

де найбільш інтенсивні ефекти спостерігаються в локалізованих напрямках, орієнтованих під кутом 45° до орієнтації каверн.

В площині локалізації двох систем орієнтованих тріщин (x_1x_3) спостерігаються найменші значення фазової швидкості квазіповздовжньої хвилі. Значно ускладнюється характер інтенсивності розщеплення квазіпоперечних хвиль із трьома ортогональними системами сухих і водонасичених тріщин. При водонасиченні максимальні ефекти розщеплення поперечних хвиль зміщуються і локалі-

зуються в напрямках під кутом 30-40° до напрямків орієнтації тріщин і знаходяться в цих же координатних площинах. В складнобудованих вапняках індикатрис фазових швидкостей квазіповздовжніх хвиль відображають характер просторової орієнтації мікротріщин.

При водонасиченні ці напрямки зміщуються від напрямку орієнтації водонасичених тріщин на кут 30-35°. Вздовж таких напрямків спостерігаються і найбільші величини диференціальних коефіцієнтів пружної анізотропії.

Таблиця 2. Результати математичного моделювання параметрів анізотропії пружних хвиль карбонатних колекторів із різними системами орієнтованих тріщин і каверн

Тип моделі	C_{mn}^* , ГПа									ρ^* , кг/м ³	A_{pr} , %	Тип пружної симетрії, текстури
	C_{11}^*	C_{22}^*	C_{33}^*	C_{44}^*	C_{55}^*	C_{66}^*	C_{12}^*	C_{13}^*	C_{23}^*			
TR1	120,45	120,45	53,490	27,42	27,42	42,28	35,90	18,61	18,61	2,7117	23,04	Планальна поперечно-ізоотропна
TR2	129,57	129,57	128,88	27,42	27,42	42,29	45,02	44,84	44,84	2,7116	3,77	Планальна поперечно-ізоотропна
KV1	121,79	121,79	126,20	40,61	40,61	39,84	42,84	42,50	42,50	2,658	1,20	Аксіальна поперечно-ізоотропна,
KV2	121,87	121,87	126,20	40,61	40,61	39,84	43,14	42,56	42,56	2,678	1,18	Аксіальна поперечно-ізоотропна
TRKV1	79,71	79,71	35,73	15,59	15,59	23,47	32,81	18,00	18,00	2,694	23,2	Планальна поперечно-ізоотропна
TRKV2	94,69	94,69	94,67	15,59	15,59	23,47	47,80	47,70	47,70	2,696	2,84	Планальна поперечно-ізоотропна
TR2-1	51,85	114,34	51,85	27,41	20,28	27,41	15,45	8,01	15,45	2,711	25,8	Аксіальна поперечно-ізоотропна
TR2-2	128,77	129,47	128,77	27,41	20,28	27,41	44,76	44,56	44,75	2,712	2,06	Аксіальна поперечно-ізоотропна
KV2-1	120,67	117,94	120,67	38,23	38,97	38,23	42,25	41,53	42,25	2,604	0,83	Планальна поперечно-ізоотропна
KV2-2	120,76	118,07	120,78	30,23	38,97	38,23	42,64	41,60	42,39	2,643	0,82	Планальна поперечно-ізоотропна
TR3-1	32,09	23,74	15,61	7,61	8,80	11,38	1,91	1,28	0,97	2,709	18,81	Планальна ромбічна
TR3-2	127,28	129,59	125,24	7,91	8,80	11,38	43,34	42,95	42,77	2,710	1,59	Планальна ромбічна
HKT1	30,23	2,10	0,98	0,53	0,72	1,72	0,19	0,08	0,01	2,424	72,76	Аксіальна ромбічна
HKT2	62,25	68,62	78,12	0,53	0,73	1,72	17,5	16,72	18,08	2,530	8,37	Аксіальна ромбічна

Висновки. Таким чином, досліджені ефективні пружні постійні і акустичні властивості карбонатних колекторів (тріщинуватого, кавернозно-тріщинуватого та гранулярно-кавернозно-тріщинуватого вапняків) із однією, двома та трьома системами орієнтації тріщин і каверн.

Вплив тріщинуватості та кавернозності впливово відзначається на значеннях швидкостей пружних хвиль, інтегральних та диференціальних коефіцієнтах анізотропії. Надбана інформація може бути використана як попереднє наближення при вивченні структури пустотного простору та ємнісних властивостей реальних складнобудованих карбонатних порід-колекторів при складанні математичних моделей карбонатних порід та проведенні інтерпретації сейсмоакустичних даних.

1. Аракчеев Н.Т., Бондарь В.В., Могилевич М.В. Способ определения пористости трещинно-кавернозных карбонатных пород // Б.И. – 1981. –

№ 11 – Ас 635843. 2. Продайвода Г.Т., Вижева С.А. Математичне моделювання геофізичних параметрів. К., 1999. 3. Вижева С.А., Безродна І.М. Визначення структури пустотного простору складнобудованих геологічних середовищ при вирішенні задач промислової геофізики та геофізичного моніторингу небезпечних геологічних процесів // Геоінформатика. – 2003. – №1. 4. Klimentos T., McCann C. Relationship among compressional wave attenuation, porosity, clay content and permeability in sandstones // Geophysics, 1990, vol. 5. Федорішин А.С. Влияние ориентированной системы трещин на анизотропию скоростей распространения упругих волн в твердых телах (исследование горных пород) // Докл. АН УССР. Сер. А. Физ. мат. науки. – 1975. – № 9. Петровський А.П. Информационное обеспечение и модельные представления интегральной интерпретации геолого-геофизических данных при изучении нефтегазоносных структур // Геофиз. журн. – 2004. – 26, N 3. 7. Cheng C.H., Toksoz M.H. Inversion of seismic velocities for the pore aspect ratio spectrum of a rock // Geophys Res. 8. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. – Новосибирск, 2000. 9. Mori T., Tanaka K. Average Stress in Matrix and Average Elastic Energy of Materials with misfitting inclusions // Acta Metallurgica, 1973, v. 21.

Надійшла до редколегії 25.11.09

УДК 550.34

О. Тополук, інж. І к., О. Трипільський, д-р геол.-мінералог. наук

ХАРАКТЕР МІГРАЦІЇ ЕПІЦЕНТРІВ ЗЕМЛЕТРУСІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ КАРПАТСЬКОГО РЕГІОНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-наук, проф. С.А. Вижевою)

Проаналізовано просторово-часовий характер міграції епіцентрів помірних і сильних землетрусів центральної частини Карпатського регіону. Показано, що з року в рік відстань між епіцентрами сильних і середніх землетрусів поступово зростає, а самі епіцентри мігрують у північно-західному напрямку.

Spatial-time character of the moderate and strong epicenter earthquakes migration in the central part of the Carpathian region were analyzed. It is shown that distance between epicenters of the strong and moderate earthquakes from year to year gradually increase and epicenters itself migrate in north-west direction.

Вивчення просторово-часового розподілу сейсмічності в межах сейсмоактивних регіонів має важливе значення для з'ясування особливостей сеймотектонічних процесів та для обґрунтованого підходу до виконання сейсмічного районування.

У роботі досліджується й аналізується характер міграції сильних та помірних землетрусів центральної частини Карпатського регіону.

На сьогоднішній день накопичено значний досвід подібних досліджень у різних регіонах земної кулі. Наведемо деякі приклади.

У межах Кримсько-Чорноморського регіону помірні за інтенсивністю морські землетруси мають своєрідний "човниковий" характер як по широті, так і по довготі, мігруючи орієнтовано з південного заходу на північний схід [1]. Вогнища найсильніших кримських землетрусів протягом

останніх 100 років мігрували уздовж південного узбережжя Криму на захід при середній швидкості приблизно 2 км/рік [2]. Встановлено також фундаментальну властивість сейсмічності у період підготовки сильних землетрусів: монотонне стягування епіцентрів більш слабких поштовхів до зони майбутньої сильної події [3].

В результаті сейсмологічних досліджень на півночі Євразії було встановлено, що у районі острова Шпіцберген міграція вогнищ слабких землетрусів ($M=2.8-3.5$) у часі відбувається по колу проти годинникової стрілки від напрямку на північ [4]. Це дозволило дослідникам висловити припущення щодо існування кільцевої структури з лівозсувним зміщенням [4].

Вивчення протягом певного часу афтершоків найсильнішого на острові Сахалін Монеронського землетрусу 5 вересня 1971 р. показало, що вони спочатку групувалися у північно-східній частині острова, а на останніх етапах – у південно-західній. Аналіз цих даних показав, що афтершоки сильних землетрусів Сахаліну зміщуються у часі, мігруючи з північного сходу на південний захід [5].

З метою вивчення просторово-часового розподілу землетрусів було обрано центральну частину Карпатського регіону у межах $47^{\circ} N - 49^{\circ} N$ та $21^{\circ} E - 25^{\circ} E$ (рис. 1). Для найбільш інтенсивних (умовно – сильних) землетрусів аналізу підлягала одна подія на рік (при

M_{max}), для помірних землетрусів до аналізу долучалися кілька близьких за інтенсивністю зареєстрованих протягом одного року землетрусів, які потім були осереднені до однієї події. Обробці підлягали сильні та помірні землетруси, зареєстровані протягом 1970 – 2005 рр. усього отримано по 35 значень для сильних та помірних землетрусів – по одному на рік.

Відокремлені таким чином епіцентри сильних та помірних землетрусів винесли на карту, окремо для сильних (рис. 1) та для помірних (рис. 2) землетрусів. Далі було проаналізовано просторово-часовий розподіл отриманих даних. Аналіз полягав у вивченні характеру та тенденції міграції вогнищ землетрусів з року в рік.

Розподіл епіцентрів сильних землетрусів (скорочено землетрусів) по площі характеризується наступними особливостями.

З 35 землетрусів, позначених на карті, 16 розташовані в межах Закарпатського внутрішнього прогину, 10 – в межах Паннонського серединного масиву, 5 – на території складчастої області Карпат, 3 – Передкарпатського прогину і 1 – у північній частині гір Апусені. Таким чином, Закарпатський внутрішній прогин характеризується як найбільшою кількістю землетрусів, так і переважно скученим розташуванням, особливо, в центральній частині регіону.

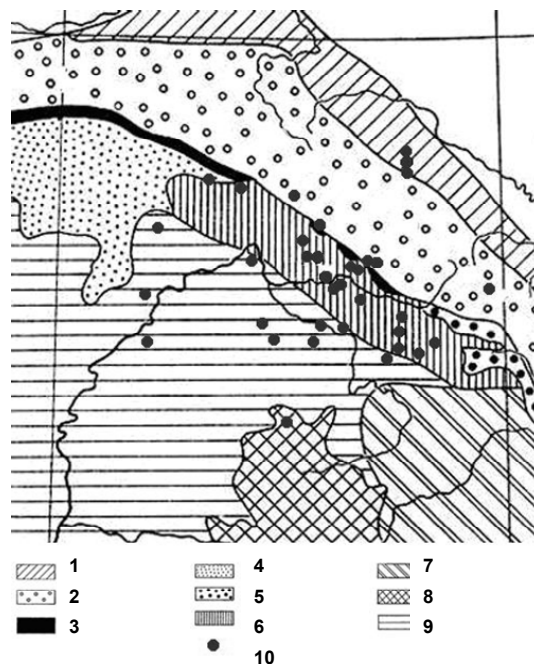


Рис. 1. Розподіл епіцентрів сильних землетрусів, зареєстрованих у межах центральної частини Карпатського регіону у 1970 – 2005 рр. 1 – Передкарпатський прогин; 2 – Складчасті Карпати; 3- Пеннінська зона; 4 – центральна зона древніх ядер Західних Карпат; 5 – Мармаронський масив; 6 – Закарпатський внутрішній прогин; 7 – Трансильванська западина; 8 – гори Апусені; 9 – Паннонський серединний масив; 10 – епіцентри землетрусів

Протягом 1970 – 2005 рр. землетруси, зареєстровані на території Закарпатського внутрішнього прогину, мігрують у північно-західному та зворотному напрямках за деякого переважання північно-західного напрямку.

Якщо умовно поділити всі 35 землетрусів на декілька груп, то можна помітити, що міграція землетрусів у кожній з них має певні характерні особливості. Наведемо приклади.

У 1970 – 1973 рр. епіцентри землетрусів мігрують у протилежних напрямках вздовж простягання Закарпатського внутрішнього прогину.

У 1974 – 1976 рр. епіцентри землетрусів майже не мігрують, розташовуючись у межах Передкарпатського прогину, після чого у 1977 – 1978 рр. повертаються на

територію Закарпатського внутрішнього прогину, де мігрують зовсім незначно.

Починаючи з 1979 р., епіцентри землетрусів починають мігрувати з року в рік на все більші відстані, займаючи значні території. Особливо це стосується періоду 1999 – 2005 рр.

У цьому процесі спостерігається наступна закономірність: якщо в межах однієї з груп епіцентри мігрують в якомусь із напрямків, то у наступній групі напрямком міграції змінюється переважно на протилежний.

Ця закономірність нагадує Кримсько-Чорноморський регіон, де помірні за інтенсивністю морські землетруси мають "човниковий" характер. На відміну від Кримсько-Чорноморського регіону, де землетруси мігрують з пів-

денного заходу на північний схід [2], сильні землетруси центральної частини Карпатського регіону переважно мігрують з південного сходу на північний захід. Але в обох випадках землетруси мігрують у напрямках, майже паралельних простяганню Карпатських та Кримських гір.

Міграція епіцентрів помірних землетрусів відбувається, переважно, подібним чином. Однак, слід зазна-

чити, що ареал їх розташування незрівнянно менший, і абсолютна більшість епіцентрів (29 з 35) зареєстрована у Закарпатському внутрішньому прогині і лише 6 – за його межами. Така відмінність може бути пояснена тим, що для сильних землетрусів аналізу підлягали координати однієї події на рік, а для помірних – осереднені координати кількох подій.

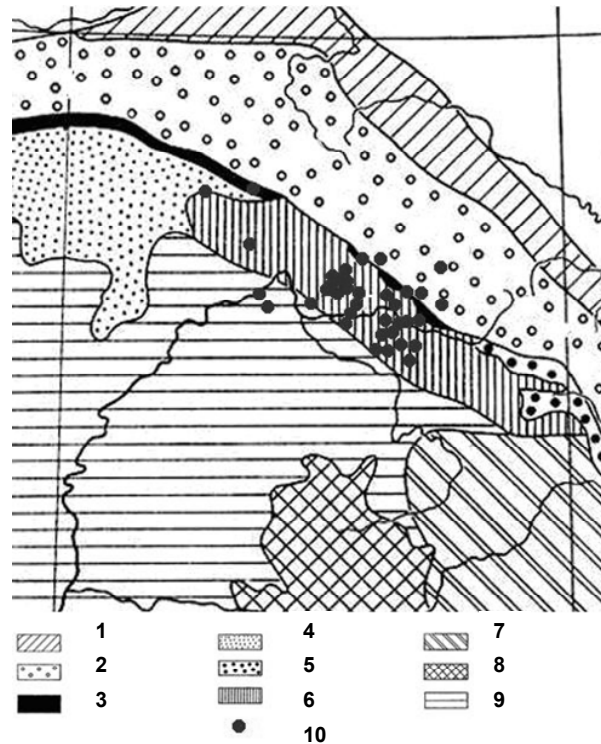


Рис. 2. Розподіл епіцентрів помірних землетрусів, зареєстрованих у межах центральної частини Карпатського регіону у 1970 – 2005 рр. 1 – Передкарпатський прогин; 2 – Складчасті Карпати; 3- Пеннінська зона; 4 – центральна зона древніх ядер Західних Карпат; 5 – Мармаронський масив; 6 – Закарпатський внутрішній прогин; 7 – Трансильванська западина; 8 – гори Апусені; 9 – Паннонський серединний масив; 10 – епіцентри землетрусів

Незважаючи на це, тенденція поступового зміщення епіцентрів помірних землетрусів у північно-західному напрямку зберігається.

Нами проаналізовано особливості міграції епіцентрів сильних та помірних землетрусів з інтервалом між подіями, рівним одному року.

На рис. 3 наведено графіки, які характеризують міграцію зазначених землетрусів з року в рік. Графіки осереднені прямими лініями за способом найменших квадратів. Незважаючи на значні щорічні зміни відстані між епіцентрами сильних і осереднених помірних землетрусів, прослідковується поступове зростання цих відстаней з часом. Для сильних землетрусів це зростання дорівнює 2,6 км/рік, для помірних – приблизно удвічі менше, тобто 1,2 км/рік. Ця різниця пояснюється, напевне, тим, що для помірних землетрусів щороку оброблялися кілька подій, які потім було представлено однією подією з осередненими координатами.

Порівняємо отримані результати з особливостями міграції слабких землетрусів Кримсько-Чорноморського регіону. Як раніше вже зазначалося, з посиланням на роботу [3], у цьому регіоні у період підготовки сильних землетрусів епіцентри більш слабких поштовхів монотонно стягуються (мігрують) до зони майбутньої сильної події. На відміну від цього, в межах центральної частини Карпатського регіону помірні землетруси з часом не

стягуються до якоїсь однієї зони, а поступово збільшують ареал своєї реєстрації. Якщо припустити, що фундаментальна властивість сейсмічності у період підготовки сильних землетрусів [3] може бути застосована також до досліджуваного регіону, то можна дійти попереднього висновку, що в його межах не зареєстровано ознаки, що можуть свідчити про підготовку сильного землетрусу. Вірогідність цього висновку може бути підвищена, якщо довести можливість ототожнення та порівняння особливостей міграції слабких землетрусів Кримсько-Чорноморського та Карпатського регіонів.

Переважаюча частина землетрусів (як помірних, так і сильних) реєструється в межах Закарпатського внутрішнього прогину, причому напрямок міграції епіцентрів сильних землетрусів значною мірою контролюється простяганням цієї структури.

Незважаючи на позірну хаотичність просторово-часового розподілу епіцентрів землетрусів в межах центральної частини Карпатського регіону, протягом 1970 – 2005 рр. прослідковується загальна тенденція поступового їх зміщення у північно-західному напрямку. Така тенденція, можливо, є наслідком просторового перерозподілу напружень між окремими частинами регіону та відбиває єдиний тектонічний процес зміни стану глибинного середовища.

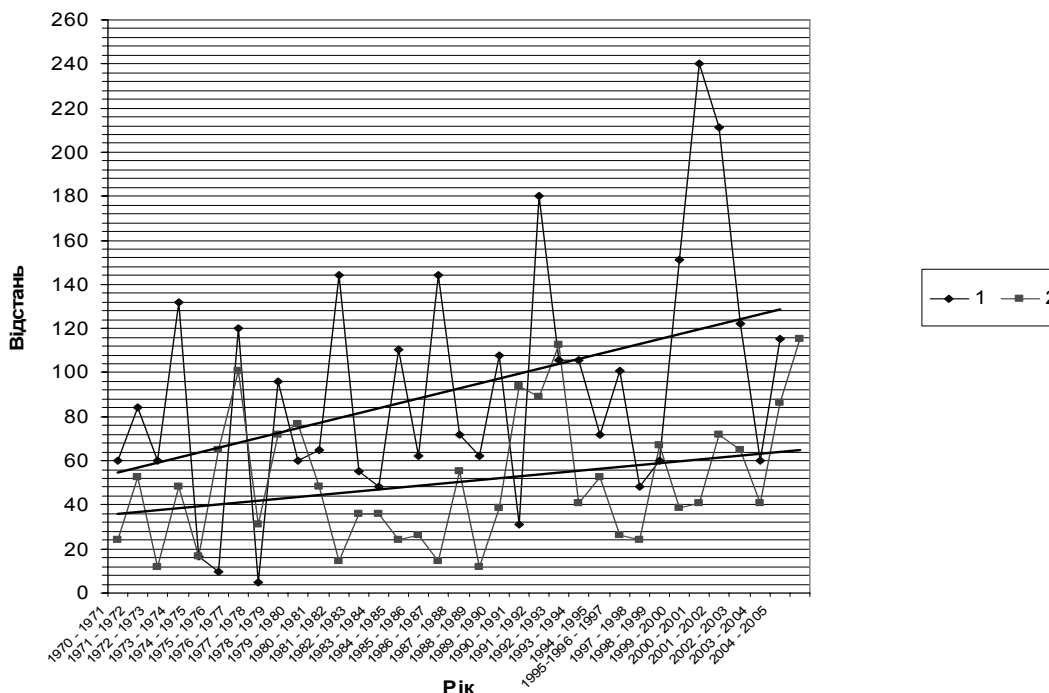


Рис. 3. Графіки величин міграції з року в рік епіцентрів сильних (1) та помірних (2) землетрусів. Прослідковується поступове зростання з часом відстаней між епіцентрами як сильних, так і помірних землетрусів

У подальшому слід проаналізувати можливі причинно-наслідкові просторові зв'язки між характером міграції епіцентрів землетрусів, геологічною будовою, глибинними розломами, геофізичними полями та сучасними вертикальними рухами земної кори досліджуваного регіону.

1. Кульчицкий В.Е., Пустовитенко Б.Г., Скляр А.М. Разрушительные крымские землетрясения 1927 г.: уроки и некоторые следствия // Геофиз. журн. – 2002. – 24, №6. – с. 49 – 74. 2. Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г. Некоторые закономерности миграции очагов землетрясений Крыма за последние 100 лет // Геофиз. сборник АН УССР. – 1975. –

вып. 65. – с. 81 – 87. 3. Каменобродский А.Г., Пустовитенко Б.Г., Поречнова Е.И. Пространственно-временное распределение эпицентров слабых толчков как индикатор подготовки сильных землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1987. – №10. – с. 3 – 13. 4. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Современная геодинамическая модель севера Евразии // Геофизика XXI столетия: 2006 год, М. – 2007. 5. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Ершов В.В. Сильные землетрясения Сахалина: миграция и цикличность афтершоков по латерали и глубине// Геофизика XXI столетия: 2006 год, М. – 2007.

Надійшла до редколегії 24.11.09

УДК 550.384:634.4

К. Бондар, канд. геол. наук,
І. Віршило, канд. геол. наук, Т. Гордієнко, ст. лаб.

МАГНІТОСТРАТИГРАФІЯ ТА АНІЗОТРОПІЯ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ ВОДНОМЕХАНІЧНИХ ВІДКЛАДІВ КАРСОВОЇ ПЕЧЕРИ АТЛАНТИДА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. мінералог. наук, проф. М.І. Толстим)

Досліджені петромагнітні й палеомагнітні характеристики розрізу глин. Виявлена магнітна анізотропія відкладів, обумовлена течією. Зафіксована палеомагнітна границя між зонами оберненої і прямої полярності у розрізі. Встановлено, що відклади розрізу не молодші 780 тис. р., раннього плейстоцену.

A section of clay deposits in Atlantida cave is examined using palaeomagnetic and petromagnetic methods. The magnetic anisotropy of deposits is proved to be caused by water flow. A sharp boundary between magnetozones of reversed and direct polarity has been found. The age of deposits is proved to be below Matuyama/Brunhes boundary.

Вступ. Формування й існування карстових порожнин перебуває в тісному зв'язку з тектонічними й гідрогеологічними умовами в регіоні. Своєрідними носіями інформації про геологічне минуле печери виступають різні вторинні відклади, що накопичуються на дні порожнини. Часто ці відклади придатні для палеомагнітного дослідження, а отже існує можливість датування навіть палеонтологічно "німих" товщ.

У нашій роботі представлені результати дослідження магнітної стратиграфії розрізу водномеханічних глинистих відкладень печери Атлантида, розташованої в

межах Придністровського карстового району Подільсько-Буковинської карстової області (Україна) [1].

У сучасній науковій літературі описані численні магнітостратиграфічні дослідження уламкових і хомогенних печерних відкладів [2, 3], натічних утворень [4, 5] і пухких відкладень привхідних залів [6, 7]. Слід зазначити, що наш розріз раніше вже вивчався палеомагнітним методом [8], однак ми визнали за необхідне його повторне дослідження з використанням сучасної високочутливої магнітної апаратури.

Об'єкт дослідження. Печера Атлантида утворилася у гіпсах тираської світи, що відноситься до середньо-