

Об удельной упругой энергоемкости пород земной коры Украины

© В. В. Гордиенко, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 24 января 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. П. Коболевым

Розглянуто величини питомої пружної енергоємності порід земної кори України на глибині 10 км. Приблизно на цій глибині розміщуються більшість джерел землетрусів. Параметр змінюється у межах $(1,3—1,8) \cdot 10^6$ Дж/м³. Варіації пов'язані переважно з температурою порід. Визначено, що питома пружна енергоємність добре узгоджується із сейсмічним моментом та об'ємом джерела.

The values of specific elastic energy-capacity of the earths crust rocks of Ukraine are examined at the depth of 10 km. Most earthquake foci are approximately at this depth. The parameter varies between $(1,3—1,8) \cdot 10^6$ J/m³. The variations are mainly related to the temperature of rocks. It is shown that specific elastic energy capacity is in good agreement with the seismic moment and volume of the seismic focus.

Введение. Изучение условий накопления энергии, проявляющейся в землетрясениях, — важная составная часть построения общей картины сейсмичности. Один из подходов к такой работе предложен в работе [Крылов, Дучков, 1996] в виде расчета удельной упругой энергоемкости коровых блоков, определяемой как $w = \tau^2 / 2G = \tau^2 / 2\sigma V_S^2$, где τ — прочность на сдвиг (разрушающее касательное напряжение), сама по себе представляющая интерес в качестве характеристики сейсмогенерирующей среды, G — модуль сдвига, σ — плотность, V_S — скорость распространения поперечных сейсмических волн. Параметр w ("... потенциальная упругая энергия, которая накапливается в единичном объеме среды в результате ее сдвигового деформирования вплоть до момента разрушения" [Крылов, Дучков, 1996, с. 57]) явно не отражает всей сложности процесса наращивания сейсмогенных напряжений. И все же оценки удельной упругой энергоемкости представляют интерес в качестве предельного значения реального энергосодержания, возможного при данном давлении и температуре в коре.

Поскольку плотность пород коры часто устанавливается по сведениям о скорости распро-

странения сейсмических волн, можно, в принципе, заменить ее в формуле расчета w соответствующим выражением, сведя всю исходную информацию к τ и V . Однако пересчет скорости в плотность включает некоторые поправки (учитывающие влияние температуры, содержание рудных, определяемое по намагниченности и др.) [Гордиенко и др., 2005 и др.]. Кроме того, распределение плотности дополнительно контролируется сопоставлением гравитационного эффекта плотностной модели коры с наблюдаемым полем. Поэтому целесообразно сохранить специально определяемую плотность в расчетном выражении для w .

Расчет w для глубины 10 км. Прежде всего имеет смысл установить районы и характерные глубины, для которых необходимо построения. Очевидно, это должны быть зоны современной активизации, к которым приурочена вся известная в Украине сейсмичность. Впрочем, в ряде таких зон, выявленных по комплексу геолого-геофизических данных, землетрясения происходят редко или неизвестны вовсе. Не исключено, что это связано с непригодностью имеющейся сети сейсмостанций для фиксации слабых событий на значительной части территории Украины и соседних стран. На-

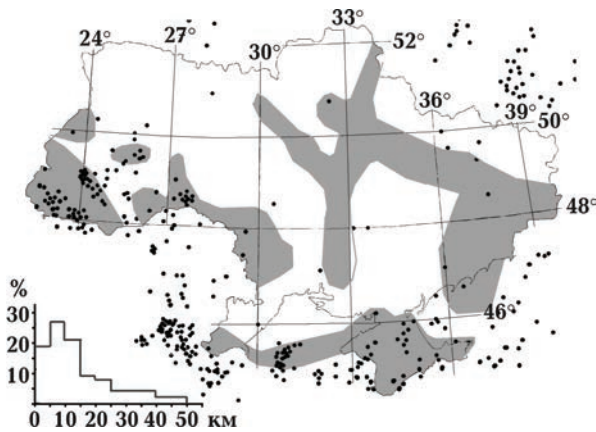


Рис. 1. Расположение зон современной активизации платформы и разновозрастных геосинклиналей (серые контуры) [Гордиенко и др., 2005; 2006 и др.] и эпицентров землетрясений [Андрущенко, Гордиенко, 2009; Атлас ..., 2002; Назаревич, 2005; Савко и др., 2008; Сафронов, 2005] на территории Украины. На вставке гистограмма распределения глубин гипоцентров землетрясений Украины [Назаревич, 2005; Сафронов, 2005].

пример, на Воронежском кристаллическом массиве и его склонах по результатам работы стационарных сейсмостанций России не был известен район слабой сейсмичности, обнаруженный только после специальных исследований [Савко и др., 2008].

Южнее показанных на рис. 1 зон современной активизации расположена также активная в настоящее время Черноморская впадина. Типичная глубина очага составляет 10 км. Изменчивость глубин основной части очагов землетрясений (около 5 км) скорее всего заметно не отличается от точности определения этого параметра [Сейсмичность ..., 1969 и др.]. На гистограмме глубин гипоцентров землетрясений не приведены данные о событиях, глубина которых по каталогу [Сафронов, 2005] от 0 до 33 км, считалось, что это просто указание на связь землетрясения с корой. На территориях стран, граничащих с Украиной с запада, резко преобладают значения глубин гипоцентров около 10 км [U. S. Geological, 2010]. Различия типичных глубин гипоцентров между регионами невелики, поэтому для расчета удельной упругой энергоемкости была принята глубина 10 км. Исключение составляют землетрясения Южного Крыма и прилегающего моря, где гипоцентры распространены и глубже, в том числе у границы М. Для этого района, кроме величины w для 10 км, необходимо

провести расчет и до 40—50 км, причем не обязательно, что все расположенные здесь очаги окажутся в условиях, типичных для активизации (прогрева коры и верхних горизонтов мантии). Эти расчеты рассмотрены ниже отдельно.

Для определения w прежде всего необходимо знать величину τ , которая установлена экспериментально для сравнительно небольшой коллекции преимущественно кислых и средних пород [Крылов, Дучков, 1996; Справочник ..., 1969; Петрофизика, 1992; Физические ..., 1988], относящихся к верхней части коры. В нашем случае (в Днепровско-Донецкой впадине, Карпатах, части Крыма и др.) на глубине 10 км попадают и первично-осадочные образования, но они уже прошли изменения, связанные с погружением на эту глубину и интенсивным прогревом, поэтому по свойствам едва ли заметно отличаются от пород верхней части консолидированной коры [Гордиенко, 1999 и др.]. Это подтверждается результатами измерений прочности известняков, песчаников, глинистых сланцев и др.

На рис. 2. показаны примерные распределения температуры в зонах современной активизации и за их пределами на платформе. Очевидны довольно существенные различия на глубине 10 км (конечно, они варьируют от

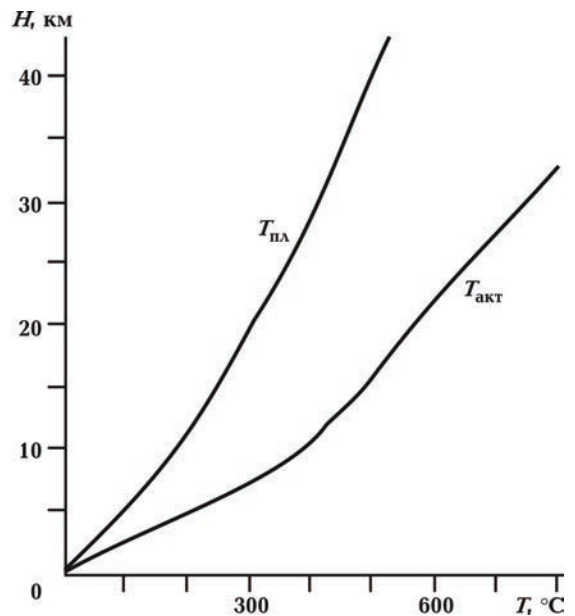


Рис. 2. Распределение температур в коре платформенных и активизированных регионов Украины [Гордиенко и др., 2005; 2006 и др.].

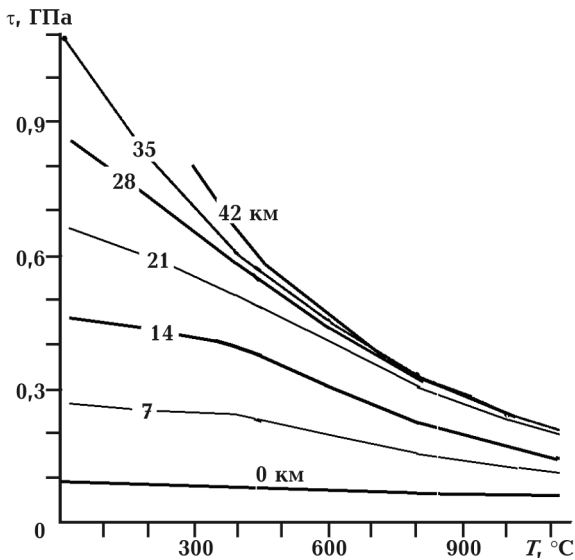


Рис. 3. Зависимость мгновенной прочности на сдвиг от температуры и давления (глубины) [Крылов, Дучков, 1996; Справочник ..., 1969, Петрофизика, 1992; Физические ..., 1988].

района к району, но для решения поставленной задачи это несущественно.

На рис. 3 приведены зависимости τ от температуры и глубины. Оказывается, что разница между прогревом недр платформы и зоны активизации для рассматриваемой глубины не ведет к заметному изменению мгновенной прочности на сдвиг. В активизированных регионах она составляет около 0,32 ГПа, в пассивных — до 0,34 ГПа.

Плотность пород земной коры Украины на глубине 10 км (рис. 4) варьирует в заметном интервале значений, фиксируя различия в ос-

новности и степени метаморфизма типичных кристаллических образований, а также наличие на этой глубине менее измененных первично-осадочных пород глубоких прогибов. Диапазон σ составляет 2,60—2,90 г/см³. Это весьма существенно для влияния на гравитационное поле, но в величине удельной упругой энергоёмкости создает только вариации $\pm 5\%$, что явно не превосходит погрешности расчета w .

Тем не менее используем эту информацию для определения изменчивости на территории Украины вспомогательного (промежуточного) параметра $\tau^2/2\sigma$, распределение которого приведено на рис. 5. Эти данные могут найти применение в будущем для детализации схемы распределения w при появлении дополнительной (или просто пропущенной в данной работе в связи с ее региональным характером) информации о локальных аномалиях величин, включаемых в расчет значений скорости распространения сейсмических волн или плотности.

Вариации расчетного вспомогательного параметра $\tau^2/2\sigma$ достигают примерно 9%, по данным рис. 5 очевидно, что основную роль в изменении его величины играет τ^2 , т. е. различия температур в платформенных и активных регионах. Это заставляет обратить внимание на необходимость использования локальных тепловых моделей для Карпат и Скифской плиты при детализации. Впрочем, для большей части Складчатых Карпат это в настоящее время недостижимо из-за слабой изученности теплового потока в регионе.

Распространение поперечных сейсмических волн в земной коре Украины изучено не-

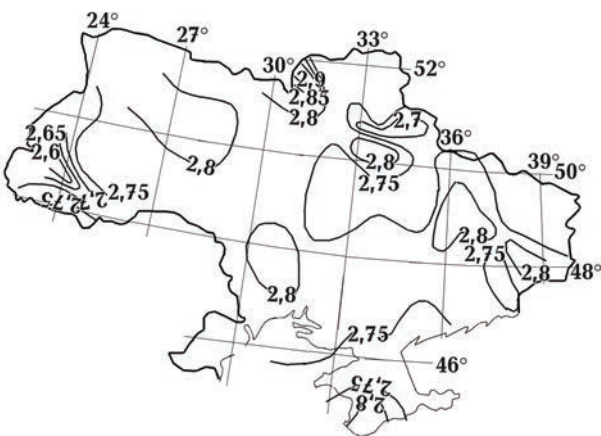


Рис. 4. Распределение плотности пород на глубине 10 км для территории Украины [Гордиенко, 1999].

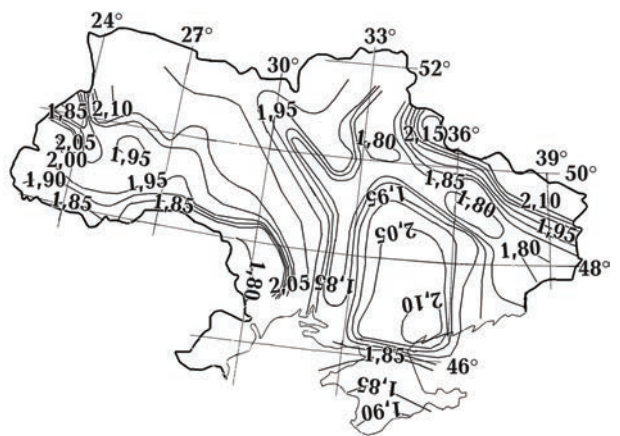


Рис. 5. Распределение параметра $\tau^2/2\sigma$ (в $10^6 \text{ г} \cdot \text{м}^3/\text{с}^4$) на глубине 10 км для территории Украины.

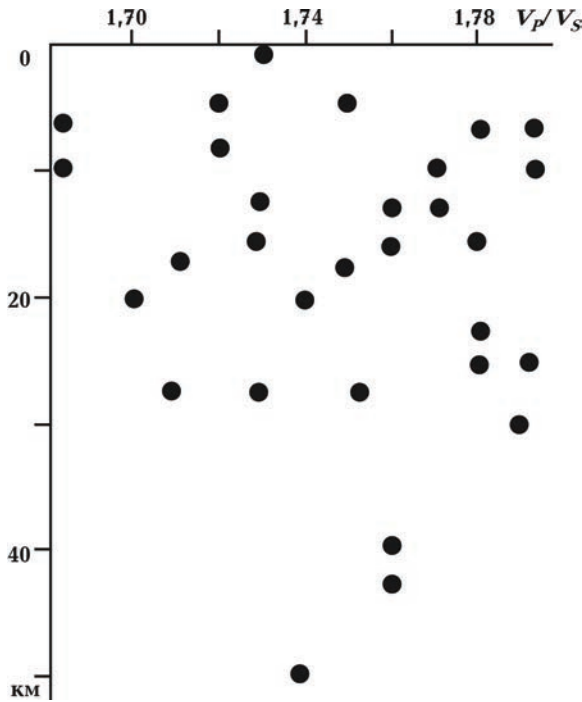


Рис. 6. Распределение соотношения V_p / V_s в земной коре Украины и прилегающих с запада территорий.

достаточно детально для характеристики хотя бы основных регионов. Поэтому их значения необходимо вычислить по значениям скорости продольных волн, которые известны гораздо лучше. Воспользуемся для этого соотношением скоростей, используя местный материал для Карпатского региона (в значительной мере — за пределами территории Украины) и платформенной части [Сейсмичность ..., 1969; Koulakov et al., 2009 и др.] (рис. 6).

В распределении параметра не обнаруживается какой-либо закономерности (для массивов данных в локальных районах наблюдается такая же пестрая картина), поэтому имеет смысл использовать одно среднее значение — 1,75. С его применением определены значения V_s^2 вдоль профилей ГСЗ (рис. 7), скоростные разрезы которых обобщены в работах [Гордиенко, 1999; Гордиенко и др., 2005; 2006 и др.].

Собранные данные позволяют перейти непосредственно к расчету значений удельной упругой энергоёмкости на глубине 10 км для территории Украины (рис. 8).

Отклонения от средней величины параметра составляет около 12 %, что едва ли можно признать значительной вариацией по сравнению с вероятными погрешностями расчета. Таким образом, на типичной глубине землетрясений Украины условия накопления упругой энергии (с учетом сделанных выше оговорок) оказываются довольно выдержанными.

Расчет w для глубины 40—50 км. Гистограмма распределения глубин гипоцентров землетрясений Украины (см. рис. 1) показывает, что около 30 % очагов располагаются глубже верхнего этажа (10 ± 5 км). Максимальные глубины относятся к источникам колебаний по обе стороны раздела Мохо в основном в южной части Крыма и прилегающей акватории Черного моря. Вероятно, именно для этих очагов значения w будут максимально отличаться от рассмотренных выше.

Оценка затруднена скудностью экспериментальных данных для τ пород нижней коры и верхней мантии. В работе [Крылов, Дучков 1996] считалось, что прочность и энергоём-

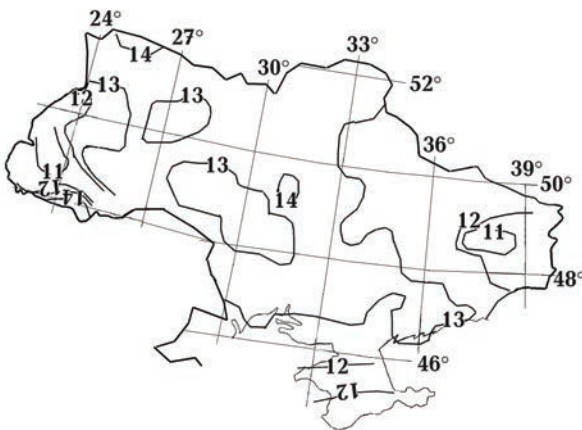


Рис. 7. Распределение V_s^2 (в $\text{км}^2/\text{с}^2$) на глубине 10 км на территории Украины.

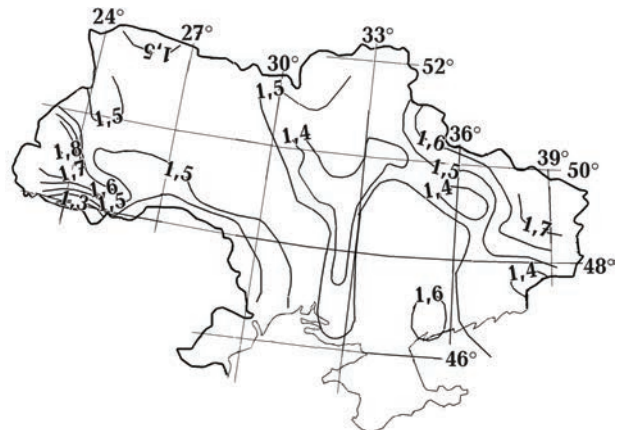


Рис. 8. Распределение удельной упругой энергоёмкости (в $10^6 \text{ Дж}/\text{м}^3$) пород на глубине 10 км на территории Украины.

кость растут с глубиной от 10 до 30 км в 1,5—2 и 1,5—3 раза соответственно для нормальной по температуре и прогретой коры. Глубже намечается их сокращение. Если использовать все известные автору данные о прочности нижнекоровых и мантийных пород, в том числе — прочность на сжатие, пересчитывая ее в прочность на сдвиг сокращением в пять раз [Петрофизика, 1992], все равно информации недостаточно для уверенной оценки. Можно лишь в качестве первого приближения считать, что при нормальной (платформенной) тепловой модели τ в рассматриваемом интервале глубин будет примерно на уровне 0,3 ГПа, а в прогретой тектоносфере — 0,15 ГПа.

Связь прочности и скорости распространения сейсмических волн в образцах пород различного состава (в том числе, основных и ультраосновных) на Балтийском щите [Петрофизика, 1992] получена для условий поверхности. Неясно, можно ли использовать эти данные для условий упомянутых глубин. Однако, если учесть, что результат не отличается от минимального из упомянутых выше (0,15 ГПа), т. е. отсутствует информация о росте прочности на сдвиг к разделу Мохо, можно предположить уменьшение параметра по сравнению с его величиной на глубине 10 км.

Плотность пород вблизи границы М в Южном Крыму составляет по имеющимся данным 3,0—3,3 г/см³, скорость распространения продольных сейсмических волн — 7,5—8,0 км/с. Соответственно величина w прогнозируется на уровне $(0,2—0,8) \cdot 10^6$ Дж/м³.

Если использовать вместо информации о скорости распространения сейсмических волн и плотности пород верхней мантии сведения о величине G и ее изменении с давлением и температурой [Аренс, 1975], получим практически те же величины w или несколько меньше.

При достигнутом в настоящее время уровне изученности вопроса нет смысла рассматривать распределение параметра.

Удельная энергоёмкость и реальные землетрясения. Имеющиеся данные об энергетических классах землетрясений Украины (рис. 9) [Сафронов, 2005 и др.] позволяют установить типичную энергию, выделяемую при этих событиях, как 10 в степени 9 ± 4 Дж.

В районах наибольших концентраций эпицентров (например, в части Закарпатского прогиба [Дослідження ..., 2005], близких по времени возникновения землетрясений, можно оценить минимальную площадь подготовки еди-

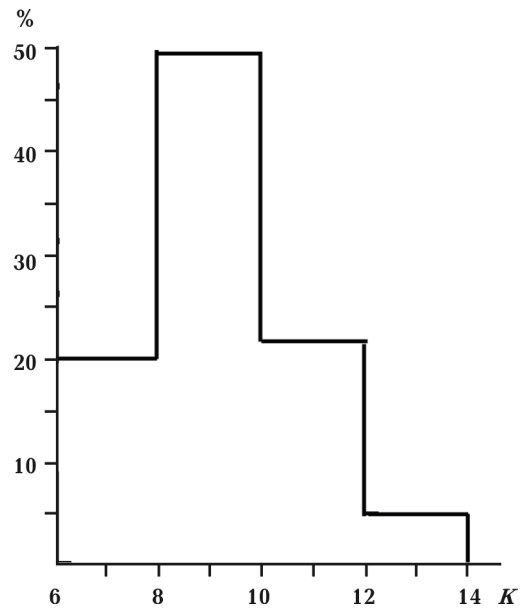


Рис. 9. Гистограмма распределения энергетических классов землетрясений Украины [Сафронов, 2005 и др.].

ничного события (~ 5 км²). Изучая глубины гипоцентров землетрясений одного локального района, обнаружим, что они сконцентрированы в диапазоне глубин, различающихся на первые километры. Таким образом, объем области подготовки землетрясения имеет порядок 10 км³. Судя по удельной энергоёмкости, в таком объеме может накопиться в 10^7 раз больше энергии (по крайней мере, в верхнем сейсмогенерирующем слое), чем расходуется на генерацию упругих волн. Однако нельзя считать, что сделанная оценка минимального объема области накопления напряжений, которое завершилось типичным для Украины землетрясением с $K = 9$, достоверна. Скорее речь идет о верхнем пределе, выбор которого лимитирован имеющимися данными.

Можно посчитать, что для землетрясения достаточно накопления в среде очень малых напряжений (на уровне 0,1 Па), при которых потенциальная энергоёмкость совершенно не используется, но такая величина слишком далека от реальной прочности горных пород.

Именно для верхнего слоя, расположенного выше коровой зоны частичного плавления, могут оказаться справедливыми оценки времени релаксации напряжений, сделанные в работе [Гордиенко, 1998]. Оно составляет около 0,30—0,35 млн лет, т. е. в 1,5 раза больше

принятого (геотермически лимитированного) возраста последних вторжений мантийных выплавов в кору в ходе современной активизации. Тем более время релаксации превосходит возраст наиболее молодых вторжений кислой и средней магмы в верхнюю часть коры и возраст возникновения ячеек циркуляции глубинных флюидов, вокруг которых в настоящее время наиболее быстро формируются термоупругие напряжения, способные достигать разрушительной величины.

На глубине порядка 10 км в зонах современной активизации вблизи недавних вторжений перегретого материала температура может измениться на 1—10 °С за 100 тыс. лет. Расчет показал [Гордиенко, 1998]: в сплошной среде на глубинах, сопоставимых с рассматриваемыми, изменение температуры на 1 °С генерирует напряжения на уровне 1 МПа. Специальным исследованием выяснено, что понизить такие напряжения не может даже близость области их накопления к кровле астеносферы: "... влияние области с пониженной вязкостью на напряжения в верхнем слое несущественно" [Попов, 1963, с. 1505—1506]. Для нагревания на 1 °С объема пород при реальной объемной теплоемкости необходимо не менее $2,5 \cdot 10^6$ Дж/м³. Часть этой энергии, перешедшая в упругие напряжения, должна быть вполне сопоставимой.

Для дальнейшего анализа следует перейти к данным о сильных и хорошо изученных землетрясениях. Одно из них с магнитудой 6,5 произошло в Паркфилде (Калифорния) в 1966 г. Используя разные формулы оценки энергетического класса по магнитуде [Аки, 1975; Рихтер, 1963; Яновская, 2006 и др.], получим величину сейсмической энергии $2 \cdot 10^{15}$ Дж. Отдельные значения отклоняются от среднего примерно 5 раз, что типично для таких вычислений [Аки, 1975]. Детально изученное распределение афтершоков позволило определить объем источника как $40 \times 10 \times 2$ км ($0,8 \cdot 10^{12}$ м³), т. е. концентрация энергии (перешедшей при разрыве пород в сейсмическую) составила 10^3 — 10^4 Дж/м³. Минимальный объем пород, соответствующий одному из сотен афтершоков, имеет порядок 0,1 км², средний энергетический класс близок к типичному для украинских землетрясений, т. е. использованная энергия была сконцентрирована на уровне 10 Дж/м³. И в этом случае нет гарантии того, что диагностирован минимальный объем накопления энергии, однако понятно, что сейсмическая энергия афтершоков — дополнительная по отно-

шению к выделенной основным землетрясением. Таким образом, вся сейсмическая энергия может составить примерно 1 % от возможной запасенной в объеме вещества при расчетной энергоемкости.

По имеющимся представлениям полная энергия образования разлома (разрушения пород) превышает возникающую при этом сейсмическую в 10—100 раз [Голицын, 2010; Яновская, 2006]. Величина полной энергии дает возможность оценить сейсмический момент (M_0). Это произведение силы трения по всей плоскости (фактически — объему) образовавшейся зоны разрушения пород на величину смещения вдоль нее. Для землетрясения в Паркфилде он составляет чуть больше 10^{18} Дж, т. е. в указанном выше объеме выделилась сконцентрированная прежде упругая энергия с плотностью $1,2 \cdot 10^6$ Дж/м³. Результат соответствует энергоемкости пород: зона разрыва расположена в интервале глубин примерно 2—12 км.

Соответствует рассчитанной энергоемкости и снятое напряжение — 1—1,5 МПа, что эквивалентно $(1—1,5) \cdot 10^6$ Дж/м³.

Примерно такие же данные можно привести по хорошо изученному аляскинскому землетрясению 1964 г. [Яновская, 2006 и др.].

Сопоставление параметров землетрясений различной глубины и интенсивности приведено на рис. 10. Очевидно, что при слабом развитии представлений о механизме очагов глубинных землетрясений (с гипоцентрами на глубине 400—600 км) оценки их параметров основывались на моделях для менее глубинных (рис. 10, а). С появлением более адекватных представлений о механизмах процессов в зоне перехода [Калинин и др., 1988; Кусков, 1987; Яновская, 2006; Burnley, 1989 и др.] к нижней мантии пересматривались и энергетические характеристики землетрясений. Представления о площади образовавшегося разрыва и сейсмическом моменте применяются довольно условно, но для сравнимости всех данных все же используются. При таком подходе (рис. 10, б) все величины снимаемых напряжений оказываются в довольно узком диапазоне, фактически не превышающем обусловленного погрешностями расчета. Средняя величина близка к 3 МПа. Можно предположить, что вычисленная величина энергоемкости ее уточняет для каждого места накопления напряжений.

Выводы. Приведенные данные могут быть существенно уточнены (детализированы) или даже частично пересмотрены при дальнейшем рассмотрении проблемы, которая еще не ста-

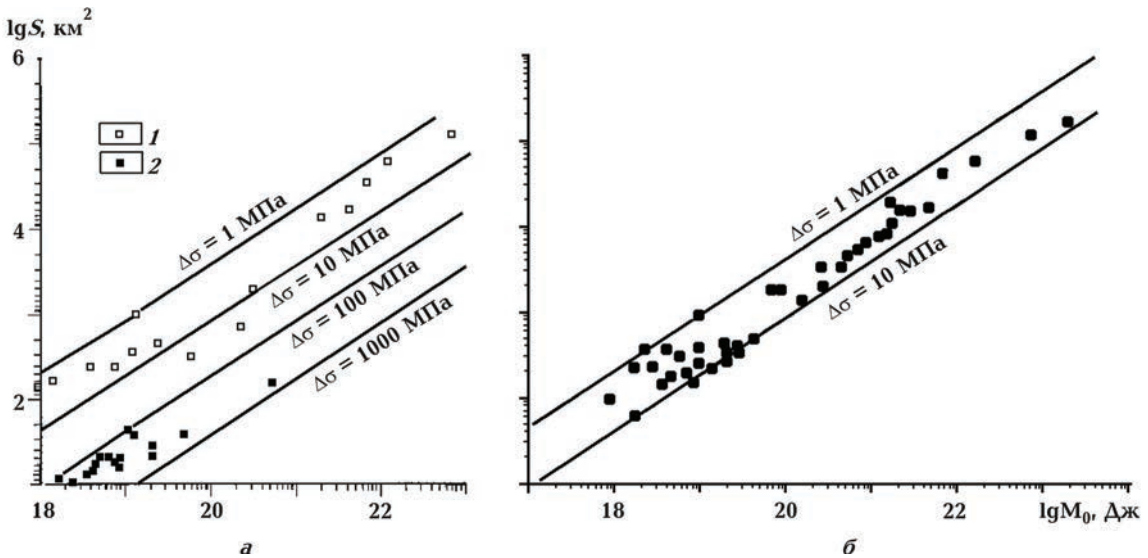


Рис. 10. Связь сейсмического момента (M_0) с площадью нарушения (S) для землетрясений разного энергетического класса и глубинности: *а* — по [Аки, 1975], *б* — по [Яновская, 2006]; 1, 2 — землетрясения (1 — на небольших и средних глубинах, 2 — на больших глубинах).

ла предметом распространенного в геофизике анализа. Имеющиеся результаты [Крылов, Дучков, 1996 и др.] в основном сводятся к констатации относительного изменения энергоемкости и сравнения ее с региональными вариациями сейсмичности.

По результатам выполненного анализа можно сделать следующие выводы.

1. Использованные данные и методы расчета удельной упругой энергоемкости пород коры и верхних горизонтов мантии Украины позволили установить реальную величину параметра, вероятно, адекватную явлениям сейсмичности.

2. Стабильность снимаемых напряжений и их соответствие энергоемкости указыва-

ют на крайне незначительный объем очага подготовки слабых землетрясений. Для небольших глубин (где, скорее всего, применимо представление о механизме в виде разрыва) землетрясению с энергетическим классом 9 может соответствовать разрушенный объем размерами $200 \times 100 \times 5$ м. С ростом объема единой области подготовки растет энергетический класс будущего землетрясения.

3. Существенное различие снимаемых напряжений и мгновенной прочности на сдвиг не удивительно, но величина различия (в 100 раз) нуждается в специальном рассмотрении, результаты которого могут помочь анализу подготовки землетрясения.

Список литературы

Аки К. Механизм землетрясений // Верхняя мантия. — Москва: Мир, 1975. — С. 199—213.

Андрушенко Ю. А., Гордиенко Ю. А. Аналіз ефективності застосування критеріїв ідентифікації вибухів і землетрусів для локальних та регіональних подій в умовах платформної частини України // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 3. — С. 121—129.

Аренс Т. Состояние минералов мантии // Верхняя мантия. — Москва: Мир, 1975. — С. 81—103.

Атлас. Глибина будова літосфери та екогеологія України / Ред. М. М. Байсарович, О. Ю. Митропольський, І. С. Чуприна. — Київ: ІГН НАН України, 2002. — 55 с.

Голицын Г. С. Почему природные катастрофы редки // Экология и жизнь. — 2010. — № 6. — С. 72—77.

Гордиенко В. В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. — Киев: ИГФ НАН Украины, 1998. — 85 с.

- Гордиенко В. В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. — Киев: Интеллект, 1999. — 101 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвин пресс, 2005. — 210 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвин пресс, 2006. — 142 с.
- Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / Ред. В. І. Старостенко. — Київ: Наук. думка, 2005. — 256 с.
- Калинин В. А., Томашевская И. С., Морозов В. Н. Возможная роль полиморфных переходов как инициатора землетрясений // Современное состояние сейсмологических исследований в Европе. — Москва: Наука, 1988. — С. 247—251.
- Крылов С. В., Дучков А. Д. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры // Геология и геофизика. — 1996. — № 9. — С. 56—65.
- Кусков О. Л. Топология фазовых диаграмм минеральных систем и глубокофокусные землетрясения // Геохимия. — 1987. — № 8. — С. 1093—1107.
- Назаревич Л. Є. Характеристики сейсмічності і сейсмотектонічного процесу в зонах Карпатського регіону: Дис. ... канд. геол. наук. — Київ, 2005. — 220 с.
- Петрофизика / Ред. Н. Б. Дортман. — Москва: Недра, 1992. — 391 с.
- Попов В. В. О релаксации температурных напряжений в верхних слоях Земли // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1963. — № 10. — С. 1501—1510.
- Рихтер Ч. Элементарная сейсмология. — Москва: Иностран. лит., 1963. — 671 с.
- Савко А. Д., Нагужка Л. И., Шевырев Л. Т. Новые данные о флюидной и сейсмической активности Воронежской антеклизы // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. — Москва: ГЕОС, 2008. — С. 439—441.
- Сафронов О. Н. Сейсмические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины: Дис. ... канд. геол. наук. — Симферополь, 2005. — 135 с.
- Сейсмичность Украины / Ред. О. И. Юркевич. — Киев: Наук. думка, 1969. — 120 с.
- Справочник физических констант горных пород / Ред. С. Кларк. — Москва: Мир, 1969. — 478 с.
- Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах / Ред. М. П. Воларович. — Москва: Недра, 1988. — 255 с.
- Яновская Т. Б. Основы сейсмологии. — Санкт-Петербург: ВВМ, 2006. — 288 с.
- Burnley P. "Anticraks" in mantle create deep earthquakes // New Sciences. — 1989. — 1689. — P. 33
- Koulakov I., Zaharia B., Enescu B., Radulian M., Popa M., Parolai S., Zschau J. Delamination or slab detachment beneath Vrancea? New arguments from local earthquake tomography // Electronic J. Earth Sci. — 2009. — DOI:1V0.o110u2m9IeXS/2SX10N00.
- U. S. Geological Survey. National Earthquake information Center. — 2010. — <http://www.neic.cr.usgs.gov>.