

УДК 550.341

В. И. УЛОМОВ

ДЕФОРМАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ОБЛАСТИ ОЧАГА ТАШКЕНТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 26 АПРЕЛЯ 1966 Г.

Приводятся оценки размеров очаговой области ташкентского землетрясения, величин напряжений и деформаций в этой области и величины подвижки по шву в момент землетрясения, а также данные о распределении очагов афтершоков в пространстве и времени.

Механизм тектонического землетрясения. В 5 час. 23 мин. по местному времени 26 апреля 1966 г. в Ташкенте произошло 8-балльное землетрясение (магнитуда $M-5,3$, энергетический класс $K-13,5$). По данным Центральной сейсмической станции «Ташкент», расположенной в полутора километрах от центра плейстоценовой области, вспарывание пород очага началось на глубине 8 км и распространилось в сторону земной поверхности до глубины порядка 3 км. Ташкентское землетрясение и его многочисленные повторные толчки подверглись тщательному и всестороннему изучению. Некоторые результаты исследований особенностей деформирования пород очаговой области землетрясения приводятся в этой статье.

Как известно, непрерывная деформация земной коры в связи с неоднородностью структуры среды (наличие разломов, менее прочных включений и т. п.) постоянно создает в том или ином месте локализованный рост упругих напряжений. Существенную роль при этом играет свободная от напряжений поверхность Земли, создающая вблизи себя дополнительную неоднородность.

На рис. 1, а схематично показана область подготовки землетрясения. Ослабленная зона 1 (геологический разлом), пластически деформируясь в течение длительного времени, создает вокруг себя поле повышенных упругих напряжений 2, заметно убывающих по мере удаления от ослабленной зоны. На рисунке эта область условно ограничена пунктирной линией. Стрелками показано направление пластических движений. Горизонтальная штриховка позволяет наглядно представить характер сдвиговых деформаций горных пород.

Как только касательные напряжения достигнут предела прочности пород на скальвание или преодолеют силы сцепления по разлому 1, произойдет нарушение сплошности и пограничные участки среды резко переместятся по плоскости образовавшегося разрыва.

Теория такого механизма возникновения землетрясений впервые была предложена Ридом [1] еще в 1911 г. и получила название «теории упругой отдачи». Разовьем эту идею дальше.

Очевидно, наибольшие перемещения прилегающих к разлому участков будут иметь место в центральной части сейсмического шва. Здесь же будут максимально сняты и упругие напряжения. Таким образом, схема рис. 1, а преобразится и примет вид рис. 1, б.

На этом рисунке условно показаны области упругих напряжений 2 и максимальных остаточных деформаций 3, возникших в момент подвижки

пород по разлому *1*. Теперь, после предельного снятия упругих напряжений, поля повышенных скальвающих напряжений оказались сосредоточенными в периферийных частях разрыва. К ним добавились также упругие напряжения, возникшие в результате перемещения пород по поверхности разрыва и упругого деформирования краевых участков разлома.

Природа повторных толчков. В условиях сплошности среды, окружающей очаговую область, и наличия сил трения при движении горных пород по разлому упругие напряжения, спровоцировавшие землетрясение, не могут быть сняты полностью.

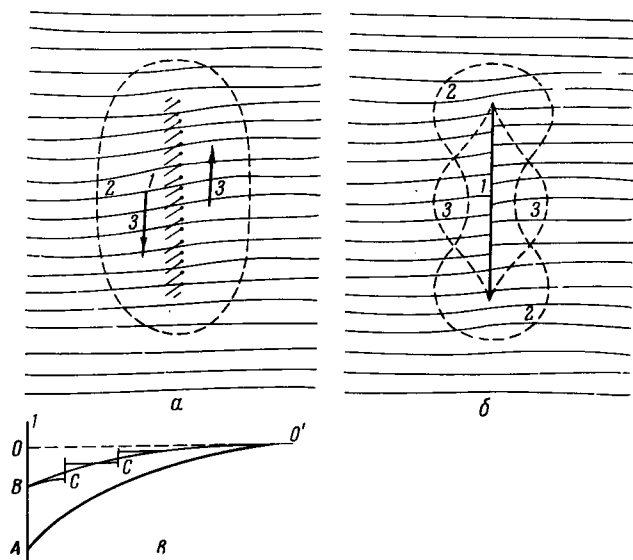


Рис. 1. Механизм тектонического землетрясения:

a — поле скальвающих напряжений до землетрясения: *1* — ослабленная зона (геологический разлом), *2* — условно ограниченная область повышенных напряжений, *3* — направление пластических движений; *б* — поля упругих напряжений и остаточных деформаций: *1* — разрыв, *2* — перераспределившееся поле упругих напряжений, *3* — область максимального снятия упругих напряжений в результате подвижки по разрыву *1*; *в* — фрагмент участка разрыва *1*: *OO'* — условное изображение поля нулевых напряжений, *AO'* — предельная упругая деформация пород перед разрывом, *BO'* — остаточная деформация пород после подвижки их по разрыву, *С—С* — подвижки по вторичным разрывам

На рис. 1, *в* изображен фрагмент участка разлома. Здесь пунктирной линией *OO'* вкrest разрыва *1* «помечена» среда в условиях полного отсутствия пластических деформаций, т. е. задолго до землетрясения. Изогнутая линия *AO'* — это предельно деформированная в результате длительного пластического течения и упругой деформации прямая *OO'*, а *BO'* — не полностью распрямившаяся по указанным выше причинам в момент подвижки пород линия *AO'*.

Интенсивная и быстрая деформация пород в очаге землетрясения одновременно с формированием главного разрыва может вызывать в прилегающей области серию вторичных разрывов. Простирание их, по-видимому, преимущественно параллельно основному сколу. Вторичные разрывы в свою очередь излучают сейсмические волны и концентрируют вокруг себя поле упругих напряжений. Последующее скальвание по вторичным разрывам происходит в направлении действующих остаточных (в центральной части главного разрыва) и дополнительно появившихся (у краев разрыва) упругих напряжений. Иными словами, перемещение пород по вторичным разрывам осуществляется так, чтобы способствовать дальнейшему выполаживанию линии *BO'* (рис. 1, *в*).

Реологические и прочностные свойства среды приводят к затягиванию процесса повторных толчков, и они происходят не сразу, а на протяжении довольно длительного времени (месяцы, годы). При ташкентском землетрясении особенно ярко было выражено явление пространственной осцилляции и миграции гипоцентров афтершоков со временем. Действительно, поскольку объемы упруго-вязко связаны между собой и с окружающей средой, подвижка горных пород не может быть изолированным событием. Она участвует в перераспределении напряжений в деформированной области и в большинстве случаев стимулирует дальнейшую разрядку напряжений и возникновение следующих афтершоков.

Однако вполне возможно, что реология имеет самое малое отношение к длительности процесса афтершоков. На это указывают сейсмограммы, полученные нами с помощью высокочувствительной (увеличение до 500 000) аппаратуры в 2,5-километровой скважине, пробуренной в 1968 г. в эпицентральной области ташкентского землетрясения. Время от времени на сейсмограммах появляются веретенообразные микроколебания продолжительностью в несколько минут. Эти колебания не имеют четкого начала и совершенно не похожи на непрерывно следующие друг за другом резкие толчки — обычные афтершоки. В редчайших случаях наиболее интенсивные «веретена» удавалось регистрировать и на поверхности земли стандартной сейсмологической аппаратурой (ув. 1000).

Несколько достаточно четких аналогичных записей было получено за год до землетрясения сейсмической станцией «Ташкент», расположенной в центральной части города, и тремя временными сейсмическими станциями, установленными в 1963 г. с целью сейсмического микрорайонирования на окраинах Ташкента. Поскольку станции были удалены друг от друга на расстоянии не менее 4 км, трудно себе представить, что одновременное появление на сейсмограммах разных станций совершенно идентичных «веретен» было результатом какого-то мощного источника сейсмических помех. Совершенно не исключено, что в период афтершоков, а возможно, и незадолго до основного землетрясения мы регистрировали полезные сигналы, приходящие из глубины и обусловленные процессом постепенного разупрочнения пород очага сильного землетрясения.

Если не считать двух-трех случаев появления в 1965 г. на сейсмограммах сейсмостанции «Ташкент» упомянутых веретенообразных колебаний (амплитуда до 5 мк при фоне помех не более 1 мк), ташкентскому землетрясению, так же как и огромному большинству других сильных и сильнейших землетрясений земного шара, не предшествовали сколько-нибудь заметные подземные толчки. В то же время даже при незначительных по величине повторных толчках ($K = \lg \dot{E} = 8-9$) афтершоки явно имели место. Можно допустить, что в случае большого землетрясения разрыв имеет в какой-то мере пластический характер, т. е. возникает вслед за пластическим течением горных масс в области очага и поэтому не предваряется форошоками. В какой-то степени на это указывают наши исследования деформирования очаговой области с помощью анализа содержания инертного газа радона в воде глубинного происхождения в плейстосейстовой области ташкентского землетрясения [2, 3]. Так, за полгода до землетрясения интенсивное «выжимание» радона из очаговой области прекратилось, что, вероятно, связано с прекращением уменьшения объема горных пород в очаговой зоне.

Форошоки могут возникать в случае хрупкого (или почти хрупкого) разрыва, который, по-видимому, и имеет место при повторных толчках.

Деформация поверхности земли. Деформация, возникающая в результате главного скола, вызывает изменения формы свободной поверхности. Происходит ли это сразу, в момент основного толчка или в период его сильных афтершоков и неупругих деформаций, сказать трудно. Скорее всего имеет место и то и другое. Деформирование земной поверхности, выявленное в Ташкенте повторной нивелировкой, не позволяет проследить во времени

процесс «вспучивания», так как геодезическая съемка была завершена спустя три месяца после основного землетрясения и его наиболее интенсивных афтершоков.

В то же время в период повторных толчков ташкентского землетрясения наблюдалось интересное явление постепенного втягивания в движение левого, мало деформированного во время главной подвижки, блока разрыва. На это указывают результаты последующих повторных нивелировок, а также особый механизм (типа отрыва) очагов сильных афтершоков, происшедших на левом крыле разрыва спустя год после основного толчка.

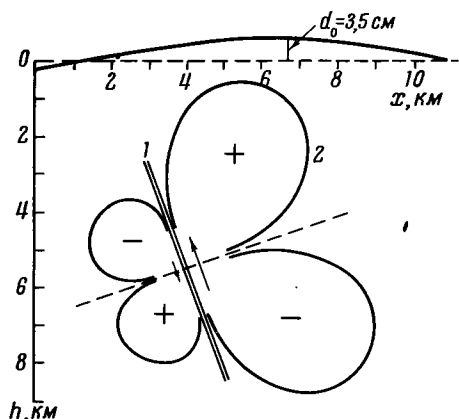


Рис. 2. Диаграмма направленности деформаций вокруг очага после разрыва (горизонтальный и вертикальный масштабы равны).

Стрелками показаны направления движений и условная абсолютная величина перемещений. Знаки «+» и «-» соответствуют сжимающим и растягивающим деформациям

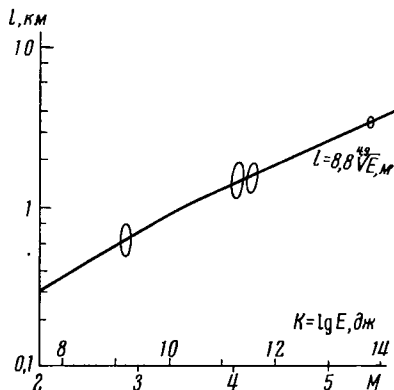


Рис. 3. Зависимость между протяженностью l очагов землетрясений, выявленной на основании инструментальных наблюдений за повторными толчками, и сейсмической энергией E

На рис. 2 схематично (условно) в виде «бабочки» показана диаграмма возможного распределения вокруг очага полей деформаций сжатия и растяжения, стрелками — направление и условная абсолютная величина перемещений крыльев разлома. Знаки «+» и «-» соответствуют полям деформаций, сжатия и растяжения.

О том, что правое крыло разлома в момент ташкентского землетрясения было деформировано значительно сильнее левого, говорит в первую очередь то, что почти все (99%) гипоцентры афтершоков и «вспучивание» земной поверхности оказались приуроченными к правому, приподнятому крылу разлома. Более того, выявленная повторным нивелированием [2] область максимального поднятия земной поверхности с амплитудой до $d_0 = 3,5$ см (рис. 2) расположена как раз на прямой, идущей от гипоцентра O под углом 45° к плоскости разрыва I . Объем грунта, приподнятый над поверхностью Земли, если уподобить его объему шарового сегмента со стрелкой $d_0 = 3,5$ см и хордой 10 км, составит $\Delta V_0 = 1 \cdot 10^{12}$ см³, а максимальный наклон поверхности вспучивания $\epsilon_0 = 3,5$ см / 5 км = $7 \cdot 10^{-6}$.

Деформация очаговой области главного толчка. Очаговой областью, или очагом землетрясения, в дальнейшем будем называть замкнутую область, ограничивающую объем пород, в которой произошли необратимые деформации. Эта область должна содержать внутри себя основной разрыв, возникшую одновременно с ним зону дробления пород и всю область очагов афтершоков. Все внешнее пространство вокруг очаговой области характеризуется только упругими деформациями и здесь распространяются лишь сейсмические волны.

В настоящее время существует целый ряд работ эмпирического характера, устанавливающих зависимость между величинами подвижек, выделившейся кинетической энергией, протяженностью разрыва и т. п. по наблюдениям за остаточными деформациями при сильных и разрушительных землетрясениях ([4—7] и др.). Этому посвящены и теоретические исследования ([7—10] и др.).

Здесь мы не будем касаться теоретической стороны вопроса, а воспользуемся некоторыми зависимостями, полученными нами, а также применяемыми при исследованиях динамической картины в очагах землетрясений. При этом будем считать, что имеем дело с упругой энергией, выделившейся в виде сейсмических волн из очаговой области, а вся остальная энергия, появившаяся в результате образования главного разрыва и перемещения пород, израсходована на необратимые процессы внутри очага.

Аппроксимируя (рис. 3) наши данные и результаты наблюдений над областью афтершоков, опубликованные в работе [5], получим эмпирическую зависимость между протяженностью очага l и выделившейся сейсмической энергией E

$$l, м = 8,8 \sqrt[4,9]{E}. \quad (1)$$

Здесь и всюду далее E — энергия сейсмических волн на референц-сфере радиусом 10 км, измеряемая в дж. Вычисляя по этой формуле, получим оценку протяженности очага ташкентского землетрясения $l_1 = 5060$ м, хорошо согласующуюся с диапазоном глубин гипоцентров афтершоков ташкентского землетрясения.

Представляя очаговую область в виде шара, что, по-видимому, допустимо для рассматриваемых классов землетрясений, из (1) получим оценку ее объема

$$V = \frac{\pi}{6} l^3 = 3,6 \cdot 10^{-7} E^{0,61}, км^3. \quad (2)$$

Отсюда объем очаговой области ташкентского землетрясения

$$V_1 = 62 км^3 = 0,62 \cdot 10^{17}, см^3. \quad (3)$$

Эта оценка вполне соответствует объему, занимаемому согласно инструментальным наблюдениям очагами повторных толчков, — объему эллипсоида с осями 5,3 и 5 км.

Зная магнитуду главного землетрясения $M-5,3$, вычислим полную сейсмическую энергию, выделившуюся на поверхности очаговой области [8],

$$E_0 = 10^{9+1,1 M} = 10^{5,56+0,61 K} = 10^{13,8} дж, \quad (4)$$

где $K = \lg E$. Тогда средняя плотность упругой энергии, накопленной в породах до землетрясения,

$$\frac{E_0}{V_1} = 1 \cdot 10^4 эрг/см^3, \quad (5)$$

а среднее значение упругой деформации в момент землетрясения

$$\varepsilon_1 = \left(\frac{2E_0}{\mu V_1} \right)^{1/2} = 1,9 \cdot 10^{-4}. \quad (6)$$

Здесь модуль упругости $\mu = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см² определен нами по величинам скорости распространения поперечных волн (3,5 км/сек) и плотности пород (2,6 г/см³) в районе очага землетрясения.

Среднее избыточное упругое напряжение, снятое во время главного толчка ташкентского землетрясения,

$$\sigma_1 = \varepsilon_1 \mu = 5,7 \cdot 10^7 дин/см^2 \approx 60 кг/см^2. \quad (7)$$

Величина σ_1 соответствует прочности на разрыв таких горных пород, как, например, гранит, известняк и диабаз [11], и почти на порядок меньше прочности на скалывание. После снятия значительной порции упругих напряжений в очаговой области восстанавливается почти нормальное давление

$$P = \rho gh \approx 2000 \text{ кг/см}^2, \quad (8)$$

где ρ — плотность пород, g — ускорение силы тяжести, а h — глубина очага.

Деформации (6) и напряжения (7) такого же порядка, как и полученные для сильнейших землетрясений ($M = 7,0 \div 8,2$), при которых наблюдаются разрывы на поверхности земли [11]. Такое совпадение не лишено смысла, если придерживаться точки зрения, высказанной Г. А. Гамбургцевым [12, 13], что величина землетрясения определяется в основном размерами области повышенных напряжений, а не самими значениями упругих напряжений.

Теперь снова вернемся к рис. 1, в. Упругую деформацию ϵ_1 , возникшую в результате перемещения пород вдоль разлома на величину $d_1 = AB$, можно представить в следующем виде

$$\epsilon_1 = \frac{AB}{BO'} = \frac{2d_1}{l_1}, \quad (9)$$

где $l_1/2$ в нашем случае соответствует ширине зоны афтершоков, происшедших, как уже упоминалось, почти целиком на правом крыле разлома. Отсюда определим примерную величину подвижки, которая способствовала снятию упругих деформаций в момент основного толчка ташкентского землетрясения. Воспользовавшись найденными ранее значениями l_1 и ϵ_1 , получим

$$d_1 = \frac{\epsilon_1 l_1}{2} \approx 50 \text{ см}. \quad (10)$$

Следуя теперь рассуждениям, развиваемым Ю. В. Ризниченко в работе [9], оценим величину «перенесенных» масс горных пород в момент основной подвижки. Удобнее предположить, что плотность материала упругой среды в среднем одинакова, и в дальнейшем иметь дело не с массой, а с объемом. Сразу же оговоримся, что максимальная амплитуда подвижки приурочена к центральной части очага и убывает до нуля по мере приближения к краям разрыва. В то же время здесь же у краев разрыва деформация создает дополнительные поля упругих напряжений.

Кроме того, движение всего объема пород по разрыву происходит не одновременно, а развивается по мере вспарывания, т. е. с конечной скоростью. Поэтому именно объем ΔV_1 , заключенный внутри клина ABO' (рис. 1, в), будет «задавать тон» всему движению пород, а следовательно, и величина землетрясения, объему вовлеченного в движение материала, протяженности разрыва и т. п. Этот объем как бы переносится по мере передачи упругих деформаций в направлении вспарывания.

Аппроксимируя объем ΔV_1 конусом высотой d_1 и используя (2) и (10), определим его объем:

$$\Delta V_1 = \frac{\epsilon_1}{4} V_1 = 1,7 \cdot 10^4 E^{0,81} \text{ см}^3. \quad (11)$$

Для одного правого, наиболее деформированного блока разрыва, подставляя (3) и (6) в (11), получаем

$$\Delta V_1 = \frac{\epsilon_1}{8} V_1 = 2,9 \cdot 10^{12} \text{ см}^3. \quad (12)$$

Эта величина одного порядка и примерно в 3 раза больше ΔV_0 — объема, выявленного по геодезическим данным.

Деформация очаговой области афтершоков. Как видно из рис. 4, максимумы суммарной сейсмической энергии повторных толчков в основном приходятся на глубины 3—4 и 7—8 км, хотя здесь произошло наименьшее количество афтершоков. Этот факт не противоречит представлению о концентрации упругих напряжений после главного толчка на краях разрыва. Максимум числа более слабых афтершоков расположен на глубинах 5—6 км, где в результате наибольших перемещений породы оказались сильнее раздробленными, а упругие напряжения предельно снятыми (рис. 1, б).

Оценим деформации, напряжения и другие уже упоминавшиеся величины для двух очагов наиболее сильных ($K=11$, $K=12$) афтершоков

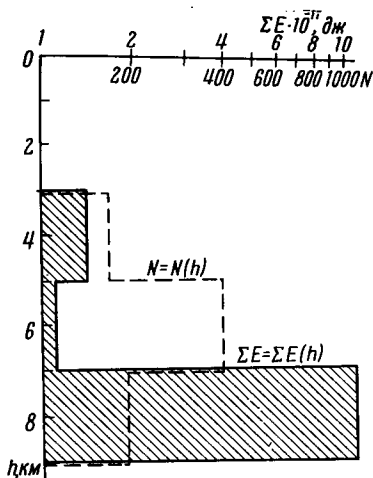


Рис. 4. Распределение по глубине h количества очагов повторных толчков N_i и суммарной сейсмической энергии ΣE_i

ташкентского землетрясения, происшедших у верхнего и нижнего краев основного разрыва. Воспользовавшись приведенными ранее зависимостями и вводя лишь новые индексы, получим

$$h_1 = 3 \text{ км}; K_1 = \lg E_1 = 11; E_{01} = 1,2 \cdot 10^{12}; \\ l_{11} = 1,5 \text{ км}; V_{11} = 1,1 \text{ км}^3; d_{11} = 14 \text{ см}; \quad (13)$$

$$h_2 = 7 \text{ км}; K_2 = \lg E_2 = 12; E_{02} = 8,9 \cdot 10^{12}; \\ l_{12} = 2,5 \text{ км}; V_{12} = 8,5 \text{ км}^3; d_{12} = 35 \text{ см}. \quad (14)$$

Если считать, что афтершоки энергетического класса $K=11$ максимально сильные из землетрясений, возможных на глубине 3 км, то все полученные в (13) величины целесообразно приписать прочностным свойствам пород данного горизонта. Положительное решение этого вопроса имеет непосредственное отношение к определению сейсмической опасности территории.

Интересно заметить, что связь величины подвижек в очагах основного землетрясения и его наиболее сильных афтершоков d_h в интервале глубин 3—6 км с амплитудой поднятия поверхности земли, выявленной повторным нивелированием d_0 , можно описать уравнением (рис. 5)

$$d_h, \text{ см} = d_0, \text{ см} \cdot 10^{0,21 h, \text{ км}}, \quad (15)$$

причем максимальное h соответствует центру очага основного землетрясения ($h=5-6$ км).

Исходя из представления о том, что ε не зависит от величины землетрясения, просуммируем «перепесенные объемы» (11) для всех зарегистрированных в эпицентральной области афтершоков, начиная с $K=6$ и кончая сильнейшим $K=12$,

$$\sum_{K=6}^{12} \Delta V_i = 1,7 \cdot 10^4 \sum_{K=6}^{12} N_i E_i^{0,61} = 1 \cdot 10^{12} \text{ см}^3, \quad (16)$$

где N_i — количество зарегистрированных толчков каждого класса $K_i = \lg E_i$. Для того чтобы учесть также толчки с $K \leq 5$, которые из-за порога чувствительности аппаратуры были пропущены, перейдем к пределу суммы

$$\lim_{K \rightarrow -\infty} \sum_{K=K_{\max}}^{K_{\max}} \Delta V_i = 1,7 \cdot 10^4 \int_{-\infty}^{K_{\max}} N_i E_i^{0,61} dK. \quad (17)$$

Обращаясь к закону повторяемости землетрясений [7, 8], запишем

$$N_i = A \cdot 10^{-\gamma(K_i - K_0)}, \quad (18)$$

где N_i — частота повторения землетрясения с сейсмической энергией

$$E = 10^K. \quad (19)$$

K_0 — класс, по которому рассчитывается сейсмическая активность $A = N|_{K=K_0}$; γ — наклон графика повторяемости в системе координат $K, \lg N$. После подстановки (18) и (19) в (17) и интегрирования получим

$$\lim_{K \rightarrow -\infty} \sum_{K=K_0}^{K_{\max}} \Delta V_i = \frac{1,7 \cdot 10^4 \cdot A \cdot 10^{-\gamma K_0} \cdot 10^{K_{\max}(0,61-\gamma)}}{(0,61-\gamma) \ln 10}. \quad (20)$$

Воспользовавшись теперь конкретными значениями величин, снятыми с графика повторяемости (рис. 6) афтершоков ташкентского землетрясения ($A = 7$, $\gamma = 0,43$), вычислим предел иско- мой суммы

$$\lim_{K \rightarrow -\infty} \sum_{K=K_0}^{K_{\max}} \Delta V_i = 1 \cdot 10^{12} \text{ см}^3. \quad (21)$$

Интегрирование не изменило результа- та (16). Это объясняется тем, что в основ-

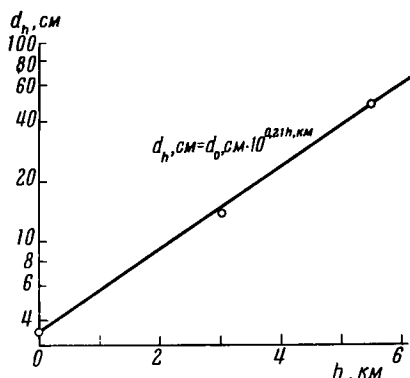


Рис. 5. Распределение по глубине $h = 0-6$ км величин максимальных подвижек d_h в очагах землетрясений

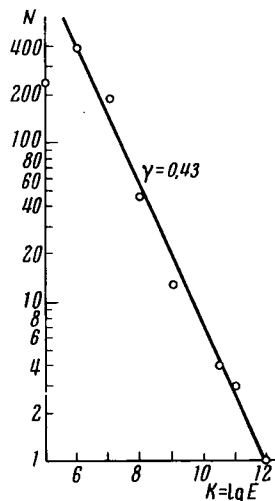


Рис. 6. График повторяемости афтершоков различной величины

ном «перенос объемов» осуществляется наиболее сильными афтершоками, происшедшими у верхнего и нижнего краев основного разрыва.

Следует заметить, что суммарный объем пород, перенесенный всеми афтершоками, совпадает с объемом грунта, выявленным геодезией, и примерно в 3 раза меньше объема, перенесенного основной подвижкой по разлому.

ВЫВОДЫ

1. Оценка размеров очаговой области ташкентского землетрясения, величин деформаций и напряжений не противоречит аналогичным данным, полученным другими исследователями для более сильных землетрясений.

2. На основании сопоставления величин деформаций пород во время главного землетрясения и его афтершоков, а также деформации поверхности земли сделано предположение о том, что подвижки в очагах повторных толчков являются промежуточным звеном между деформацией пород в момент основного землетрясения и вспучиванием земной поверхности.

3. Показано, что в результате разупрочнения пород наибольшее количество слабых афтершоков происходит в центральной части очаговой области землетрясения, а самые сильные повторные толчки возникают у краев

разрыва, которых разупрочнение коснулось в меньшей степени, но где в результате основной подвижки появились дополнительные упругие напряжения.

4. Получены зависимости между протяженностью разрыва пород в очагах землетрясений средней силы и выделившейся сейсмической энергией, а также между величиной максимальных подвижек и глубиной залегания очага.

5. Соответствие избыточных упругих напряжений, приведших к вспарыванию сейсмического шва, величинам прочности пород на отрыв, а не на скалывание, в какой-то мере может служить свидетельством того, что подвижка пород в очаге ташкентского землетрясения произошла по старому, уже существовавшему до землетрясения разлому.

Автор приносит глубокую благодарность Ю. В. Ризниченко за просмотр рукописи и ряд ценных замечаний.

Академия наук УзССР
Институт сейсмологии

Поступила
15.I.1969

Литература

1. Reid H. F. The elastic rebound theory of earthquakes. Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol., 6, 1911.
2. Уломов В. И. На пути к прогнозу землетрясений, Земля и Вселенная, № 3, 1968.
3. Уломов В. И., Мавашев Б. З. О предвестнике сильного тектонического землетрясения. Докл. АН СССР, 176, № 2, 1967.
4. Housner G. W. Properties of strong ground motion earthquakes. Bull. Seism. Soc. Amer., 44, 1954.
5. Okano K., Nakamura M. The Small earthquakes accompanied by aftershocks. Zisin, 20, No. 2, 1967.
6. Саварепский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Гостехиздат, 1955.
7. Ризниченко Ю. В. (отв. ред.). Методы детального изучения сейсмичности, Изд-во АН СССР, 1960.
8. Ризниченко Ю. В. О сейсмическом течении горных масс. Сб. «Динамика земной коры». Изд-во АН СССР, 1965.
9. Будлен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию. «Мир», М., 1966.
10. Kporoff J. Energy release in earthquake. Доклад на XI ассамблее Межд. Геофизич. Союза, Торонто, 1957.
11. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.
12. Гамбурцев Г. А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. Бюлл. Совета по сейсмологии, АН СССР, № 1, 1955.
13. Гамбурцев Г. А. Краткое содержание доклада «О прогнозе землетрясений». Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 3, 1955.