

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛИТОНА ПРИ ПОДВИЖКЕ В РАЗЛОМЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.Г.Быков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

На основе представленной модели межзернового скольжения исследована возможность формирования солитона разрушения при подвижке в земной коре. Модель дает две волны, обладающие солитонными свойствами: поперечную, распространяющуюся в направлении перпендикулярном разлому, и волну разрушения, движущуюся вдоль разлома. Показано, что при определенных условиях в зернистых геоматериалах возникает уединенная волна, описываемая уравнением \sin - Гордона. Получены выражения для смещения и скорости частиц грунта вблизи подвижки, скоростей поперечной волны и волны разрушения. Результаты расчетов согласуются с реальными параметрами волн от землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

Существование в природе сейсмических волн, обладающих свойствами солитонов, обнаружено и подтверждено многими исследователями [2, 9-10,18]. Авторы [9-10] при анализе сейсмограмм выявили и обосновали наличие сеймосолитонных характеристик землетрясений Гиндукуша (1972, 1974 гг.) и Импириал Вэлли (Калифорния, 1979 г.) в направлении, перпендикулярном разлому. Проявление солитонных свойств сейсмических волн зафиксировано и при сильнейшем землетрясении в Чили (1960 г.) [18]. Обнаружены также солитоны в телесеизмических Р-волнах [2]. В теории солитоноподобные решения возникают из уравнения \sin -Гордона при математическом моделировании нелинейных эффектов в деформационных процессах [11].

Уравнение \sin -Гордона в физике впервые было выведено Я.И.Френкелем и Т.А.Конторовой [4-5] при описании движения дислокаций в кристаллах, а затем получено другими исследователями в теориях ферромагнетизма и сверхпроводимости, квантовой оптике, физике элементарных частиц.

В настоящей работе модифицированная модель Френкеля-Конторовой применена для решения одной из задач сейсмологии - описания волновых процессов при подвижке в разломе земной коры.

Обычно для описания волн, формирующихся при механическом сдвиге, используется динамический источник в виде простого диполя с моментом или пары взаимноортогональных диполей. Поле смещений ищется в рамках линейной теории упругости и представляет собой решение волнового уравнения при определенных динамических условиях на поверхности разрыва [1]. Часто при описании излучения волн, включающем в себя параметры

очага, задают зависимость изменения смещения или напряжения на поверхности разлома от времени в виде ступенчатой (модель Л.Кнопва и Ф.Джилберта), треугольной (модель Н.Хаскелла), экспоненциальной (модель Дж.Бруна) функций (рис.1,а-в) [3], что физически не всегда оправдано, т.к. резкий скачок приводит к появлению особых точек у параметров источника.

Иной подход к проблеме возникновения поперечных волн и волн разрушения, основанный на представленной здесь математической модели межзернового скольжения предложен в данной работе. Одной из решаемых задач является установление физической картины формирования солитона при подвижке в разломе земной коры.

МЕЖЗЕРНОВОЕ СКОЛЬЖЕНИЕ В РАЗЛОМАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современные представления о процессе образования и развития разломов (разрывов) в земной коре основаны на теории упругой отдачи Г.Рейда (1910 г.), согласно которой разрушение горных пород, вызывающее тектоническое землетрясение, обусловлено относительным смещением прилегающих друг к другу бортов разлома [3]. Смещение бортов разлома происходит либо непрерывно (стационарный режим скольжения), либо скачкообразно (прерывисто). Прерывистое скольжение нередко сопровождается землетрясением, т.е. вспарыванием разлома. Из теории следует, что скорость распространения разрыва (смещения по разлому), называемая скоростью разрушения V , не превосходит по величине скорость волны Релея [6,12]. Однако на практике часто V сравнивается с близкой по величине к скорости волн Релея скоростью поперечных волн v_s [3,8,17]. Поперечные сейсмические волны

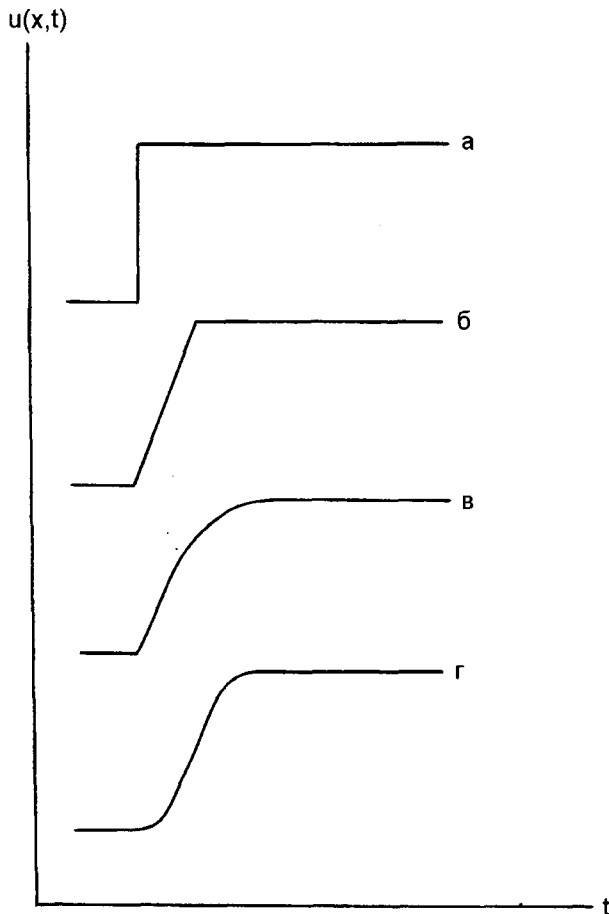


Рис. 1 Временные функции смещения:

а - модель Л.Кнопва и Ф.Джилберта; б - модель Н.Хаскелла;
в - модель Дж.Бруна; г - решение уравнения \sin -Гордона.

возбуждаются в прилегающих к разлому массивах горных пород при его вспарывании и вызывают колебания грунта, которые и являются основной причиной разрушений при землетрясениях [16].

Поверхности скольжения в разломе шероховатые и зернистые, а между ними находится гранулированный геоматериал. Согласно схеме развития разломов в земной коре [13], на глубине 10-17 км происходит постепенный переход от разрушений типа хрупкого скола к псевдопластическому, а затем и пластическому разрушению, при котором массив геоматериала представляет собой зернистую среду со скольжением. На меньших глубинах в образующихся вдоль разломов зонах милонитизации дробление пород сопровождается межзерновым скольжением, т.е. перемещением отдельных зерен породы друг относительно друга [15]. Причем, физическое моделирование показало, что при величине угла сдвига больше предельного значения образуются поверхности скольжения, вдоль которых отдельные слои зерен смещаются как целое [14]. Из микроструктурных наблюдений следует, что хрупкое

дробление или раздавливание зерен песчаников с высоким содержанием кварца начинается при критическом давлении, величина которого в зависимости от типа исследуемого песчаника составляет 0,75-3,8 кбар [22]. Прерывистое скольжение для гранитов и габбро возможно при термодинамических условиях $P = 2$ кбар, $T = 200$ °C или $P = 5$ кбар, $T = 400$ °C, которые также реализуются в земной коре [13]. Межзерновые деформации, при которых зерна перемещаются друг относительно друга, вращаются, но при этом не деформируются, хорошо развиты в разломах земной коры.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Математически эффект межзернового скольжения при подвижке в разломе можно описать следующим образом. Представим прилегающие друг к другу слои зерен в виде кубической упаковки (рис.2, а), а сдвиг в плоскости скольжения - в виде некоторой схемы (рис.2, б-в). Уравнение движения отдельного зерна с учетом взаимодействия с ближайшими соседними зернами $i-1$ и $i+1$ (по аналогии с теорией дислокаций в кристаллах [4-5]) запишем как

$$m_i \ddot{u}_i = -2\pi \frac{A}{a} \sin 2\pi \frac{u_i}{a} + D_{ii} (u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1}), \quad (1)$$

где u_i - смещение зерна из положения равновесия; m_i - масса зерна; a - расстояние между центрами одинаковых периодически расположенных зерен; D_{ii} - тангенциальная контактная жесткость зерен. В модели Френкеля - Конторовой постоянная A , входящая в выражение для периодического

потенциала $U(u_i) = A(1 - \cos 2\pi \frac{u_i}{a})$, характеризует взаимодействие атомов верхней цепочки с атомами соседних с ней цепочек. Физическая природа периодического поля не конкретизируется. В нашем случае будем полагать, что $A = m_i g h$ - максимальное значение потенциальной механической энергии отдельного зерна, центр которого находится на расстоянии h от линии соединяющей центры зерен из прилегающего неподвижного нижнего слоя 2. При скольжении верхнего слоя 1 величина h изменяется, т.е. изменяется положение центра зерна относительно зафиксированного при $u_i = 0$ уровня. Потенциальная механическая энергия уменьшается при спуске и увеличивается при подъеме зерна в процессе скольжения по поверхности зерен соседнего слоя, принимая максимальное значение при $u_i = na$ и минимальное - при $u_i = a/2 + na$ ($n = 0, 1, \dots$). Второе слагаемое в правой части (1) описывает изменение потенциальной упругой энергии (деформацию сдвига) вдоль плоскости скольжения в направлении

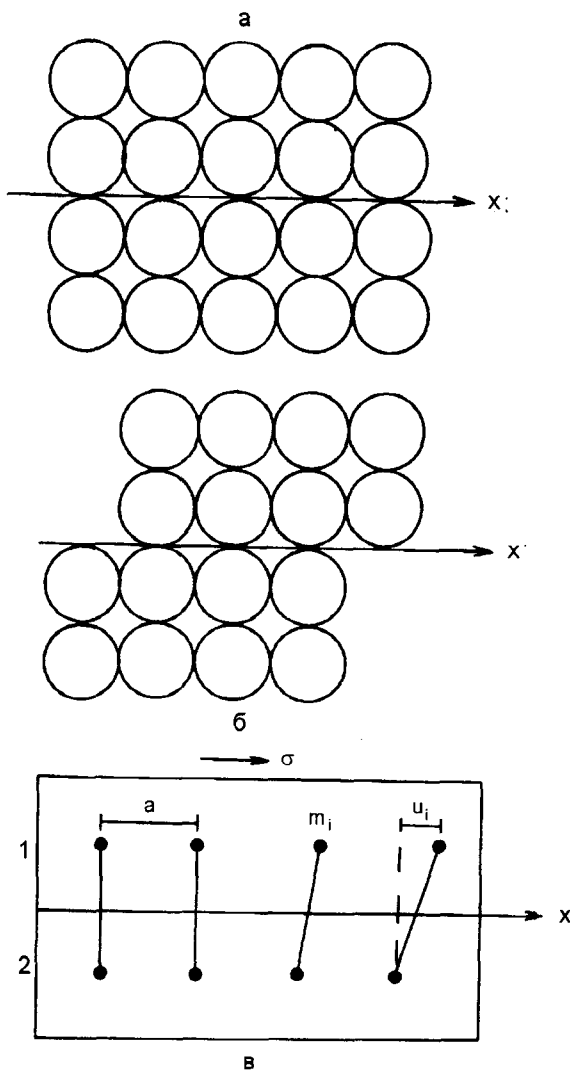


Рис.2. Сдвиг зерен в плоскости скольжения: а - равновесное состояние кубической упаковки; б - межзерновое скольжение; в - схема межзернового скольжения при сдвиговом напряжении σ .

х. При медленном изменении величины смещения u_i от одного зерна к другому можно дискретное значение u_i заменить на непрерывное. В результате

$$u_{i+1}(x) - u_i(x) = u_i'(x)\Delta x + \frac{1}{2!}u_i''(x)(\Delta x)^2. \quad (2)$$

Учитывая это обстоятельство и вводя

обозначение $\Phi = 2\pi \frac{u_i}{a}$ из (1) получим (индекс "i" в дальнейшем опускаем)

$$a^2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} - \frac{m}{D_t} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = \left(\frac{2\pi}{a}\right)^2 \frac{A}{D_t} \sin \Phi. \quad (3)$$

Необходимо сразу заметить, что отношение нелинейного члена к упругому по порядку величины равно $\Gamma \approx 2\pi^2 r p g \sin(2\pi u_0 / a) x^2 / 3 D_t \mu_0$. Эта оценка

показывает, что нелинейные эффекты должны проявляться при $\Gamma \geq 1$. При характерных параметрах горных пород (указаны ниже) это происходит когда $x \geq x_0 = 0.1-1$ м (в зависимости от величины смещения). Нелинейные эффекты при $x \approx x_0$ накапливаются, а упругое и нелинейное слагаемые становятся величинами одного порядка.

При переходе к независимым переменным $\xi = \frac{\pi}{ap} x$,

$$\eta = \frac{\pi}{p} \sqrt{\frac{D_t}{m}} t, \quad p = \frac{a}{2} \sqrt{\frac{D_t}{A}},$$

из (3) следует стандартный вид уравнения \sin -Гордона

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \eta^2} = \sin \Phi, \quad (4)$$

решением которого является функция [7]

$$\Phi = 4 \operatorname{arctg} \left[\exp \left\{ \frac{\xi - \beta \eta}{\sqrt{1 - \beta^2}} \right\} \right], \quad (5)$$

$$\beta = \frac{\sqrt{n^2 - 1}}{n},$$

где n - некоторая постоянная разделения, превышающая единицу. Используя физические параметры, входящие в исходное уравнение (1), для смещения запишем

$$u(x, t) = \frac{2a}{\pi} \operatorname{arctg} \left[\exp \left\{ \frac{2\pi n}{a^2 \omega_0} \sqrt{gh} (x - Vt) \right\} \right], \quad (6)$$

$$V = a \omega_0 \frac{\sqrt{n^2 - 1}}{n} = v_s \frac{\sqrt{n^2 - 1}}{n}, \quad \omega_0 = \sqrt{\frac{D_t}{m}}, \quad (7)$$

Скорость смещения $v = \frac{\partial u}{\partial t}$ в точке x равна

$$v(x, t) = v_{\max} \operatorname{sech} \left(\frac{x - Vt}{\Delta} \right), \quad (8)$$

$$v_{\max} = -\frac{2n\sqrt{gh}V}{a\omega_0}, \quad \Delta = \frac{a^2 \omega_0}{2\pi n \sqrt{gh}}. \quad (9)$$

Здесь v_{\max} , Δ , V - амплитуда, полуширина и скорость солитона.

ЗАВИСИМОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК СОЛИТОНА ОТ ТАНГЕНЦИАЛЬНОЙ КОНТАКТНОЙ ЖЕСТКОСТИ ЗЕРЕН И ПАРАМЕТРА n

Особую важность при определении V , v_s , v имеет выбор значений контактной жесткости D_t и параметра n . Контакты зерен и их шероховатость контролируют динамические характеристики

горных пород [20]. Наличие цемента и действие эффективного давления увеличивают прочность контактов зерен, а адсорбция флюида на поверхности зерен, наоборот, приводит к ослаблению жесткости контактов [19] и облегчает скольжение зерен.

Согласно [21] тангенциальная контактная жесткость определяется как

$$D_t = \frac{8Gb}{2-\nu}, \quad b = \left[\frac{3(1-\nu^2)rG}{4E} \right]^{1/3}, \quad (10)$$

где G , ν , E - модуль сдвига, коэффициент Пуассона и модуль Юнга материала зерен, соответственно; r - радиус зерен; b - радиус кругового контакта зерен. Величина D_t сильно зависит от параметра b , который невозможно определить непосредственно в натуральных условиях, поэтому для оценки D_t можно ограничиться формулой [21]

$$D_t = \frac{24\pi\rho}{C} \left(V_s^2 - \frac{1}{3}V_p^2 \right), \quad (11)$$

где $C = 9$ - координационное число (число контактов зерна с ближайшими зернами). Все входящие в (11) величины могут быть независимо измерены макроскопическими методами. Из лабораторных экспериментов известно [21], что с увеличением давления растет значение D_t и v_s . При $P = 0,73$ кбар (что приблизительно соответствует глубине 2,5-3 км) величина D_t для песчаника Береа, определенная по значениям скоростей $V_p = 4,272$ км/с и $V_s = 2,745$ км/с с применением (11), составила $2,9 \cdot 10^6$ Н/м. Экстраполяция дает для $P \geq 1$ кбар контактную жесткость $D_t = 4 \cdot 10^6$ Н/м и более. Величина такого порядка (если это специально не оговорено) и была использована при вычислениях. На рис.3 представлена зависимость

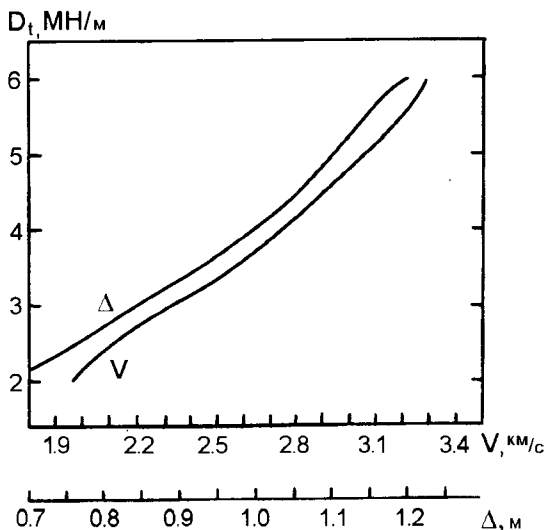


Рис. 3. Зависимость скорости V и полуширины Δ солитона от тангенциальной жесткости контактов зерен горной породы.

скорости и полуширины солитона от значений контактной жесткости. Расчеты проводились при $\rho = 2,65 \cdot 10^3$ кг/м³, $g = 10$ м/с², $n = 2$, $2r = a = 0,3 \cdot 10^{-3}$ м, $h = 0,6 \cdot 10^{-3}$ м. Из рис.3 следует, что при возрастании жесткости контактов увеличиваются значения V и Δ , поведение которых при этом носит одинаковый характер.

Величина параметра n оказывает существенное влияние на изменение отношения скорости разрушения к скорости поперечных сейсмических волн V/v_s , профиля колебательной скорости частиц в разломе v и полуширины возникающего солитона (рис.4-5). Из рисунков видно, что при увеличении n амплитуда v_{\max} солитона и его скорость V возрастают, а ширина солитона при этом уменьшается. Кроме того, из (7) и

(9) можно получить соотношение $v_{\max} = \frac{aV}{\pi\Delta}$, из

которого следует: чем выше солитон, тем он уже, а чем шире солитон, тем меньше его амплитуда и скорость. Именно по этому признаку и выявляются солитоны на сейсмограммах.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Полученные выражения для u , v , V , v_s , по-видимому, можно интерпретировать следующим образом. Отдельный разрыв приводит к деформации - поперечному смещению $u(x,t)$ в виде кинка (6) (рис.1, г). Причем функция $u(t)$, являющаяся решением уравнения (1), не имеет резких скачков и в отличие от перечисленных моделей (рис.1, а-в) заранее не задается. Профиль колебательной

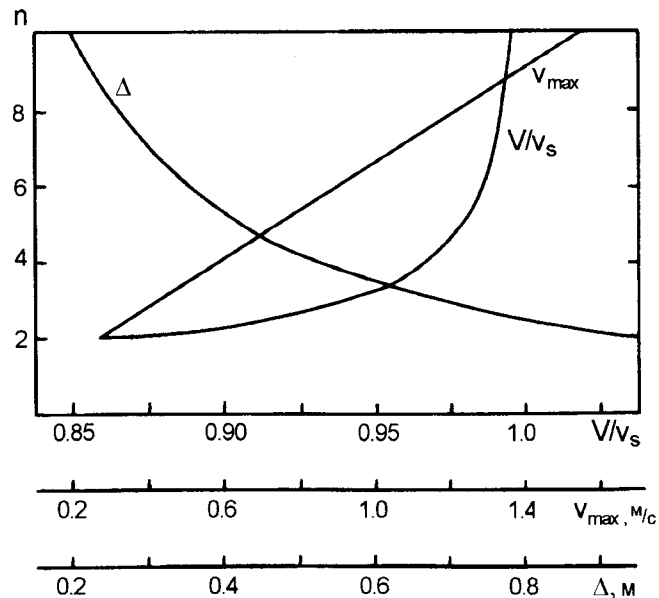


Рис. 4. Зависимость отношения скоростей V/v_s , амплитуды v_{\max} и полуширины Δ солитона $v(x,t)$ от величины параметра n .

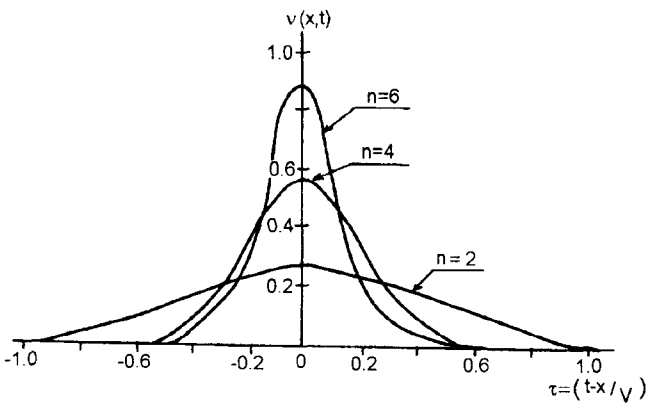


Рис. 5. Профиль колебательной скорости частиц грунта при различном значении параметра n.

скорости v “массовой” частицы имеет форму солитона (8) (рис.5), движущегося по длине разлома со скоростью разрушения V . В момент подвижки возникает сейсмическая поперечная волна со

скоростью $v_s = a\sqrt{\frac{D_t}{m}}$, которая распространяется

перпендикулярно смещению [3,6]. Причем поперечная волна в зависимости от поляризации (SH или SV) может распространяться либо вдоль, либо перпендикулярно разлому. Скорости поперечной волны и волны разрушения связаны соотношением (7). Поперечная волна также как и волна разрушения может иметь форму солитона (это следует

из замены V на $v_s \frac{\sqrt{n^2 - 1}}{n}$ в (8)), что и было уже зафиксировано в результате подвижки при землетрясении Импириал Вэлли (1979 г.) [9]. В пользу такой интерпретации свидетельствуют и полученные при указанных выше значениях ρ , D_t , n , g , r , a , h величины скоростей и их отношений: $v_s = 3,2$ км/с, $V = 2,7$ км/с, $v_{max} = 0,26$ м/с, $V/v_s = 0,86$. Полуширина

Таблица. Скорости разрушения и подвижки при землетрясениях в различных регионах Земли

Событие	Дата	Скорость разрушения, км/с	Средняя подвижка, м
Импириал Вэлли	1940	3,2	2,0
Фукуи	1948	2,3	2,0
Чили	1960	3,5	21,0
Испания	1964	1,4	0,42
Аляска	1964	3,5	7,0
Паркфилд	1964	2,7	0,6
Курилы	1966	3,5	2,9
Перу	1970	2,5	1,6
Сан-Фернандо	1971	2,4	1,4

солитона Δ , соответствующая, вероятно, в данном случае средней подвижке (разрыву смещения), приблизительно равна 1 м. Отметим, что v_{max} при изменении n от 2 до 6 увеличивается от 0,26 до 0,91 м/с (рис.4).

Приведенные значения имеют порядок сравнимый с реальными величинами при землетрясениях. Так, Х.Канамори при синтезировании сейсмограмм для землетрясения Тоттори (1943 г.) получил $V = 2,3$ км/с и амплитуду скорости “массовой” частицы $v_{max} = 0,42$ м/с. При землетрясении Паркфилд (1966 г.) зафиксированы значения $V = 2,7$ км/с и $v_{max} = 0,76$ м/с [3]. Скорости разрушения и средние подвижки при землетрясениях в различных регионах земного шара по данным [3] представлены в таблице. Анализ последствий главного толчка землетрясения Импириал Вэлли (1979г.) позволил установить среднюю скорость фронта разрушения $V=3,1$ км/с, что составило 90 % от скорости поперечных волн [17]. При землетрясении в Чили (1960 г.) также $V/v_s = 0,9$. В большинстве случаев отношение V/v_s действительно оказывается равным 0,9, что и используется при модельных расчетах [3]. Наши вычисления при $n = 2$ дают $V/v_s = 0,86$, а при $n = 3$ $V/v_s = 0,94$ (рис.4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлена математическая модель межзернового скольжения в геоматериалах. Реализация модели дает две волны, имеющие солитоноподобное поведение: поперечную волну со скоростью v_s , распространяющуюся либо вдоль разлома, либо в направлении перпендикулярном разлому, и волну разрушения, движущуюся со скоростью V вдоль разлома. Причем, поперечная волна всегда быстрее волны разрушения и $V/v_s = 0,9$. Показано, что в определенных условиях при подвижке в разломе земной коры может сформироваться солитон, описываемый уравнением $\sin -$ Гордона. Физически возникновение солитона обусловлено межзерновым скольжением. Приведены зависимости характеристик солитона разрушения от величины параметров, входящих в модель межзернового скольжения. Полученные значения колебательной скорости частиц в разломе, скоростей поперечных волн и волн разрушений, их отношения и полуширины солитона удовлетворительно согласуются с реальными величинами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций М.: Наука, 1969. 136 с.
2. Гамбурцева Н.Г., Николаев А.В., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Солитонные свойства телесеизмических волн // Докл. АН СССР. 1986. Т.291. № 4. С.814-816.
3. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир.1985.

- 264 с.
4. Конторова Т.А., Френкель Я.И. К теории пластической деформации и двойникования. I // ЖЭТФ. 1938. Т.8, Вып.1. С.89-95.
 5. Конторова Т.А., Френкель Я.И. К теории пластической деформации и двойникования. II // ЖЭТФ. 1938. Т.8, Вып.12. С.1340-1358.
 6. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
 7. Лэм Дж. Л. Введение в теорию солитонов. М.: Мир, 1983. 294 с.
 8. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
 9. Негматуллаев С.Х., Михайлов С.Л., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Взаимосвязь сейсмокаустик и сейсмических солитонов // Докл. АН Тадж. ССР. 1987. Т.30, № 4. С.235-237.
 10. Негматуллаев С.Х., Михайлов С.Л., Хаврошкин О.Б. NORSAR: поиск каустик и солитонов сейсмического волнового поля // Докл. АН. Тадж. ССР. 1987. Т.30, № 11. С.717-721.
 11. Николаевский В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Докл. АН. 1995. Т.341, № 3. С.403-405.
 12. Николаевский В.Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения // Дж. Райс. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. С.133-215.
 13. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологи-ческая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. № 1. С.16-28.
 14. Садовский М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С.5-14.
 15. Структурная геология и тектоника плит. Пер. с англ. / Под ред. К. Сейферга. Т.2. М.: Мир, 1991. С.179.
 16. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Ч.2. М.: Мир, 1985. 360 с.
 17. Bouin M.-P., Bernard P. Analysis of strong -motion S-wave polarization of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. V.84, N 6. P.1770-1785.
 18. Lund P. Interpretation of the precursor to 1960 Great Chilean earthquake as a seismic solitary wave // Pure and Appl. Geophysics. 1983. V.121, N 1. P.17-26.
 19. Murphy W.F., Winkler K.W., Kleinberg R.L. Frame modulus reduction in sedimentary rocks: the effect of adsorption on grain contacts // Geophys. Res. Lett. 1984. V.1. N 9. P.805-808
 20. Palgiauskas V.V. Compressional to shear wave velocity ratio of granular rocks: role of rough contacts // Geophys. Res. Lett. 1992. V.19, N 16. P.1683-1686.
 21. Winkler K.W. Contact stiffness in granular porous materials: comparison between theory and experiment // Geophys. Res. Lett. 1983. V.10, N. 11. P.1073-1076.
 22. Zang J., Wong T.-F., Davis D.M. Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks // J. Geophys. Res. 1990. V.95, N B1. P.341-352.

Поступила в редакцию 30 июля 1997г.

V.G. Bykov

Mechanism of soliton formation due to stick-slip in the crustal fault

The possibility of formation of the rupture soliton due to stick-slip in the crust is studied on the basis of the model of intergranular sliding which is analogous to the model by Frenkel-Kontorova elaborated for movement of dislocations in the crystals. As a result of mathematical modeling two waves appear which are characterized by the soliton properties: the shear wave propagated in the direction normal to fault and the rupture wave moving along the fault. It is shown that under certain conditions the solitary wave appears in the granular geomaterials which is described by the sin-Gordon equation. The expressions are obtained for the transverse displacement and particle velocity of the ground near the stick-slip area and also for the shear and rupture wave velocities. The results of the calculations made are consistent with the real parameters of waves from the earthquakes.