

Рис.2. Приклади активних  $\rho_{Re}/\rho_1$  (1,4), модульних  $\rho_I/\rho_1$  (2,5) та реактивних  $\rho_{Im}/\rho_1$  (3,6) кривих МТЗ для двошарових розрізів з параметрами: А –  $\rho_2/\rho_1 = \infty$  (криві 1-3),  $\rho_2/\rho_1 = 0$  (криві 4-6); Б –  $\rho_2/\rho_1 = 17$  (криві 1-3),  $\rho_2/\rho_1 = 1/17$  (криві 4-6)

Повна та обґрунтована система інтерпретації даних інтегральних індукційних зондувань може бути побудована тільки після розрахунків та аналізу теоретичних еталонів для типових моделей горизонтально-шарових геоелектричних розрізів. Це входить в задачі подальших досліджень.

1. Рева М.В., Руденко Т.В. Інтегральні характеристики індукційної петлі з гармонійним струмом, розташованої над тонким провідним шаром // Вісник Київ.нац.ун-ту ім.Т.Шевченка. Геологія. – 2002. – Вип.23. – С.26-30. 2. Рева М.В., Руденко Т.В. Інтегральні характе-

ристи індукційної петлі над однорідним провідним напівпростором // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип.30. – С.26-30. 3. Рева М.В., Руденко Т.В. Інтегральні характеристики індукційної петлі, розташованої над багатошаровим провідним напівпростором // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія, 2006. – Вип.38. – С.32-34. 4. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. – М.: Научный мир, 1997. – 218 с. 5. Ваньян Л.Л. Становление электромагнитного поля и его использование для решения задач структурной геологии. – Новосибирск: Наука, 1966. – 168 с. 6. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. – М.: Недра, 1991. 7. Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.И. Интегралы и ряды. Специальные функции. – М.: Наука, 1983. – 750 с.

Надійшла до редколегії 12.02.07

УДК 550.3412:25

О.В. Кендзера, канд. фіз.- мат. наук, Л.В. Миронівська, інж. 1 кат., С.В. Мичак, асп.

## ЛОКАЛЬНІ ЗЕМЛЕТРУСИ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ ТА ЇХ ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ СЕЙСМІЧНОГО РАЙОНУВАННЯ

*Розглядається питання тектонічної приуроченості локальних землетрусів Волино-Поділля. Детально проаналізовано сейсмотектоніку району виникнення Микулинського землетрусу, який відбувся неподалік від м. Тернополя 03.01.2002 року і мав магнітуду M=4. Показано, що місцеві землетруси Волино-Поділля пов'язані з сучасною активністю тектонічною структурі, в першу чергу, зон пересічення глибинних розломних зон.*

*The question of tectonic binding of local earthquakes of Volyno-Podillia is considered. It is in details analysed. The seismotectonic's area of source of Mykulynetsky earthquake which has taken place nearby to Ternopol 03.01.2002 and had the magnitude M=4 was analysed. It is shown, that local earthquakes of Volyno-Podillia are caused by present activity of local tectonic structures and, first of all, of deep faults crossing zones.*

Відомо, що розломи відіграють значну роль у формуванні структури земної кори, формуванні родовищ корисних копалин та розподілі сейсмічної активності. Проте, чимало питань розломної тектоніки окраїн Східно-Європейської платформи залишаються або нез'ясованими, або дискусійними, а відтак недостатньо вивченою залишається і сейсмічна активність досліджуваної території.

В даній статті розглядається геотектонічна прив'язка вогнищ історичних місцевих сейсмічних подій, що мали місце на території Волино-Поділля в XIX і XX століттях, і аналізується можливість застосування методики визначення енергетичного потенціалу (магнітуди) з використанням емпіричного співвідношення між цією величиною і геометрією вогнищ землетрусів, побудованого за даними історичних та сучасних сейсмічних подій.

Основна увага приділяється аналізу місцевого землетрусу, який відбувся неподалік від м. Тернополя 03.01.2002 року. Шестибальний землетрус [1, 2] відбувся у п'ятибальній зоні, позначений на карті загального сейсмічного районування України СР-78.

Дані про надійно визначені місцеві сейсмічні події на території Волино-Поділля представлені в Таблиці.

Проаналізуємо тектонічну прив'язку останнього за часом землетрусу, який відбувся 03.01.2002 р. у Тербовлянському районі Тернопільської області біля смт. Микулинці. Результати макросейсмічних обстежень цього землетрусу наведено у статтях [1, 2]. Схема розподілу інтенсивності сейсмічних струсів, побудована за макросейсмічними даними Р.С.Пронишиним [2], показана на рис.1.

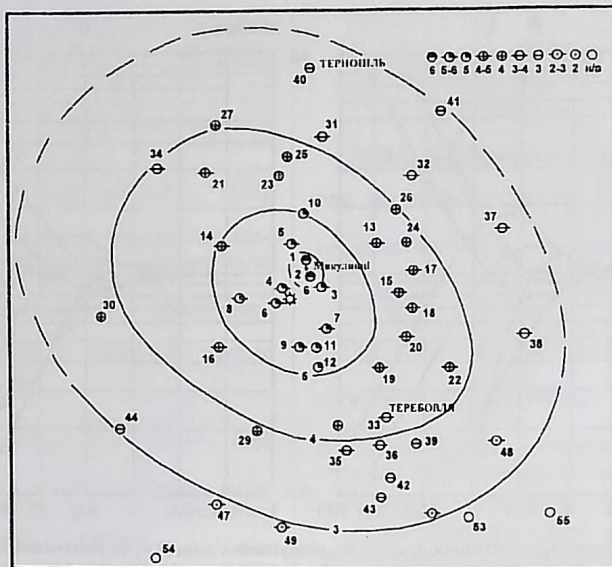


Рис. 1. – Схема розподілу інтенсивності сейсмічних струшувань (в балах шкали MSK-64) під час землетрусу 03.01.2002 р. на території Тернопільського та Теревоблянського р-нів Тернопільської обл. за даними [1, 2]  
 ☆ – інструментально визначений епіцентр землетрусу; + – макросейсмічний епіцентр

Автори робіт [1, 2] вказують, що землетрус 03.01.2002 р. мав характер швидкого тектонічного руйнування суцільності гірських порід у геологічному середовищі, яке почалося на глибині 5 – 6 км. Зазначимо, що встановлена за макросейсмічними даними глибина гіпоцентру знаходиться в межах 3 – 5 км [3]. Руйнування і швидка деформація середовища супроводжувалася зміною усіх фізичних полів, що проявилася сильним гулом, акустичними "ударами", свіченням атмосфери, зміною рівня і кольору води в криницях тощо.

З рис.1 видно, що макросейсмічний епіцентр, де спостерігалися максимальні струшування, знаходився на відстані 4 км на північний схід від інструментально визначеного епіцентру

Порівняємо дані, опубліковані різними дослідниками щодо геотектоніки та геодинаміки регіону, із сейсмічністю Волино-Поділля. Дані про сейсмічність представлені в таблиці.

Таблиця. Каталог землетрусів на території Тернопільської області

| Дата       | Широта, N° | Довгота, E | M   | h, км | Io, бал | Район                             |
|------------|------------|------------|-----|-------|---------|-----------------------------------|
| 00.06.1721 | 48,7       | 26,7       | 3,2 | 6     | 5       | Кульчесьві, Хмельницької обл.     |
| 20.01.1903 | 48,7       | 25,6       | 4,2 | 9     | 6       | Заліщики, Тернопільської обл.     |
| 21.12.1963 | 49,7       | 25,6       | 2,3 |       |         | на північ від Тернополя           |
| 23.10.1969 | 49,68      | 25,75      | 1,6 |       |         | Збараж, Тернопільської обл.       |
| 19.09.1984 | 48,7       | 25,7       | 2,2 |       |         | Заліщики, Тернопільської обл.     |
| 18.07.1995 | 49,12      | 25,15      | 1,5 |       |         | Монастирська, Тернопільської обл. |
| 25.09.1997 | 49,1       | 25,9       | 1,8 |       |         | Копичинці, Тернопільської обл.    |
| 03.01.2002 | 49,36      | 25,58      | 4,0 | 5,5   | 6       | Микулинці, Тернопільської обл.    |

Тектонічна активність Волино-Поділля зумовлена значною нерівномірністю і диференціацією підняття і опускань поверхні Землі, яка свідчить про недостатню ізостатичну врівноваженість земної кори в цьому районі. Локальна геодинаміка відображається у рельєфі поверхні фундаменту, який у значній мірі характеризує сумарний ефект переміщення окремих блоків земної кори.

За даними В.Г. Верховцева [4], максимальні підняття характеризуються амплітудою пліоцен-четвертинних рухів до 170 – 180 м (рис. 2). Амплітуда рухів наведена на рисунку з деякими спрощеннями: не показані дані про підняття з амплітудою, меншою за 50 м.

Одна з причин сейсмічності досліджуваного району, ймовірно, може бути пов'язана з вертикальними рухами тектонічних блоків: їх підняттям чи опусканням. Землетруси району сконцентровані переважно у верхній частині земної кори і можуть відбуватися з різних причин. Одною з них, як впливає з робіт В.В. Гордієнка [5,6], можуть виявитися термічні напруження, що виникають навколо молодих джерел тепла, сформованих внаслідок проникнення в земну кору мантії розплавів.

В той же час, сейсмічність Волино-Подільської області Східно – Європейської платформи може бути пов'язана також з горизонтальними рухами земної кори по існуючих або нових тектонічних розломах.

Результати дослідження розломів Волино-Подільської області Східно-Європейської платформи за геофізичними і геологічними даними приведені у роботах [7, 8, 9, 10]. На рис. 3 показане зіставлення вогнищ історичних та сучасних землетрусів, представлених в таблиці, з системою розломів на території Волино-Поділля, виділених Гінтовим О.Б. і Пашкевич І.К. в роботі [10].

На рис. 3 показані переважно розривні структури консолідованої кори, а їх положення відповідає виходам розломів на поверхню кристалічного фундаменту. Район досліджень межує з Карпатським регіоном, зоною зчленування сегментів СЄП: Феноскандії та Сарматії – з Українським щитом. Тобто, в районі Волино-Поділля проявилися різновікові етапи еволюції земної кори – від докембрійського до альпійського.

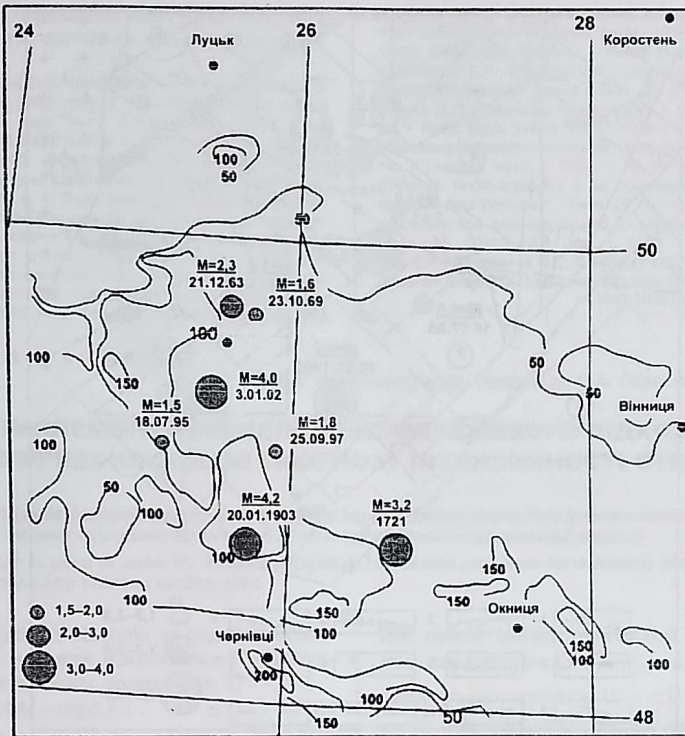


Рис. 2. Пізньопліоцен-четвертинні підняття регіону

за матеріалами структурно-геоморфологічних та аерокосмічних досліджень [8].

Кружками позначені епіцентри землетрусів, представлених в таблиці. Горизонталі проведені з інтервалом в 50 м

В межах Волино-Поділля Гінтов О.Б. [11] виділяє три системи розломів: північно-західного (Теребовлянський, Збаражський (Толтова зона)), північно-східного (Суцано-Пержанський, Тетерівський, Андрушівський) та субмеридіонального простягання (Рівненська зона, Антопільський, Пелчано-Устецький).

Розломи північно-східного простягання Карпатської системи та ортогональні їм порушення Волино-Поділля утворюють складні вузли пересічення. Один з таких вузлів пересічення великих розломів різних систем відзначений дослідниками [10] східніше м.Тернополя. Він утворений Тетерівською, Подільською, Рівненською, Хмельницькою (платформна система) та Монастирською (карпатська система) зонами розломів. На рис. 3 видно, що епіцентр Микулинецького землетрусу знаходиться західніше згаданого вузла пересічення розломних структур. Микулинецький землетрус і його афтершоки, разом із даними про історичні прояви місцевих землетрусів, свідчать про сучасну тектонічну і сейсмічну активність цього вузла. Очевидно, що її слід враховувати при створенні нової уточненої карти загального сейсмічного районування території Волино-Поділля.

Приймаючи до уваги, що вище вказаний та інші вузли пересічення крупних структурних елементів, ймовірно, можна розглядати як потенційні зони виникнення вогнищ майбутніх сейсмічних подій, в якості однієї із важливих задач майбутнього аналізу місцевої сейсмічності Волино-Поділля слід розглядати визначення їх енергетичного потенціалу (магнітуди) з урахуванням розмірів і геометрії розривних структур, сейсмічної жорсткості середовища, швидкості відносних рухів бортів розломів, глибини їх проникнення, кінематики механізмів тощо.

Для визначення розмірів областей, які відповідають за енергетичний потенціал (магнітуду) землетрусів, з метою оцінки сейсмотектонічного потенціалу окремих

геоблоків відомий російський сейсмолог В.І. Уломов пропонує методику описану в роботі [12]. Її суть полягає в наступному. Автор стверджує, що вогнища історичних та сучасних землетрусів залежать від геометрії довгоживучих активних розломів. Такими несприйнятливими для тектонічних рухів і, відповідно, найбільш небезпечними в сейсмічному відношенні є ділянки перетину розломів (вузли) та різкі вигини тектонічних структур. Міжвузлові відстані та, відповідно, розміри геоблоків мають яскраво виражену тенденцію групуватися за рангами, приблизно подвоюючи ранг від рангу свої розміри в плані і з глибиною [10]. Така впорядкованість, зокрема, диктує регулярність в ієрархії тектонічних розломів, геоблоків, а в кінцевому результаті – вогнищ землетрусів: чим більшим є геоблок – тим більшим може бути пов'язаний з ним землетрус і тим глибшим буде його вогнище.

Описаний вище підхід автор застосував для з'ясування сейсмічної безпеки відносно стабільної території країни Східно-Європейської платформи та побудови нової карти загального сейсмічного районування Північної Європи [13].

Суть методики полягає у наступному: середньостатистичні відстані  $\delta$  (км) між епіцентрами найближчих вогнищ описуються наступним рівнянням [12]:

$$\lg \delta_M = 0.6M - 1094;$$

$$\lg \delta_K = 0.333K - 3.272.$$

де  $M$  – магнітуда землетрусу,  $K$  – його енергетичний клас:  $K = \lg E$ . Де  $E$  – енергія землетрусу.

Залежність між розмірами вогнища  $L$  (км), магнітудою  $M$  та енергією  $E$  в аналітичному вигляді, згідно [19], може бути представлена як:

$$\lg L_M = 0.6M - 2.5; \lg L_R = 0.333K - 3.832.$$

$$K = 1.8M + 4.0$$

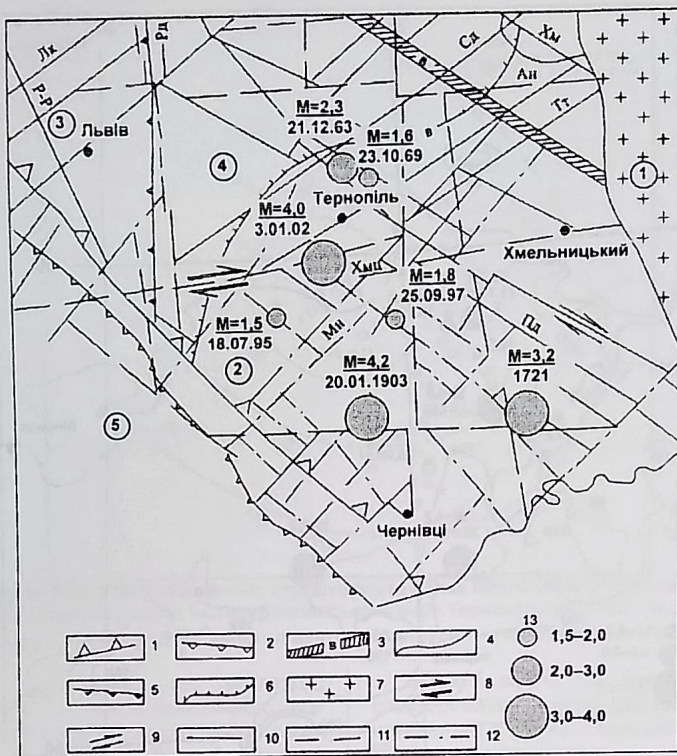


Рис. 3 – Схема систем розломів Волино-Поділля за даними [17]: 1 – Границя Східно – Європейської платформи; 2 – границя Складчастих Карпат; 3 – лінеамент В; 4 – межа Українського щита; 5 – межа Львівського прогину; 6 – південно-східна межа Волино-Оршанського авлакогена; 7 – Український щит; 8 – напрями дорифейських горизонтальних рухів вздовж крупних широтних зон; 9 – напрями зсувних переміщень; 10-12 – системи розломів: 10 – платформна діагональна, 11 – кризна ортогональна, 12 – карпатська; 13 – епіцентри землетрусів. Цифри в кружках: 1 – Український щит; 2 – Волино-Поділля; 3 – Львівський прогин; 4 – Волино-Оршанський авлакоген; 5 – Складчасті Карпати. Розломи і зони розломів: Ан – Андрушівський; Лк – Локачинський; Мн – Монастирський; О-К – Обертин-Кам'янець-подільський; Ос – Острожський; Пд – Подільська; Рв – Рівненська; Рд – Радехівський; Р-Р – Рава-Руський; С-П – Суцано-Пержанська; Сл – Славутський; Тт – Тетерівський; Хм – Хмельницький; Хмц – Хмельницька.

Припускаючи, що співвідношення довжини  $L$  вогнищ землетрусів з їх вертикальною протяжністю, що співпадає з товщиною сейсмогенеруючого шару  $H$ , та шириною вогнища  $W$  – є інваріантним, можна, на основі даних спостереження за афершоками та сейсмодислокаціями, у першому наближенні прийняти:

$$H = L/2; \quad W = L/4.$$

Таким чином, величина  $\delta$  є не що інше, як середній розмір геоблоків, здатних генерувати в кожному із своїх чотирьох дислокаційних вузлів землетруси відповідної максимальної магнітуді ( $M_{\max}$ ). Одночасно  $\delta$  – це розмір (діаметр) області, що відповідає за максимальну магнітуду  $M_{\max}$ :

$$M_{\max} = 1.667 \lg \delta + 3.233.$$

Вказану методику доцільно застосувати при створенні нової, уточненої карти загального сейсмічного районування території України, і зокрема – Волино-Поділля.

Зважаючи на постійне удосконалення методів оцінки сейсмічної небезпеки і одночасне накопичення нових, більш точних і надійних, сейсмостатистичних даних, необхідно регулярно поновлювати карти загального сейсмічного районування територій, з урахуванням науково обґрунтованих методик оцінки сейсмічної небезпеки і нових знань в галузі експериментальної сейсмології, геофізики та геології. Основою робіт є вивчення параметрів тектонічних структур, їх активності для обґрунтованого встановлення сейсмотектонічного потенціалу. Сейсмічне районування потрібно проводити на основі комплексування сейсмологічних, геофізичних, гео-

дезичних, геологічних, інженерно-геологічних даних і детального вивчення геотектонічної ситуації.

Приходиться констатувати, що формування адекватної моделі сучасного напружено-деформованого стану Волино-Поділля для уточнення карти його загального сейсмічного районування стримується відсутністю на даний час достатньої кількості достовірних геолого-геофізичних даних про тектонічні структури та їх активність, а також недостатньо густою мережею сейсмічних станцій, які повинні поставляти експериментальних дані про локалізацію вогнищ слабких місцевих землетрусів, їх енергетичні параметри, механізми тощо.

З огляду на вищесказане, надійного встановлення параметрів реальної сейсмічної небезпеки території Волино-Поділля та проведення загального сейсмічного районування, в якості першочергових завдань слід розглядати:

1. Уточнення геолого-геофізичних даних про внутрішню будову земної кори, а при необхідності проведення додаткових досліджень перекритих розломних зон (структур) для визначення їх сучасної тектонічної активності і сейсмотектонічного потенціалу.

2. Підвищення чутливості і роздільної здатності місцевої сейсмологічної мережі до рівня, який забезпечить реєстрацію слабких землетрусів і проявів сейсмічної емісії, що в свою чергу дозволить вивчити можливість виникнення сучасної сейсмічної активності локальних тектонічних структур і встановити їх сейсмічний потенціал.

3. Удосконалення методики визначення величини  $M_{\max}$  для тектонічних порушень і блоків регіону на осно-

ві комплексного аналізу сейсмологічних, геодинамічних, структурно-тектонічних та геолого-геофізичних даних.

1. Кендзера О.В., Вербицький С.Т., Стасюк А.Ф., Пронишин Р.С., Гурова І.Ю. Землетрус 3 січня 2002 року в Тербовлянському районі Тернопільської області // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. Вип. 23-24, 2002. – С. 106-109. 2. Пронишин Р.С., Вербицький С.Т., Стасюк А.Ф. Микруленецьке землетрясення 3.01.2002г. // Сейсмологічний бюлетень – 2002г. 3. Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. – М.: Наука, 1975. – 210 с. 4. Верховцев В.Г. Выделение геотектонических элементов Вольно-Подольи по материалам структурно-геоморфологических и аэрокосмических исследований // Геотектоника Вольно-Подольи. – Киев.: Наук. думка. – 1990. – С.209-215. 5. 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, 2005. – С. 188-198. 6. Гордиенко В.В. Ком-

плексная геофизическая модель верхней мантии Трансевропейской зоны активизации // Геофиз. журн., 1997 – № 1. – С. 39-53. 7. В.Б. Солтоуш Лтосфера України. – Киев: Наук. Думка, 1986. – С. 51 – 66. 8. Доленко Г.Я. Особливості розташування та систематика розломів Волино-Подільської плити // Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1986. №11. 9. Палленко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. – Киев: Наук. думка, 1992. – 116 с. 10. Гинтов О.Б., Пашкевич И.К., Разомно-блоковая тектоника Вольно-Подольи. Кинематический анализ // Геофиз. журн. – 2004. – 26, № 1. – С.56 – 70. 11. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – Киев, 2005. – С. 296 – 321. 12. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии / Отв. ред. В.И. Улюмов. – М.: ОИФЗ РАН, Вып. 1, 1993. – 303 с. 13. Страхов В.Н., Улюмов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования Северной Евразии. – Физика Земли. 1998. № 10. – С. 92-96.

Надійшла до редколегії 05.12.06

УДК 550.344.094.6 : 528.087.4 : 004.032.26

М.А. Лазаренко, канд. техн. наук, О.А. Герасименко, мол. наук співроб.

## ІМПЛЕМЕНТАЦІЯ НЕЙРОННО-МЕРЕЖЕВОГО ПІДХОДУ ДО РОЗВ'ЯЗАННЯ ЗАДАЧІ ПРОГНОЗУ ІНТЕНСИВНОСТІ СТЯСАНЬ

*Мережа штучних нейронів використовується для розв'язання задачі розподілу інтенсивності стрясань на території України, що викликаються землетрусами Вранча, у постановці лінійної та множинної регресії.*

*The neural net approach is used to solve the linear and multiple regression problems for modeling of shaking intensity distribution over Ukrainian territory, caused by Vrancea earthquakes.*

**Вступ.** В основі одного з підходів до оцінки сейсмічної небезпеки лежить критерій максимальної інтенсивності або бальності сейсмічних стрясань [1, 2]

$$I = bM - v \lg \Delta + c. \quad (1)$$

Тут  $I$  – інтенсивність сейсмічних стрясань, виражена в балах сейсмічної шкали типу  $MSK$ ,  $M$  – магнітуда землетрусу, що визначається по  $PV$ -хвилях ( $m_p$ ) для глибокофокусних землетрусів [3],  $v$  – ефективна розбіжність (фізична розбіжність і поглинання),  $\Delta = \sqrt{h^2 + r^2}$ ,  $r$  і  $h$  – епіцентральної відстань і глибина вогнища відповідно. Параметр  $b$  зв'язується з жорсткістими характеристиками зони вогнища, що визначаються часткою високочастотних складових у спектрі випромінювання джерела [4]. Діапазон відомих оцінок його величини [5] досить вузький (1.3-1.7), що змушує, при відсутності колоджерельних записів, у багатьох випадках користуватися "середньосвітловим" значенням, рівним 1.5.

Таким чином, співвідношення (1) розглядається як рівняння логлінійної регресії [6], для якого в заданому регіоні для звичайно відомих  $h$  і  $M$ , підбираються такі значення постійних коефіцієнтів  $v$  і  $c$ , для яких би модель (1) задовольнялася щонайкраще.

Як видно, рівняння (1) не має параметрів, пов'язаних з латеральними варіаціями інтенсивності, обмежені також його можливості й по дальності. Згідно (1), при збільшенні епіцентральної відстані оцінка інтенсивності струсів, при інших рівних, повинна зменшуватися, що суперечить численним спостереженням, що демонструють досить складну її поведінку. Такі суперечні спостережуваним оцінки інтенсивності доводиться коректувати підбором величини коефіцієнта  $b$ .

Відомі спроби поліпшити застосовність рівняння (1) для опису більш великих регіонів, використання постійних коефіцієнтів для яких не є коректним, перетворивши останні в кусочно-лінійні [7,8], але, навіть у такій постановці, модель поля струсів є досить грубим наближенням до складної реальної ситуації, що є відбиттям істотно нелінійних багатопараметричних залежностей.

**Постановка задачі.** Параметричні й просторові описи об'єкта досліджень, у нашому випадку – території України, зручно співвідносити у формі растра [8,9], кожен прямокутний елемент (або піксель) якого відпові-

дає деякій ділянці території й характеризується вектором параметрів  $x_i = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ ,  $i = 1 \dots n$ , утворюючи генеральну сукупність  $U$ ,  $x \in U$ .

Із всіх відомих сейсмічних впливів на територію України найбільший ризик представляють такі, що генеруються в горах Вранча (Румунія), з яких інструментально зареєстровані і/або макросейсмічно обстежені події 1940, '77, '86 й '90 років з магнітудами від 6.8 до 7.3, причому, для події 1940 р. для обслудуваної території макросейсмічні дані скудні і у нас є відомості про макросейсмічну оцінку лише для 21 елемента растра.

Макросейсмічні оцінки впливу цих чотирьох землетрусів одержані в різних точках території України й усереднені по окремих елементах растра. Поля покриття растра оцінками для кожної з подій можуть перекриватися в різних сполученнях, крім того, існують чарунки (елементи растра), позбавлені макросейсмічних оцінок.

Якщо вивчається поведінка деякої функції, котра контролює розподіл інтенсивності стрясань на території, що описується у вигляді растрового числового зображення, і задається в кожному його елементі множиною аргументів-параметрів, то макросейсмічна оцінка інтенсивності стрясань в певному елементі може розглядатися як розв'язок для такої функції, а упорядкована послідовність аргументів-параметрів – як приклад такої поведінки. Інструмент статистичного аналізу – нейронна мережа дозволяє побудувати поведінкову модель, використовуючи множини чисельних перемінних, що представляють собою приклади цієї поведінки, і цільового значення – необхідного розв'язку для кожного із прикладів.

Пропонується на базі нейронно-мережевої моделі поля струсів території України, використовуючи як приклади характеристики елементів растра, де існують макросейсмічні виміри впливу сильних землетрусів, оцінити інтенсивність стрясань, що викликаються гіпотетичним вогнищем Вранча необхідної магнітуди й глибини. Продемонструємо здатність нейронної мережі моделювати у лінійній постановці розв'язання цієї задачі.

**Двошарова мережа штучних нейронів.** Допускається шаруватість нейронної мережі обчислювати по кількості шарів синапсних (міжвузлових) зв'язків на тій підставі, що перший або вхідний шар нейронів не виконує ніякої іншої функції окрім комутативної. Ми дотри-