vol. 42, pp. 1023–1038.

Надійшла 12.01. 2016 р.