

МАСШТАБНО-ЕНЕРГЕТИЧНІ КОРЕЛЯЦІЙНІ СПІВВІДНОШЕННЯ ДЛЯ ВОГНИЩ ЗЕМЛЕТРУСІВ ЗАКАРПАТТЯ: ДЕЯКІ НАСЛІДКИ ТА ЕНЕРГЕТИЧНА ВЕРИФІКАЦІЯ

*Карпатське відділення Інституту геофізики
ім. С.І.Субботіна НАН України, м. Львів*

Вступ. Захист від землетрусів передбачає прогнозування характеру струшувань земної поверхні на майданчиках наявних або проєктованих об'єктів в умовах максимальних землетрусів. Значною мірою характер струшувань (сейсмічний вплив), залежить від параметрів вогнища землетрусу. Тому вивчення характеристик вогнищ землетрусів є одним з важливих і актуальних напрямків досліджень місцевої сейсмічності. Такий підхід до сейсморайонування зараз є загальноприйнятим [1]. Оскільки Закарпаття є одним з сейсмоактивних регіонів України, нами поставлено завдання дослідити залежності між такими важливими параметрами сейсмічних вогнищ місцевих закарпатських землетрусів як енергетичний клас K (магнітуда M), частота сейсмічних коливань f і довжина розриву у вогнищі L . Встановлення регіональних залежностей між M/K і f/L дає можливість оцінювати характерні особливості частотного складу сейсмічних коливань місцевих землетрусів різного класу/магнітуди і в подальшому враховувати їх для вирішення задач інженерної сейсмології, сейсмостійкого будівництва та інших. Регіональні залежності між M/K і L дадуть можливість краще зрозуміти, з геодинамічними процесами якого масштабу ми маємо справу під час підготовки землетрусів різного класу/магнітуди, зокрема, під час формування їхніх вогнищ та вогнищевих зон, що також є важливим для поглибленого дослідження регіональних та локальних геодинамічних процесів і для більш надійного прогнозування можливого сейсмічного впливу на територію регіону.

Нами враховано специфіку сейсмічності Закарпаття, зокрема, в результаті попередніх наших досліджень встановлено наявність істотних відмінностей у відношеннях між магнітудами M_D і M_{SH} закарпатських землетрусів і землетрусів Середньої Азії [2–6]. В даній роботі на основі ряду методик нами встановлені відношення між магнітудами землетрусів M_{PV} (M_{SH}), частотами сейсмічних коливань $f(f_0)$ та довжиною розриву у вогнищі L для землетрусів Закарпаття. Ці залежності порівняні з даними, одержаними зі спо-

стережень для інших сейсмоактивних регіонів світу, а також з теоретичними. На основі отриманих результатів оцінені характерні спектри для прогнозованих (ПЗ) та максимальних розрахункових (МРЗ) місцевих землетрусів, проведене геомеханічне обґрунтування “заборонених зон” для відчутних закарпатських землетрусів різного класу/магнітуди, а також енергетична верифікація отриманих залежностей між M/K і L .

Співвідношення між магнітудами M (енергетичними класами K) і періодами T (частотами f) сейсмічних коливань. Спочатку нами проведено огляд відомостей щодо землетрусів різних сейсмоактивних регіонів світу. Розглянуті узагальнені спектри об’ємних хвиль для землетрусів різного класу (магнітуди), одержані З. Арановичем та А. Меламудом [7]; аналогічні дані К. Акі та П. Річардса [8]; формула кореляційного зв’язку між частотою сейсмічних хвиль і магнітудою M . Шебаліна [9]; дані щодо фактичних спектрів об’ємних хвиль землетрусів Кримського регіону (Б. Пустовітенко, Т. Пантелєєва [10]) та деякі інші. Аналіз проводився для подій з енергетичними класами від 3 до 14 (магнітуди від $-0,5$ до $5,5$). Всі визначення стосуються P -хвиль та середньокореляційних величин, якщо спеціально не зазначено інше. Для переходу від магнітуд до класів і навпаки використовувалась відома формула Т. Раутіан [11]:

$$K = 1,8M + 4, \text{ або } M = 0,55K - 2,22 \quad (1)$$

За даними З. Арановича та А. Меламуда [7] для усереднених спектрів землетрусів (рис. 1):

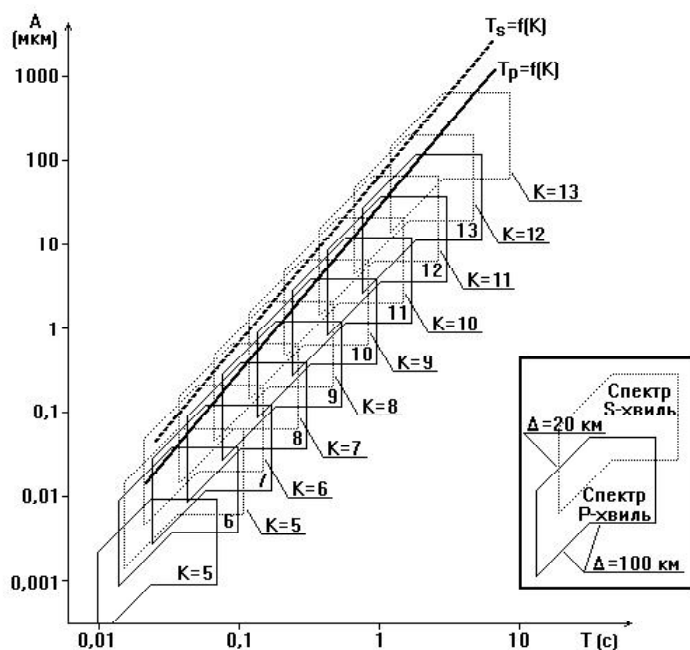


Рис. 1. Усереднені спектри землетрусів різного класу (за даними З. Арановича та А. Меламуда [7]) та графіки залежності кутових періодів/частот сейсмічних коливань для них

$$T_0 = 10^{(K-11,5) \times 0,26} = 10^{0,26K-3} \quad (2)$$

або
$$T_0 = 10^{0,47M-1,96} \quad (3)$$

Подібним чином під час досліджень магнітудно-частотних поправок для магнітуд місцевих землетрусів Закарпаття [3] нами визначено таку залежність для світових даних з роботи [8] К. Акі і П. Річардса:

$$T_0 = 10^{(M-2,9) \times 0,35} = 10^{0,35M-1} = 10^{0,19K-1,78} \quad (4)$$

Використано і кореляційну залежність між M і $T_0(f_0)$ з роботи [9] М. Шебаліна:

$$T_0 = 10^{0,5M-1,4} = 10^{0,28K-2,51} \quad (5)$$

Також взято дані Б. Пустовітенко і Т. Пантелєєвої для землетрусів Криму з роботи [10]:

$$\lg R_0 = 0,05K - 0,76, \quad (6)$$

де R – еквівалентний радіус кругової дислокації.

Оскільки за моделлю Бруна в модифікації Ханкса і Вісса [10, 12]:

$$R_0 = 0,35V_p / f_0, \quad (7)$$

то

$$f_0 = 0,35V_p / R_0, \quad (8)$$

а за умови $V_p = 6,4$ км/с (тобто з врахуванням реальних значень V^P для тих глибинних горизонтів земної кори Закарпаття, де відбувається переважна більшість місцевих землетрусів) і з врахуванням формули (1) отримуємо:

$$f_0 = 0,35V_p / R_0 = 2,24 / 10^{0,05K-0,76} = 2,24 / 10^{0,09M-0,56} \quad (9)$$

Так само для Кавказу (Ю. Різніченко, Е. Джибладзе, І. Болквадзе [13]):

$$f_0 = 2,24 / 10^{0,131K-1,34} \quad (10)$$

Аналогічно для узагальненої залежності між L і M/K , знайденої Ю. Різніченком [14]:

$$f_0 = 2 \times 0,35V_p / L = 4,48 / 10^{0,24K-2,27} \quad (11)$$

Залежності визначених за цими формулами частот/періодів сейсмічних хвиль від магнітуди/класу наведено разом з іншими на рис. 2. В подальшому ці результати використано для оцінок значень довжини розриву в джерелі.

Кореляційні співвідношення між M , K і f/T для Закарпаття. Кореляційні співвідношення між M , K і f/T для Закарпаття вивчали раніше Р. Пронишин і Б. Пустовітенко [10, 15] у зв'язку з дослідженням характеристик сейсмічних джерел. Для цього ними використано аналогові записи місце-

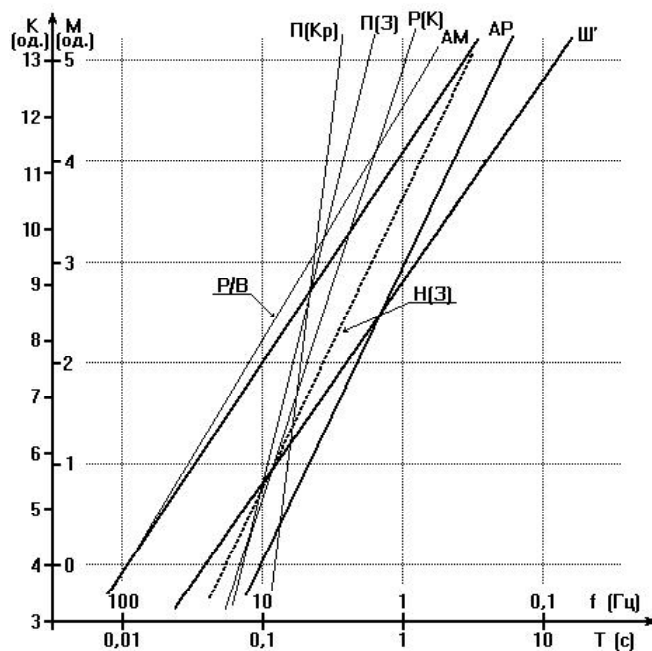


Рис. 2. Періоди/частоти сейсмічних коливань від вогнищ землетрусів різного класу/магнітуди – визначення за даними різних авторів (тут: АМ – за даними З. Арановича та А. Меламуда (2) і (3); АР – за даними К. Акі і П. Річардса (4); Ш – видимі періоди/частоти за кореляційною залежністю М. Шебаліна (5); Р/В – за узагальненою світовою кореляційною залежністю (11) Ю. Різніченка та аналогічною залежністю О. Варазанашвілі для Чорноморського регіону (Туреччина, Кавказ, Крим); Р(К) – за кореляційною залежністю Ю. Різніченка, Е. Джібладзе, І. Болквадзе для Кавказу (10); П(Кр) – за кореляційною залежністю Б. Пустовітенко і Т. Пантелєєвої для Криму (9); П(З) – за кореляційною залежністю Р. Пронишина і Б. Пустовітенко для Закарпаття (13); Н(З) – за встановленою нами кореляційною залежністю між M (К) і f_0 (T_0) для Закарпаття (18)

вих сейсмічних подій до 1986 р. В роботі [10] наведено отриману ними функцію $R = F(K)$:

$$\lg R_0 = 0,1K - 1,2. \quad (12)$$

Діючи за схемою, викладеною вище, ми отримали:

$$f_0 = 0,35V_p/R_0 = 2,24/10^{0,1K-1,2}. \quad (13)$$

Кореляційні відношення між M , K і f/T для Закарпаття ми вивчали і раніше, під час досліджень магнітудно-частотних поправок для магнітуд місцевих землетрусів [3]. Для цього нами проаналізовано ряд цифрових сейсмічних записів таких подій з магнітудами 0,7–2,1 та їх спектрів, в основному за період 1999–2002 рр., а також ряд записів місцевих сейсмічних подій за 1983–1985 рр., зроблених спільно з Є.С. Струком за допомогою модифікованих сейсмостанцій типу “Черепаха” [16]. За цими даними нами встановлено такі залежності між видимими періодами сейсмічних хвиль T_{PB} (T_{SB}) і визначеними за відповідними їм амплітудами хвиль магнітудами M_{PV} (M_{SH}) для землетрусів Закарпаття:

$$T_{PB} = 10^{0,36(M_{PV}-3,32)}, \quad (14)$$

$$T_{SB} = 10^{0,36(M_{SH}-3,27)} \quad (15)$$

або

$$T_{PB} = 10^{0,36M_{PV}-1,2}. \quad (16)$$

Використавши для переходу між M і K формулу (1), отримаємо:

$$T_{PB} \approx 10^{0,2K-2}. \quad (17)$$

А враховуючи отримані нами середні кореляційні співвідношення між видимою частотою f_B (періодом T_B) сейсмічних коливань і відповідною граничною частотою/періодом її спектра ($f_0 \approx 1,2f_B$, і $T_0 \approx T_B/1,2$):

$$T_{0P} \approx 10^{0,2K-2}/1,2 \quad \text{і} \quad f_{0P} \approx 1,2/10^{0,2K-2}. \quad (18)$$

Наведені тут залежності між M , K і f/T для Закарпаття показано поряд з іншими на рис. 2. Зазначимо, що практично всі конкретні значення f/T для досліджених нами землетрусів Закарпаття оцінені за видимими на сейсмограмах періодами сейсмічних коливань і зняті з розрахованих спектрів зміщень ґрунту, знаходяться всередині зони $f/3 < f < 3f$ відносно визначеної нами кореляційної залежності (18).

Аналізуючи отримані результати (рис. 2) відзначимо, що для одних і тих же класів (магнітуд) спостерігається значний (удесятеро і більше) розкид значень частоти (періоду) сейсмічних коливань, отриманих за проаналізованими тут даними різних авторів. Особливо це стосується крайових зон діапазону класів/магнітуд: для землетрусів з $K = 4$ ($M = 0$) частота $f_{0P} = 8,2 \div 91$ Гц, для землетрусів з $K = 13$ ($M = 5$) – частота $f_{0P} = 0,074 \div 2,9$ Гц, в той час, як для $K = 6 \div 9$ ($M \approx 1 \div 3$) такий розкид помітно менший (становить всього $5 \div 7$). Причому це вже для усереднених залежностей, а для конкретних землетрусів такий розкид даних ще більший. Причинами цього є особливості геомеханіки літосфери сейсмоактивних регіонів Землі та конкретних вогнищ і вогнищевих зон, на що звертали увагу різні автори [1, 9, 17, 18], в тому числі Ю. Різніченко [14], і що вже частково проаналізовано нами у роботах стосовно Закарпаття [19, 20], але детальний розгляд цього питання виходить за рамки даного дослідження.

Щодо залежностей між M , K і f/T для Закарпаття, то встановлена нами залежність (18), показана на рис. 2 пунктиром, лежить практично посередині зони даних, визначених іншими авторами, і це свідчить про її добру статистичну надійність. Вона дає наступні середні значення частоти f_{0P} для місцевих закарпатських землетрусів залежно від класу (для $K=3; 4; 5; 6; 7; 8; 9; 10; 11; 12; 13; 14$): 30,1; 19,0; 12,0; 7,6; 4,8; 3,0; 1,9; 1,2; 0,76; 0,48; 0,30; 0,19. Що ж до залежності, визначеної для Закарпаття раніше Р. Прониши-

ним і Б. Пустовітенко [10, 15], то вона явно відхиляється у бік вищих значень частоти для землетрусів вищого класу/магнітуди від решти наведених на рис. 2 залежностей (крім залежності для Криму). Причинами цього можуть бути як певні особливості методик статистичних досліджень [21], так і особливості сейсмічності Закарпаття [22–24], а також порівняно низька якість використаних цими авторами аналогових сейсмічних записів [25, 26].

Прогнозні спектри та амплітуди зміщень ґрунту для відчутних місцевих землетрусів Закарпаття. Згідно з встановленою нами середньокореляційною залежністю між M/K і f/T для Закарпаття (15) та іншими даними, проаналізуємо характерні особливості частотного складу сейсмічного випромінювання місцевих землетрусів, важливих для вирішення завдань сейсмостійкого будівництва в регіоні.

Так, у першому наближенні середні спектри зміщень ґрунту закарпатських землетрусів можуть бути подані у приведенні до епіцентральної відстані 20–100 км, аналогічно даним Арановича і Маламуда (рис. 1), де $f_0 = F(M/K)$ описується формулою (18), а ширина горизонтальної ділянки спектру становить $\approx 2T_0$ в періодах сейсмічних хвиль, тобто частота низькочастотного зрізу спектру $f_n = f_0/3$. Близькі до цього значення f_n отримано нами і за даними з роботи Б. Пустовітенко і Т. Пантелєєвої [10] щодо спектрів землетрусів Криму ($f_n \approx f_0/2,5$). Що стосується крутизни спаду високочастотного схилу спектру – коефіцієнт α , то його значення за даними З. Арановича й А. Маламуда [7] ($\alpha = 1,6$), є помітно меншим, ніж за даними Б. Пустовітенко та Т. Пантелєєвої (α в переважній більшості від 1,8 до 3,2) і К. Акі та П. Річардса [8] ($\alpha = 2-2,5$). За даними З. Арановича й А. Маламуда щодо співвідношення частот Р- і S-хвиль – $f_{0P} \approx 1,58f_{0S}$.

Для дослідження вказаних характеристик землетрусів Закарпаття нами більш детально проаналізовано ряд цифрових сейсмічних записів таких подій. Встановлено (рис. 3), що в середньому для цих землетрусів частота низькочастотного зрізу спектру $f_n = f_0/2,6$ (для Р- і S-хвиль), а крутизна спаду високочастотного схилу спектру α знаходиться в межах 1,8–2,6 (в середньому близько до 2,2). Видима і гранична частоти спектру S-хвиль в 1,1–1,45 рази нижчі, ніж у Р-хвиль (в середньому $f_{0P} = 1,25f_{0S}$), а амплітуди S-хвиль в 2–5 разів вищі (в середньому утричі), ніж у Р-хвиль. Для 90 % цих землетрусів (тобто тих, для яких отримано чіткі спектри) частота f_0 в 1,05–1,35 рази вища від видимої частоти коливань f'_b (в середньому $f_0 = 1,2f'_b$), а для ~ 65 % землетрусів частота f_0 (частота f_0 конкретного спектру) лежить в межах $0,5-2f_0$ (тобто від значення частоти, розрахованого за кореляційною формулою (18) (рис. 3)). Для ~ 15 % землетрусів частота f_0 в 2–3 і більше разів вища від f_0 , а для 10–12 % землетрусів – в 2–2,5 і більше рази нижча (рис. 3). Екстраполюючи вказані частотні залежності на землетруси

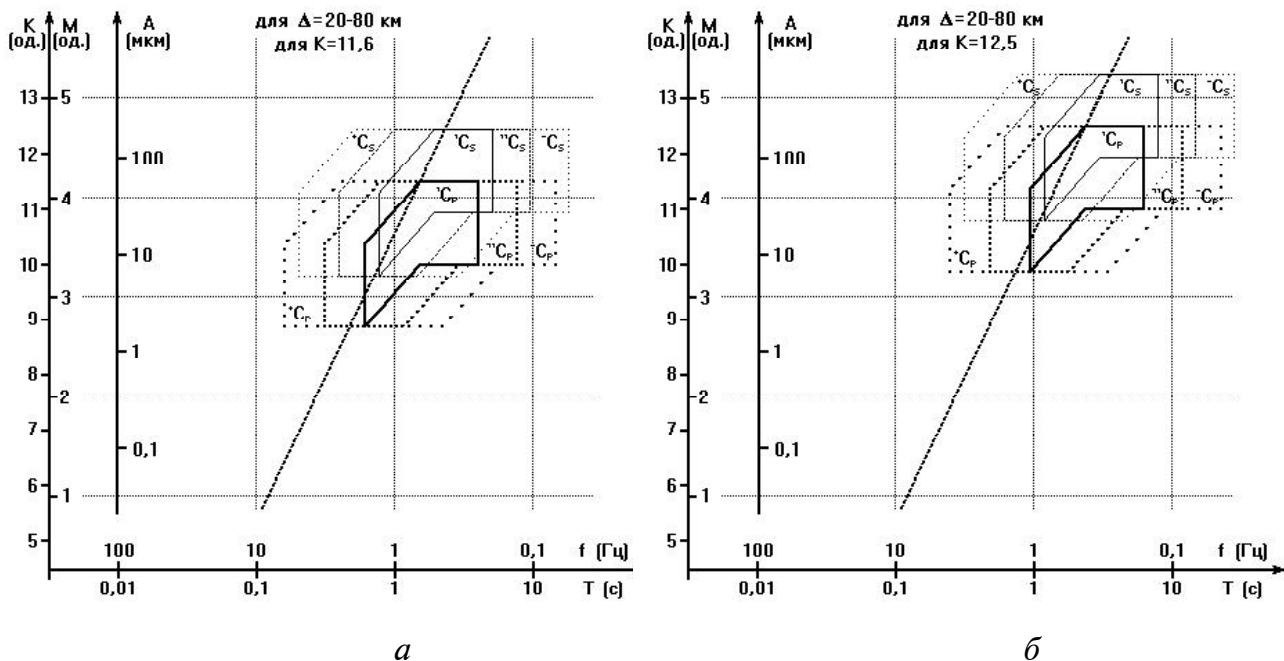


Рис. 3. Прогнозні спектри зміщень ґрунту для місцевих закарпатських землетрусів з $M = 3,7-4,2$; (а – $K = 10,7-11,6$); б – $4,6-4,7$ ($K=12,3-12,5$). C_p і C_s – середні прогнозні спектри Р- і S-хвиль відповідно; *C_p і *C_s – відповідні основні спектральні області ймовірності 67 %; *C_p і *C_s – відповідні додаткові спектральні області ймовірності $\pm 15-18$ %)

вищого класу/магнітуди, можна сказати, що для закарпатських землетрусів з магнітудою 4,2 (такий землетрус з $M = 3,7-4,2$; $K = 10,7-11,6$ відбувається у Закарпатті в середньому кожні 10–15 років [22, 23]) і з магнітудою 4,6–4,7 ($K = 12,3-12,5$; Тересва, 1784 р., Вишково, 1879 р., Свалява, 1908 р. [24]), можемо прогнозувати, що для перших з них основний (в межах горизонтальної ділянки спектру) частотний склад сейсмічного випромінювання (S-хвиль) з ймовірністю ~ 90 % лежатиме у межах $0,12 \div 2$ Гц (в середньому близько 0,6 Гц), а для других буде зміщений у низькочастотну область ще приблизно в 1,6 разів (рис. 3, а і 3, б відповідно).

Оцінки амплітуд зміщень в межах горизонтальної ділянки спектру, проведені нами за даними сейсмологічних бюлетенів [27] та закономірностями загасання сейсмічних коливань з відстанню [25], для неглибоких (до 10–15 км) місцевих закарпатських землетрусів з $M = 3,7-4,2$; ($K = 10,7-11,6$) і $4,6-4,7$ ($K = 12,3-12,5$) на відстані 20 км від епіцентру дозволяють визначити зміщення ґрунту $\sim 0,08$ мм для Р-хвиль і 0,25 мм для S-хвиль для слабших з них і 0,25 мм та 0,8 мм – для сильніших (відповідно рис. 3, а і 3, б).

Перераховуючи для епіцентральної зони за вказаними закономірностями дані, отримуємо зміщення ґрунту 3–5 мм для слабших, і до 10–15 мм для сильніших зі вказаних землетрусів. Це добре узгоджується з даними про зміщення по розриву, отримане нами для вогнищ деяких відчутних закарпатських землетрусів за результатами аналізу макросейсмічного поля і

відповідними кореляційними залежностями [28] та за результатами аналізу провісникових деформаційних аномалій [29] і даними про загасання з відстанню деформацій від збуреної зони [30].

Всі ці дані можуть бути використані для оцінки прогнозних спектрів проектного (ПЗ) та максимального розрахункового (МРЗ) місцевих землетрусів Закарпаття, вони є важливими для завдань сейсмостійкого будівництва в регіоні, і їх доцільно враховувати у проектуванні, спорудженні та експлуатації особливих за конструкцією, важливих, екологічно небезпечних та інших об'єктів. Зокрема, наведений на рис. 3, б спектр зміщень ґрунту землетрусу з $M = 4,6-4,7$ ($K = 12,3-12,5$) може бути в першому наближенні прийнятий, як спектр місцевого ПЗ (оскільки такі землетруси трапляються в Закарпатті в середньому кожні 100–160 років). Середня довжина розриву в джерелі такого землетрусу L (розрахунки див. нижче (39)) оцінена у 5,26 км, а діапазон 2,6–10,5 км з ймовірністю 0,67 перекриває можливі значення L для конкретних землетрусів.

Для отримання в першому наближенні спектру місцевого МРЗ, цей спектр відкореговано з врахуванням встановленого нами на основі аналізу даних по катастрофічних Суматранських землетрусах мінімального коефіцієнта збільшення K^* по енергії для максимально можливих місцевих землетрусів ($K^* = 4$ по енергії, 0,6 – по класу, 0,33 – по магнітуді). Оцінений таким чином МРЗ має магнітуду 4,9–5,1 ($K = 12,8-13,2$) і величину зміщення ґрунту на відстані 20 км від епіцентру $\sim 0,55$ мм для Р-хвиль і до 1,8 мм для S-хвиль. Перераховані для епіцентральної зони максимальні зміщення ґрунту для місцевого МРЗ становлять до 18–30 мм, а спектр сейсмічних коливань для такого землетрусу визначено (за (18)) як зміщений (або, швидше, розширений) у низькочастотну область з коефіцієнтом 1,32. Для доповнення цього додамо (розрахунки див. нижче (39)), що середня довжина розриву в джерелі такого землетрусу $L = 6,63$ км.

Підкреслимо, що вказані тут оцінки амплітуд, частот та спектрів для місцевих ПЗ і МРЗ є приблизними і можуть уточнюватися з врахуванням різних чинників: особливостей глибинної будови і геомеханічного режиму конкретних територій та вогнищевих зон, глибин вогнищ і їх механізмів та ін., а також того, що Закарпаття періодично зазнає впливу ще сильніших землетрусів з прилеглих територій Словаччини, Румунії, Угорщини (Гуменне, Словаччина, 1778 р., $M = 5,4$; р-н Орадя, Румунія, 1834 р., $M = 6,8$) [24].

Співвідношення між M , K , f/T і довжиною розриву в джерелі L . З метою встановлення регіональних відношень між значеннями магнітуди землетрусів M і довжиною розриву у вогнищі L нами також використано кілька методик і проведено порівняльний аналіз отриманих результатів. Як одну з основних, використано теоретичну модель вогнища землетрусу для

кругової тріщини (модель Дж. Бруна в модифікації Ханкса і Вісса [10, 12]), для якої існує чітка залежність між радіусом кругової дислокації R (тут і далі R та L – в кілометрах) і частотою f коливань, випромінюваних вогнищем у пружні об'ємні хвилі:

$$L = 2R = 2 \times 0,35 V_{P(S)} / f_{OP(S)} = 4,48 / f_{OP} \quad (19)$$

Використано також теоретичні залежності між f , M_{PV} і L , одержані Т. Сато і Т. Хірасавою [31] та Р. Мадарьягою [32]. Так, Т. Сато і Т. Хірасава [31] отримали наступну залежність між R і f :

$$2\pi f_p = C_p V_p / R, \quad (20)$$

де C_p – функція, що залежить від швидкості спорювання розриву v' . Оскільки, за даними багатьох досліджень [7–10], в середньому $v' = 0,9V_s$, то для цього випадку $C_p = 1,53$ [31]. Приймавши $V_s = V_p/1,73$ і $V_p = 6,4$ км/с (характерні співвідношення для земної кори Закарпаття [33, 34]), отримуємо:

$$L = 2R = 2C_p V_p / 2\pi f_p = 3,12 / f_{OP}. \quad (21)$$

Р. Мадарьяга [32] за допомогою методу скінчених різниць отримав таку залежність частоти f_0 спектру сейсмічних хвиль для кругової тріщини радіуса R , яка несподівано зупиняє свій ріст (для $v' = 0,9V_s$):

$$f_{OP} = 0,32V_s / R. \quad (22)$$

Звідси, приймавши аналогічно вказаному вище $V_s = V_p/1,73$ і $V_p = 6,4$ км/с, отримуємо:

$$L = 2R = 2 \times 0,32V_s / f_{OP} = 2,37 / f_{OP}. \quad (23)$$

Аналізуючи коротко вказані співвідношення, можемо констатувати, що найбільшу довжину розриву за певної частоти сейсмічних коливань дає формула Дж. Бруна (19), а найменшу – формула Р. Мадарьяги (23), що видно вже з коефіцієнтів у них. Нижче ці залежності показано у порівнянні з встановленим нами кореляційним співвідношенням між M/K і f/T для Закарпаття.

З прямих кореляційних співвідношень нами використано залежності між M і L з робіт М. Шебаліна [9] (формула (24) – з дещо скорегованим нами на слабші магнітуди (подібно з підходами Ю. Різніченка, викладеними в [14, 28], та з даними Т. Раутіан з колегами [35, 247–250], враховуючи розриви різної кінематики, з постійним коефіцієнтом у показнику ступеня (1,4 замість 1,8)) і з даними Ю. Різніченка [14] (25):

$$L = 10^{0,5M-1,4} = 10^{0,275K-2,51}, \quad (24)$$

$$L = 10^{0,44M-1,29} = 10^{0,24K-2,27} \quad (25)$$

Проаналізовано також дані О. Варазанашвілі [36] щодо середньої довжини розривів у вогнищах землетрусів Чорноморського регіону (Туреччи-

на, Кавказ, Крим), отримані з врахуванням видимих розривів у вогнищах землетрусів з магнітудою від 4,3 до 6,8 ($L = 4 \div 51$ км відповідно). За цими даними нами встановлено формулу кореляційного зв'язку між M і L , яка виявилась дуже близькою до формули (24) Ю. Різніченка:

$$L = 10^{0,45M-1,33} = 10^{0,25K-2,33}. \quad (26)$$

Розраховані за цими формулами значення залежності L від M/K також наведені на рис. 3. Значення L , для прикладу і порівняння з іншими даними, такі (для формул М. Шебаліна – Ю. Різніченка та О. Варазанашвілі відповідно): для $K = 4$ ($M = 0$) $L = 0,04-0,049$ км і для $K = 13$ ($M = 5$) $L = 11,6-7,1$ км. Для порівняння згадаємо ще наведений у роботі Ю.Різніченка [14] огляд даних деяких зарубіжних авторів: для землетрусів з $K = 5$ ($M = 0,56$) $L = 0,014 \div 0,16$ км (в середньому – 0,089 км), з $K = 13$ ($M = 5$) $L = 2 \div 35$ км (в середньому – 8,3 км).

Кореляційні відношення між M , K , і R/L для різних сейсмоактивних регіонів, визначені через $K = F(f/T)$, обрховані з використанням залежностей, запропонованих різними авторами – З. Арановичем і А. Меламудом, К. Акі і П. Річардсом, М. Шебаліним, (формули (2), (4), (5) відповідно) та формули (7) за моделлю Бруна для $V_p=6,4$ км/с наступним чином:

$$L = 2R = 2 \times 0,35 V_p / f_0 = 4,48 / f_0 = F(K). \quad (27)$$

Відповідно маємо:

$$L = 2R = 4,48 \times 10^{0,26K-3}, \quad (28)$$

$$L = 2R = 4,48 \times 10^{0,19K-1,78}, \quad (29)$$

$$L = 2R = 4,48 \times 10^{0,28K-2,51}. \quad (30)$$

Також наведемо тут отримані аналогічним чином (перераховані у L) залежності, наведені Ю. Різніченком, Е. Джибладзе, І. Болквядзе для Кавказу (31) та Б. Пустовітенко і Т. Пантелєвою для Криму (32) з робіт [13] та [10]:

$$L = 2R = 2 \times 10^{0,131K-1,34}, \quad (31)$$

$$L = 2R = 2 \times 10^{0,05K-0,76}. \quad (32)$$

Розраховані за цими даними залежності L від K/M наведені поряд з іншими на рис. 3.

Оскільки одержані залежності між L і K повторюють характер відповідних функцій $f/T = F(K)$, вони також мають значний (удесятеро і більше) розкид значень. Так, для землетрусів з $K = 4$ ($M = 0$) довжина розриву $L = 0,049 \div 0,55$ км (в середньому 0,3 км), а для землетрусів з $K = 13$ ($M = 5$) – $L = 1,57 \div 60,5$ км (в середньому 19,9 км).

Співвідношення між M , K , f/T і R/L для Закарпаття за $f/T = F(M/K)$ і відомими моделями. Як згадувалось вище, кореляційні співвідношення між M , K і f/T для Закарпаття вивчали раніше Р. Пронишин і Б. Пустовітенко [10, 15], ними за моделлю Дж. Бруна (7) отримано наступну функцію $R = F(K)$: $\lg R_0 = 0,1K - 1,2$ (12). Отже, за цими даними:

$$L = 2R = 2 \times 10^{0,1K - 1,2} \quad (33)$$

Вивчені нами за сучасними цифровими записами кореляційні співвідношення між M/K і f/T для Закарпаття [2–5] і (19) дають (якщо $V_p = 6,4$ км/с):

$$L = 2R = 4,48/f_{op} = 4,48 : 10^{0,2K - 2} / 1,2 = 3,73 \times 10^{0,2K - 2} \quad (34)$$

На прикладі отриманого нами співвідношення між M/K і f/T (18) проаналізуємо також співвідношення між M/K і L за іншими згаданими вище теоретичними моделями. Так, за моделлю Т. Сато і Т. Хірасави (21):

$$L = 2,6 \times 10^{0,2K - 2} \quad (35)$$

Відповідно, за формулою Р. Мадарьяги (23):

$$L = 1,975 \times 10^{0,2K - 2} \quad (36)$$

Розраховані за формулами (34), (35) і (36) значення L за різних значень M/K графічно представлені на рис. 4. Для прикладу і порівняння з

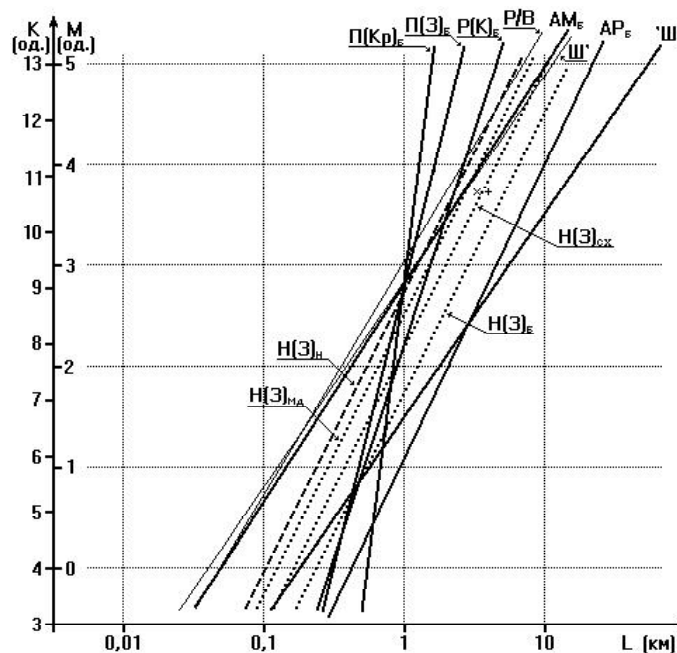


Рис. 4. Довжина розривів у вогнищах землетрусів різного класу/магнітуди (тут: Ш` — за кореляційною залежністю М. Шебаліна (24); Р/В — за узагальненою світовою кореляційною залежністю (25) Ю. Різніченка та аналогічною О. Варазанашвілі; АМ_Б — Н(З)_Б — за відповідними функціями $f_0 = F(M/K)$ (див. рис. 2) в інтерпретації за моделлю Дж. Бруна; Н(З)_{сх}, Н(З)_д, Н(З)_н — за встановленою нами залежністю для Закарпаття і моделями Т. Сато та Т. Хірасави, Р. Мадарьяги та нашою відповідно)

іншими даними наведемо отримані за цими формулами відповідні значення L для $K = 4$ ($M = 0$) ($L = 0,24; 0,166; 0,126$ км) і для $K = 13$ ($M = 5$) ($L = 15,0; 10,2; 7,8$ км).

Для оцінки співвідношень між довжиною розриву та періодом/частотою випромінюваних ним сейсмічних хвиль нами також запропоновано і проаналізовано просту напівемпіричну фізичну (кінематичну) модель (подібну до моделей Севіджа і Т. Сато та Т. Хірасави), що пов'язує швидкість поширення розриву v' (виражену в долях швидкості S -хвиль), його довжину L і період T_P / частоту f_P випромінюваних коливань.

За цією моделлю:

$$L = 2 \times 0,25 T_P \times v'. \quad (37)$$

Врахувавши, що в середньому $v' = 0,9 V_S$, $V_P = 6,4$ км/с і $V_S = V_P / 1,73$, отримаємо:

$$L = 1,665 T_P. \quad (38)$$

Підставивши сюди залежність (18) і врахувавши, що $T_P \approx 1,2 T_{OP}$, маємо:

$$L \approx 1,665 \times 10^{0,2K-2}, \text{ або } L \approx 2 T_{OP}. \quad (39)$$

В результаті проведених досліджень показано, що така модель є хорошим наближенням для оцінки довжини розриву в залежності від f і $M_{PV}(K)$, зокрема, в умовах Закарпаття. Одержані нами за цією моделлю співвідношення між L і M_{PV} виявилися дещо меншими, ніж за іншими теоретичними залежностями і дуже близькими до усереднених залежностей Ю. Різніченка в діапазоні відносно більших ($M = 4 \div 5$) магнітуд (рис. 4), хоча для менших M/K вони дають у півтора-два рази більші величини L . Так, за цією моделлю для землетрусів з $K = 4$ ($M = 0$) одержано довжину розриву $L = 0,106$ км, а для землетрусів з $K = 13$ ($M = 5$) – $L = 6,6$ км.

Порівнявши отриману нами залежність (39) з теоретичними залежностями Дж. Бруна, Т. Сато та Т. Хірасави і Р. Мадарьяги ((19) та (34), (21) та (35) і (23) та (36) відповідно), бачимо (рис. 4), що вона дає порівняно меншу довжину розриву за певної частоти коливань і близька саме до даних Р. Мадарьяги.

Співвідношення між M , K і R/L для землетрусів району м. Берегового в Закарпатті за результатами аналізу макросейсмічного поля. Цікаво порівняти результати проведеного вище аналізу з незалежними даними. Для цього використано результати проведеного нами раніше аналізу одного з найсильніших за останні 50 років закарпатських землетрусів – Берегівського землетрусу 1965 р. [28, 37]. Для цього землетрусу з магнітудою $M_{SH} = 3,7$ на основі аналізу макросейсмічного поля за методиками М. Шебаліна і з використанням геоінформаційних технологій отримано наступні парамет-

ри розриву в його джерелі: довжина розриву в горизонтальній площині l становить $4,0 \pm 0,2$ км, вертикальний розмір $h - 2,12 \pm 0,1$ км. Точка, що відповідає цим даним, нанесена на рис. 4 і позначена значком (+). Але оскільки даний розрив помітно відхиляється за геометрією від кругової тріщини, то нами також визначено його еквівалентну довжину як подвійний радіус кругової тріщини рівної площі.

$$L_{\text{екв}} = 2R = 2(l \times h / \pi)^{1/2} \approx 3,3 \text{ км} \quad (40)$$

Точка, що відповідає цим даним, нанесена на рис. 3 і позначена значком (×). Зауважимо, що, враховуючи, що реальний розрив у земній корі не прямокутної форми, має значно заокруглені кути і наближається до еліптичної форми, еквівалентні радіус і довжина розриву будуть ще трохи менші.

Аналіз результатів. Проводячи узагальнений аналіз отриманих результатів (рис. 4), відзначимо наступне.

1. Очевидним є досить значний розкид значень залежностей між M/K і R/L , особливо на краях розглянутого діапазону класів/магнітуд. Так, якщо для землетрусів з магнітудами $0,53-3,28$ ($K = 5 \div 10$) розкид значень середньої довжини розриву трохи менший за один порядок ($0,14 \div 1,03$ км для $K = 6$, $0,49 \div 2,48$ км для $K = 8$ і $1,12 \div 8,7$ км для $K = 10$), то для $K = 4$ ($M = 0$) і $K = 12$ ($M = 4,44$) такий розкид вже більше порядку ($0,04 \div 0,55$ і $1,39 \div 31,8$ км відповідно, а для $K = 14$ ($M = 5,56$) він досягає майже двох порядків ($1,75 \div 115$ км).
2. Такий розкид значень залежностей спричинений двома факторами – постійним зміщенням прямих (за рахунок постійних коефіцієнтів перед ступеневими функціями та у показниках ступеня відповідних залежностей) та їх крутизною (кутом нахилу) за рахунок кутових коефіцієнтів при K/M у показниках ступеня. Постійне зміщення залежить, у першу чергу, від особливостей виборок та від використовуваних теоретичних моделей і вимагає спеціального аналізу. Кути нахилу прямих, згідно з рис. 4 та наведеними вище формулами, відрізняються майже в 6 разів. Так, найбільшим є нахил для залежностей М. Шебалина (коефіцієнт при K $0,275-0,28$), а найменшим – для залежностей Б. Пустовітенко і Т. Пантелєєвої для Криму ($0,05$) та Р. Пронишина і Б. Пустовітенко для Закарпаття ($0,1$).
3. Аналізуючи залежності для Закарпаття, бачимо, що наше кореляційне рівняння характеризує значно сильнішу залежність довжини розриву в джерелі від магнітуди (з коефіцієнтом $0,2$), ніж отримана раніше залежність Р. Пронишина і Б. Пустовітенко (коефіцієнт $0,1$). Так, для згаданих вище (у ході аналізу частотного складу сейсмічного випромінювання) характерних найсильніших землетрусів Закарпаття з повто-

рюваністю раз на 10–15 років ($K = 11,6$) та раз на 80–100 років ($K = 12,5$) за нашою залежністю встановлюється довжина розриву (за різними моделями) $3,48 \div 7,84$ і $5,27 \div 11,86$ км відповідно, а за залежністю Р. Пронишина і Б. Пустовітенко – 1,82 і 2,24 км відповідно.

4. Встановлена нами функціональна залежність (незалежно від того, за якою моделлю її інтерпретувати) лежить посередині зони розкиду значень, визначених за іншими проаналізованими залежностями (рис. 4) як в загальному, так і щодо кута нахилу та постійного зміщення. Тому вона, на нашу думку, значно надійніше відображає залежності між відповідними параметрами сейсмічних джерел Закарпаття як зі статистичної, так і з фізичної (враховуючи теорію подібності сейсмічних джерел [8, 14]) точок зору.
5. Порівнюючи проаналізовані залежності для Закарпаття з даними по Берегівському (1965 р.) землетрусу (рис. 3), бачимо, що отримані за макросейсмічним полем геометричні параметри розриву в його джерелі ($L = 4,0$ км, $L_{\text{екв}} = 3,3$ км) лежать посередині інтерпретаційної зони для нашої залежності за різними теоретичними моделями, але значно (~2,5 рази) перевищують те, що дає для них залежність Р. Пронишина і Б. Пустовітенко (1,47 км).

Масштабно-енергетична верифікація співвідношень між M , K , f/T і R/L для Закарпаття. З метою детальнішого вивчення особливостей поведінки кутового коефіцієнта нахилу прямих $L = F(M/K)$, що є важливим для розв'язання задач сейсмології, інженерної геології, гірничої справи, геоекології та ін. – дослідження землетрусів, зсувів, гірничих ударів, нами значно розширено клас досліджуваних розривів у бік як менших, так і більших масштабів та енергій. Для дослідження вказаних масштабних співвідношень в області малих розривів і різнорангових тріщин використано також відомості щодо зсувів і лабораторних та польових акустоємісійних досліджень, зокрема, опублікованих у роботах Г. Соболева [38] результатів досліджень руйнування гранітних блоків під час стиску.

З даними щодо зсувів краще узгоджуються ті з проаналізованих сейсмологічних залежностей, які давали меншу довжину розриву в сейсмічному вогнищі за певної частоти та енергії сейсмічних коливань. З даними акустичних досліджень щодо мікророзривів та різнорангових тріщин також краще узгоджуються ті з проаналізованих сейсмологічних залежностей, за якими встановлено меншу довжину розриву в сейсмічному вогнищі за тих самих значень частоти випромінюваних коливань: узагальнена залежність Ю. Різніченка (25), залежності М. Шебаліна (24), О. Варазанапшвілі, дані З. Арановича та А. Меламуда (28). Близькі до цього результати отримуються за нашою залежністю для Закарпаття (39) і за даними К. Акі і П. Річардса (29).

Кращі результати отримано внаслідок інтерпретації за моделями, за якими визначається менша довжина розриву, тобто не за моделлю Дж. Бруна, а за моделями Р. Мадарьяги або нашою.

Враховуючи наведені вище результати та дані інших дослідників, зокрема, С. Виноградова [39], відзначимо, що за широко використовуваними в сейсмології модельними формулами Дж. Бруна встановлюються у кілька разів більші значення довжини тріщин, ніж є насправді. Тому інші моделі, наприклад, модель Т. Сато та Т. Хірасави, Р. Мадарьяги чи наша (39) є більш відповідними до фактичних даних. Що ж до залежностей, встановлених Ю. Різніченком з колегами для Кавказу (31), Р. Пронишиним та Б. Пустовітенко для Карпат (33) і особливо Б. Пустовітенко та Т. Пантелєєвою для Криму (32), то за ними встановлюються завищені у десятки разів значення величини тріщин в діапазоні енергій акустичної емісії, тобто вони неадекватно відображають масштабно-ієрархічні характеристики фізичних процесів утворення розривів.

Для дослідження поведінки наведених вище залежностей L від M/K в області більших енергій нами проведено порівняння їх з даними по катастрофічних Суматранських землетрусах 24.12.2004 і 28.03.2005 рр. [40]. Не абсолютизуючи даних результатів, оскільки для землетрусів такого енергетичного рівня і просторового масштабу ($M = 9,0$ (8,7) і $L = 450$ (400) км відповідно) характер розривоутворення суттєво відрізняється від теоретичних моделей поширення кругової тріщини у квазіоднорідному середовищі і від розглянутих раніше землетрусів нижчого класу/магнітуди [41], все ж вкажемо, що найкраще співпадіння з фактичними даними отримано для нашої залежності (35) в інтерпретації за моделлю Т. Сато і Т. Хірасави (в межах 13 % по $L_{\text{екв}}$, де $L_{\text{екв}} = 326$ км) та середньосвітової залежності Ю. Різніченка (в межах 15 % по $L_{\text{екв}}$). Дещо більші відхилення від $L_{\text{екв}}$ (в межах 50 %) дає наша залежність (39) та дані К. Акі і П. Річардса в інтерпретації по Дж. Бруну, зате ці останні дають найближчі до фактичних значення горизонтальної довжини розривів. За залежностями, встановленими З. Арановичем та А. Маламудою і М. Шебаліним, визначаються у 2–3 рази завищені значення довжини розривів, за залежностями Ю. Різніченка з колегами для Кавказу, Р. Пронишина та Б. Пустовітенко для Карпат – удесятеро нижчі, за залежністю Б. Пустовітенко та Т. Пантелєєвої для Криму – на 2 порядки занижені.

Виходячи з наведеного аналізу можна стверджувати, що встановлена нами залежність між L і M/K для Закарпаття (39) досить добре відповідає критерію “найкращого узгодження зі спостереженими даними” [8] у широкому діапазоні енергій та масштабів процесів розривоутворення і, поряд з залежностями Ю. Різніченка (загальною (25)), З. Арановича та А. Меламу-

да (28), К. Акі і П. Річардса (29) та М. Шебаліна (пряма залежність (24)) адекватно відображає закономірності фізичних процесів розривоутворення на різних масштабно-ієрархічних рівнях.

Під час даного дослідження ми звернули увагу на те, що нахил прямих, які відображають залежність між L і M/K , певним чином характеризує енергетику (магнітуду та сейсмічний момент) сейсмічних джерел – якщо нахил більший, то енергетика під час зростання класу/магнітуди наростає в першу чергу за рахунок площі розриву, якщо менший – за рахунок зміщення по розриву і скинутого напруження.

Для ілюстрації вказаних закономірностей проведемо таке порівняння двох землетрусів: з $K_1 = 8$ і $K_2 = 12$ ($M = 2,2$ і $4,4$). З одного боку, за означенням енергія землетрусу $E = 10^K$, отже співвідношення їх енергій E_1/E_2 становить 10^4 . З іншого боку, випромінена сейсмічна енергія пропорційна запасеній та вивільненій енергії деформацій в області джерела. Для оцінки такої енергії припустимо, що деформація в джерелі пропорційна його довжині ($x = \kappa L$). Таке припущення має простий фізичний зміст – просторовий градієнт деформації в об'ємі майбутнього джерела є обмеженим і в середньому постійним, незалежно від масштабу цього джерела. Значення довжини розривів для вказаних землетрусів за нашою залежністю (39) для Закарпаття ($L \approx 1,665 \times 10^{0,2K-2}$) становлять 0,66 км і 4,2 км відповідно, а їх співвідношення – $\approx 6,4$. Запасена та вивільнена у джерелі пружна енергія пропорційна квадрату деформації x ($E = \kappa x^2/2$) та об'єму джерела. Об'єм джерела – це об'єм сфери радіуса R ($V = 4/3 \times \pi R^3$), де $R = 3L/2$ (відомий з теорії та експерименту [42, 43] радіус зони, в якій змінюються напруження та деформації у ході утворення тріщини (розриву), який розраховується виходячи з того, що утворена тріщина викликає значиму зміну напружень та деформацій на відстанях від обох кінців, рівних своїй довжині). Отже, за вказаних умов співвідношення енергій деформації для взятих нами землетрусів має таку пропорцію: $E_1/E_2 = (x_1/x_2)^2 \times (R_1/R_2)^3 = 6,4^2 \times 6,4^3 = 10734$, тобто всього на 7 % відрізняється від наведеного вище співвідношення за енергетичним класом. Такий результат, крім усього іншого, є додатковим вагомих аргументом обґрунтованості отриманої нами залежності (39) між M/K і L та пов'язаних з нею (35), (36), а також (19) для землетрусів Закарпаття.

Але ці та інші особливості сейсмічних джерел потребують спеціального окремого розгляду. Також окремого детального вивчення вимагають дослідження залежностей амплітуд сейсмічних хвиль від класу/магнітуди місцевих землетрусів (з врахуванням їх частотного складу), що буде предметом подальших досліджень.

Залежності між M/K і L для землетрусів Закарпаття і деякі особливості часово-просторового розподілу місцевої сейсмічності. Встановлені

нами співвідношення між M , K , f/T і R/L для землетрусів Закарпаття дають можливість провести різні оцінки параметрів місцевої сейсмічності у зв'язку з глибинною будовою та сейсмотектонічним процесом регіону. Тут покажемо зв'язок між цими співвідношеннями і виявленими Р. Пронишиним та Б. Пустовітенко [22, 23, 44] за результатами аналізу часово-просторових характеристик закарпатської сейсмічності “забороненими зонами” для відчутних місцевих землетрусів. Такий зв'язок тут нами показаний з використанням наведених вище (при верифікації встановлених для землетрусів Закарпаття масштабно-енергетичних співвідношень між M , K , f/T і R/L) підходів з механіки вогнища землетрусу. Так, виходячи з цього, внаслідок утворення розриву накопичені напруження та деформації розряджаються в деякій області геологічного середовища, масштаб якої може бути оцінений еквівалентним радіусом R , визначеним за обґрунтованою вище формулою $R = 3L/2$. Отже, для землетрусів з $K = 10/11/12$, використовуючи нашу залежність в інтерпретації за моделлю Дж. Бруна (34) для функції $L = f(K)$, отримаємо $L = 3,73/5,9/9,36$ км. Тоді, враховуючи, що мінімальна відстань l між центрами двох розривів одного рангу (епіцентрами землетрусів одного класу) рівна подвійному радіусу R , отримаємо для вказаних K $l = 11,19/17,7/28,1$ км. А за даними Р. Пронишина та Б. Пустовітенко [22, 23] закарпатські землетруси з $K=10/11/12$ в межах періоду їх повторюваності можуть відбуватися на різних відстанях один від одного, але не ближче, ніж за 12/18/25 км відповідно. Як бачимо, ці дані відрізняються між собою всього на $\pm 6 \div 12\%$, що є практично ідеальним узгодженням для таких оцінок. Вони також добре узгоджуються з наведеними в [44] результатами кластерного та з застосуванням індексу Морішіти аналізу просторового розподілу місцевої сейсмічності. Отже, як висновок, отримані нами масштабно-енергетичні залежності між M , K , f/T і R/L для землетрусів Закарпаття адекватно відображають масштабно-енергетичні співвідношення і з точки зору механіки вогнищевих зон.

Висновки. Підсумовуючи викладене, можна стверджувати, що проведене нами для Закарпаття дослідження відношень між магнітудою/класом місцевих землетрусів і періодами/частотами випромінюваних ним коливань показало певні особливості даного регіону в порівнянні з іншими сейсмоактивними регіонами світу, дозволило оцінити частотний склад сейсмічного випромінювання найсильніших з місцевих землетрусів і перейти в подальшому до оцінок величин розривів у вогнищах цих землетрусів. Ці дані можуть бути використані для уточнення оцінок параметрів слабких сейсмічних подій за даними окремих станцій.

Проведене на основі цих даних дослідження співвідношень між магнітудою/класом місцевих землетрусів і величинами розривів у їх джерелі

також показало певні особливості даного регіону в порівнянні з іншими сейсмоактивними регіонами світу, дозволило оцінити величини розривів у вогнищах різних землетрусів – від слабких до найсильніших з місцевих, показало свою узгодженість з незалежними емпіричними характеристиками місцевої сейсмічності та законами геомеханіки і в подальшому дозволить використати ці дані разом з даними про частотний склад сейсмічного випромінювання для уточнення прогностичних оцінок параметрів максимально можливих місцевих сейсмічних подій, а отже, для уточнення рівня сейсмічного ризику в регіоні та розв’язання інших задач.

1. Пустовітенко Б.Г. Сейсмічні процеси в Чорноморському регіоні та сейсмічна небезпека Криму. – Автореф. дис... д-ра фіз.-мат. наук. – К.: ІГФ. – 2003. – 33 с.
2. Назаревич Л.Е., Кендзера А.В., Назаревич А.В. О соотношениях магнитуд MD и MSH землетрясений Закарпатья // Пятое ежегодные геофизические чтения им. В.В. Федынского (материалы конференции). – М., 2003. – С. 27–28.
3. Назаревич Л.Є., Кендзера О.В., Назаревич А.В. Методика уточнення магнітуд за об’ємними хвилями землетрусів Карпатського регіону // Вісник КНУ. Геологія. – 2005. – № 34–35. – С. 27–29.
4. Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Некоторые соотношения между параметрами сейсмических очагов и их использование в изучении сейсмичности Украинского Закарпатья // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII междунар. конф. (Воронеж, 18–23 сент. 2006 г.). – Воронеж, 2006. – Т. II. – С. 9–12.
5. Назаревич А.В. Назаревич Л.Е. Характеристики сейсмических очагов землетрясений Украинского Закарпатья, крипекс землетрясений и некоторые проблемы уточнения сейсмического риска // Сб. материалов междунар. конф. “Уроки и следствия сильных землетрясений” (Ялта, 25–28 сент. 2007 г., Крым, Украина). – Симферополь, 2007. – С. 100–102.
6. Назаревич Л.Є. Характеристики сейсмічності і сейсмотектонічного процесу в зонах Карпатського регіону. – Автореф. дис... кандидата геол. наук. – К.: ІГФ. – 2006. – 21 с.
7. Аранович З.И., Меламуд А.Я., Негребецкий С.А. Метрология, принципы построения и функциональные особенности сейсмометрических регистрирующих систем // Автоматизация сбора и обработки сейсмологической информации. – М.: Радио и связь, 1983. – С. 5–20.
8. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. – М.: Мир, 1983. – Т. 2 – 360 с.
9. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. – М.: Наука, 1974. – 54 с.
10. Пустовітенко Б.Г., Пантелеева Т.А. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. – К.: Наук. думка, 1990. – 251 с.
11. Раутиан Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений // Тр. Ин-та сейсм. строительства и сейсмологии АН ТаджССР. – 1960. – № 7. – С. 41–96.
12. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. // J. Geophys. Res. – 1970. – 75, № 26. – P. 4997–5009.

13. Ризниченко Ю.В., Джигладзе Е.А., Болквандзе И.Н. Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа // Исследования по физике землетрясений. – М.: Наука, 1976. – С. 74–85.
14. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. – М.: Наука, 1985. – 406 с.
15. Pronishin R.S., Pustovitenko B.G. Study of source parameters of the earthquakes of Transcarpathian region // Proc. of the 3-rd Inter. Symp. Of the analysis of the seismicity and seismic risk. – Praha: Czechoslovak Academy, 1986. – P. 225–231.
16. Струк С.С., Назаревич А.В., Бойко Б.Д. Кварцевые часы с радиокорректором // Геофиз. ап-ра. – Л.: Недра, 1985. – Вып. 85. – С. 68–72.
17. Прозоров А.Г., Хадсон Д.А. Зависимость между M_S и m_b от региональных условий и локальных взаимосвязей // Машинный анализ цифровых сейсмических данных. – М.: Наука, 1974. – С. 65–82. – (Вычисл. сейсмология. – Вып. 7).
18. Каверина А.Н., Прозоров А.Г. Вариации крипекса в зависимости от типа тектонических структур и механизма очага: статистический анализ // Геодинамика и прогноз землетрясений. – Вычисл. сейсмология. – Вып. 26. – М.: Наука, 1994. – С. 85–93.
19. Назаревич Л.Е., Назаревич А.В. Крипекс землетрясений Карпатского региона Украины. // Материалы международной конференции “Научное наследие академика Г.А. Гамбурцева и современная геофизика”. – Москва. – 2003. – С. 92–93.
20. Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Геодинаміка літосфери заходу Закарпаття за комплексом даних // Геодинаміка. – 2004. – № 1 (4). – С.45–53.
21. Линник Ю.В. Метод наименьших квадратов и теория обработки наблюдений. – М.: Физматгиз, 1962. – 256 с.
22. Пронишин Р.С., Пустовитенко Б.Г. Особенности процессов в эпицентральной зоне Закарпатских землетрясений в 1979 г. // Геофиз. журн. – 1981. – 3, № 6. – С. 71–85.
23. Пронишин Р.С., Пустовитенко Б.Г. Некоторые аспекты сейсмического климата и погоды в Закарпатье // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1982. – № 10. – С. 74–81.
24. Костюк О., Сагалова Є., Руденська І. та ін. Каталог землетрусів Карпатського регіону за 1091–1990 роки / Праці наукового товариства імені Шевченка. – Т. 1. – Львів, – 1997. – С. 121–137.
25. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях ЕССН СССР. – М.: Наука, 1981. – 276 с.
26. Кендзера О., Вербицкий Т., Вербицкий С., Вербицкий Ю. Цифровой сейсмограф для региональных спостережень та результати його випробувань // Геодинаміка. – 1998. – № 1. – С. 120–126.
27. Сейсмологический бюллетень Украины за 1992, 1993, 1994 год, 1995–1996 г.г., 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002 год / Ред. Б.Г. Пустовитенко. – Симферополь, 1995, 1996, 1996, 1997, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004. – 130 с., 92 с., 84 с., 148 с., 130 с., 120 с., 113 с., 148 с.
28. Назаревич Л.Е., Назаревич А.В. Характерні землетруси Березівської сейсмогенної зони: особливості джерела і макросейсмічного поля // Вісник Київ. нац. ун-ту ім. Т. Шевченка. Геологія. – 2006. – № 38–39. – С. 42–47.
29. Назаревич А.В., Латынина Л.А., Назаревич Л.Е. Геоакустические и деформационные предвестники землетрясений Украинского Закарпаття // Междунар. геол. конф. “Изменяющаяся геологическая среда: пространственно–временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов”. (Казань, 13–16 ноября 2007 г.). – Казань, 2007. – Т. 1. – С. 250–254.

30. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. – М.: ИФЗ РАН, 1991. – 219 с.
31. Sato T., Hirasawa T. Body wave spectra from propagating shear cracks // *Journal of physics of the Earth*. – 1973. – 21. – P. 415–431.
32. Madariaga R. Dynamics of an expanding circular fault // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1976. – 66. – P. 639–666.
33. Назаревич А., Назаревич Л. Будова літосфери Закарпаття і проблема гіпоцентрії місцевих землетрусів // Зб. матеріалів наук.–техн. симп. “Геомоніторинг-2002”. – Львів, 2002. – С. 15–18.
34. Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Розрахункові годографи сейсмічних хвиль в гіпоцентрії карпатських землетрусів // *Вісник КНУ. Геологія*. – 2003. – № 26–27. – С. 98–103.
35. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С. Изучение условий в очаговых зонах по сейсмической коде // *Физические процессы в очагах землетрясений*. – М.: Наука, 1980. – С. 225–256.
36. Варазанашвили О.Ш. Очаговые зоны землетрясений Кавказа // *Физические процессы в очагах землетрясений*. – М.: Наука, 1980. – С. 257–264.
37. Назаревич Л.Є., Назаревич А.В. Вогнищеві параметри Березівського землетрусу 1965 р. за макросейсмічними даними // *Матеріали V Міжнар. наук. конф. “Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища”*. (Київ, 7–9 жовт., 2004). – К., 2004. – С. 53–55.
38. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
39. Виноградов С.Д., Кузнецова К.И., Москвина А.Г., Штейнберг В.В. Физическая природа разрыва и излучение сейсмических волн // *Физические процессы в очагах землетрясений*. – М.: Наука, 1980. – С. 128–140.
40. Старостенко В.И., Гейко В.С., Кендзера А.В. и др. Катастрофическое землетрясение 26 декабря 2004 г. у берегов Суматры: причины, последствия и уроки // *Геофиз. журн.* – 2005. – 27, № 6. – С. 940–961.
41. Kanamori H. Model of strain release associated with major earthquakes in Japan // *Annual Review. Earth and Planetary Sciences*. – 1973. – P. 213–239.
42. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
43. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясения. – М.: Наука, 1981. – 192 с.
44. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / За ред. В.І. Старостенка. – К.: Наук. думка, 2005. – С. 113–131.