У цілому на представлених картах аномальної щільності найбільш реально відбивається геологічна будова приповерхневого шару граніто-мігматито-гнейсового комплексу УКЩ.

Висновок. При інтерпретації гравітаційного поля треба користуватися комплексом фільтраційних методів розв'язку оберненої лінійної задачі на основі оптимізуючого критерія за мінімумом суми квадратів поправок до щільності для формул простої ітерації та гібридного аналога фільтрів Вінера і Калмана. Це забезпечує стійкі та геологічно змістовні розв'язки ОЛЗГ з метою виконання більш точної геологічної ідентифікації результатів гравіметрії і правильного обгрунтування проектів наступних геофізичних та геологічних досліджень.

1. Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий / Булах Е.Г., Маркова М.Н., Тимошенко В.И. и др.; Редкол.: О.И.Калашникова и др. – К.: Наукова думка, 1984. – 112 с. 2. *Старостенко В.И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. – К.: Наукова думка, 1978. – 218 с. 3. *Старостенко В.И., Козленко В.Г., Костюкевич А.С.* Сейсмогравитационный метод: принципы, алгоритмы, результаты // Вісник АН УРСР. – 1986. – №12. – С. 28-42. 4. *Миненко П.А.* Разделение массива по плотности обратным линейным преобразованием поля силы тяжести // Сб. научн. тр./ НИГРИ "Разработка руд черных метал лов". – Кр. Рог, 1989. – С.146-148. 5. *Миненко П.А.*Оптимизационные линейные алгоритмы обработки геологической и геофизической информации при поисках рудных залежей// Сб. научн. тр. /НИГРИ "Проблемы разработки руд черных метал лов". – Кр. Рог, 1991. – С. 107-111. 6. *Миненко П.А.* Общие теоретические аспекты построения моделей для решения обратной линейной задачи гравиметрии// Сб. научн. тр. / Всеукр. Ассоц. Геоинформатики "Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики". – К.,2005. – С. 241-245. 7. *Миненко П.А.* Особенности решения обратной линейно-нелинейной задачи гравиметрии // "Геоінформатика", НАНУ, Центр менеджменту та маркетингу в галузі наук про Землю ІГН НАН України. – 2005. – №4. – С. 31-35. 8. *Самарский А.А., Гулин А.В.* Численные методы. – М.: Наука, 1989. – 430 с. 9. *Миненко П.А., Миненко Р.В.* Исследование структуры гранито-мигматито-гнейсовых комплексов Украинского щита нелинейными методами гравиметрии // "Науковий вісник НГУ". – 2005. – №9. – С. 66-68. 10. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1979. – 183 с. 11. *Сергиенко А.Б.* Алгоритмы аддитивной фильтрации: особенности реализации в MATLAB//Exponenta Pro (математика в приложениях). – М. – №1 (1)/2003. – С. 18-28.

Надійшла до редколегії 08.02.07

УДК 550.344.094.6 : 528.087.4 : 004.032.26

М.А. Лазаренко, канд. техн. наук, Н.М. Остапчук, пров. інж.

УЗАГАЛЬНЕНІ ГОДОГРАФИ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ СЕРЕДЗЕМНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ

Пропонується нейронно-мережна часова модель середземноморського регіону розповсюдження сейсмічних хвиль, зареєстрованих на сейсмічних станціях "Одеса" та "Сквира". По годографах східного, західного та південного напрямків вираховується різниця часу приходу P та S хвиль відносно глобальних оцінок як індикатор диференційованості будови регіону.

The neural net temporal model of Mediterranean area is developed for P and S waves arrivals recorded on "Odesa" and "Skvira" seismic stations. For eastern, western, and southern directions from the stations the differences with global arrivals are evaluated to witness the variety of regional structure.

Вступ. Найбільш вживаною у сейсмології репрезентацією спостережених подій є годограф, котрий узагальнює час приходу до точки спостереження різних фаз сейсмічних хвиль, співвідносячи його з відстанню до джерела. Крім того, годограф є одним з найбільш уживаних інструментів, що використовується сейсмологічною службою. Тут широкого розповсюдження набули глобальні годографи Г.Джеффріса-К.Буллена, В.Кеннета, А.Дзевонского[1,2], котрі на базі дуже великої кількості реєстрацій сейсмічних подій пропонують користувачу залежність часу вступу від відстані практично вичерпного списку фаз хвиль для досить широкого діапазону глибин гіпоцентру.

Але досить часто наявність локальних неоднорідностей на шляху розповсюдження сейсмічних хвиль та зчленування в одному регіоні контрастних за геологічною будовою блоків приводить до великих нев'язок між реальним часом реєстрації вступу фаз сейсмічних хвиль та таким, що прогнозується глобальними годографами.

До таких складнопобудованих середовищ і відноситься регіон нашої уваги. Тут на невеликій (у глобальному масштабі) відстані сходяться зони колізії плит, системи активних глибинних розломів, структури кимерійського і альпійського складчастого комплексу, океанічна кора, молоді Скифська та Мізійська та прадавня Східноєвропейська платформи, створюючи складну архітектуру свого роду пограниччя між консолідованими та структурами, що активно розвиваються.

Таким чином, сейсмічні хвилі, збуджені в джерелах Карпат, Середземномор'я, Ірану, реєструються українськими сейсмостанціями з часами вступу фаз хвиль, що досить часто значно відрізняються від прогнозованих стандартними глобальними годографами. Звідси постає необхідність побудови локальних годографів, що найближче задовольняють місцевим умовам.

Постановка задачі. Виходячи з формального визначення годографа як геометричного місця кінців векторів, проведених з однієї точки [3], немає підстав обмежуватись у сейсмічному годографі двохкомпонентним (відстань, час) вектором, а збільшити розмірність останнього, включивши до нього компоненти-параметри, що можуть розглядатись як такі, що входять до складу аргументів функції часу приходу сейсмічної хвилі до пункту спостереження. Такими додатковими параметрами є глибина джерела, магнітуда землетрусу та азимут приходу хвилі до сейсмостанції.

В такому поданні ситуація, що відображає розповсюдження сейсмічних хвиль і їх реєстрацію, може розглядатись як деяка сукупність прикладів поведінки цих хвиль в області їх розповсюдження, кожний з котрих визначається по зареєстрованих на сейсмічній станції землетрусах, де останні характеризуються вектором параметрів

$$x_{n,i} = \left(x_{n,1}, x_{n,2}, \ldots, x_{n,4}, t_n\right), \qquad (1)$$

при $x_1 = h$ (глибина гіпоцентру), $x_2 = M$ (магнітуда), $x_3 = r$ (відстань), $x_4 = b_az$ (зворотний азимут), t_n – цільове значення, що рівне часу приходу до точки спостереження певної фази хвилі, збудженої n-тим землетрусом.

Таким чином формується множина для навчання мережі штучних нейронів, котра (після навчання) сформує модель часу реєстрації фаз сейсмічної хвилі тією сейсмічною станцією та того регіону, що були охоплені навчаючою вибіркою. Ця модель в оперативному режимі розиграшу певного сценарію дозволяє побудувати час реєстрації сейсмічної хвилі на с/с, збудженої в довільній точці модельованого регіону, з параметрами джерела, що лежать в межах інтервалів існування складових векторів навчаючої вибірки.

Нами застосовувалась багатошарова, повнозв'язана, прямопоточна, керована мережа штучних нейронів [4], у котрої гіперболічний тангенс в якості активаційної функції використовувався тільки у схованих шарах, а навчання відбувалось методом зворотної передачі похибки [5]. Архітектура мережі підбиралась методом

© М.А. Лазаренко, Н.М. Остапчук, 2007

проб і помилок, а найкращою з огляду на швидкість збігання ітераційного процесу навчання та величину остаточної помилки виявилась структура NN:4:5:1.

Узагальнюючи, можна стверджувати, що розглядається нейронно-мережна модель часу пробігу P та S фаз сейсмічних хвиль з джерелами в Альпійсько-Середземноморському регіоні, що створюється на основі записів 200 землетрусів, зареєстрованих сейсмічною станцією "Одеса" та 250 землетрусів "Сквира" у розхилі сектору обернених азимутів, відповідно $106^0 - 280^0$ та $112^0 - 260^0$, і діапазоні відстаней до ~15^0.

Обговорювання результатів. Здатність навченої мережі до узагальнення, тобто, використання залежностей між елементами навчаючої множини і поведінкою, що потребує визначення або класифікації, найкраще реалізується в інтерполяційному режимі. Цей режим передбачає, що величини складових векторів структури (1), що пропонуються як невизначені до класифікації, не повинні виходити за діапазон існування таких у складових з навчаючої множини.

При обмеженому об'ємі навчаючих даних дуже часто згідно умов задачі доводиться використовувати параметри-складові векторів, що лежать поза діапазоном значень навчаючої вибірки, тобто використовувати нейронно-мережну модель в екстраполяційному режимі і в цьому випадку бажано мати оцінки похибок апроксимацій функції поведінки, що вивчається.

Звичайним явищем для сейсмологічної практики є нерівномірність покриття досліджуваного простору джерелами землетрусів, що приводить до необхідності продовжувати годографи в області, з яких реєстрації джерел відсутні. Пропонується підхід до одержання оцінок екстраполяції в такі області, що основується на порівнянні базового годографа, максимально забезпеченого спостереженнями землетрусів, тобто, побудованого в режимі інтерполяції, з годографами, забезпеченими спостереженнями частково і екстрапольованими до довжини базового.

На рис. 1 зведені оцінки розбіжностей між базовими та екстрапольованими годографами. Можна бачити, що останні з'являються не тільки на дистальних ділянках, де відсутні спостереження, але і біля точки реєстрації, що можна пояснити впливом потужності навчаючої множини на результат узагальнення даних і що накладає певні застереження щодо об'єму бази даних.

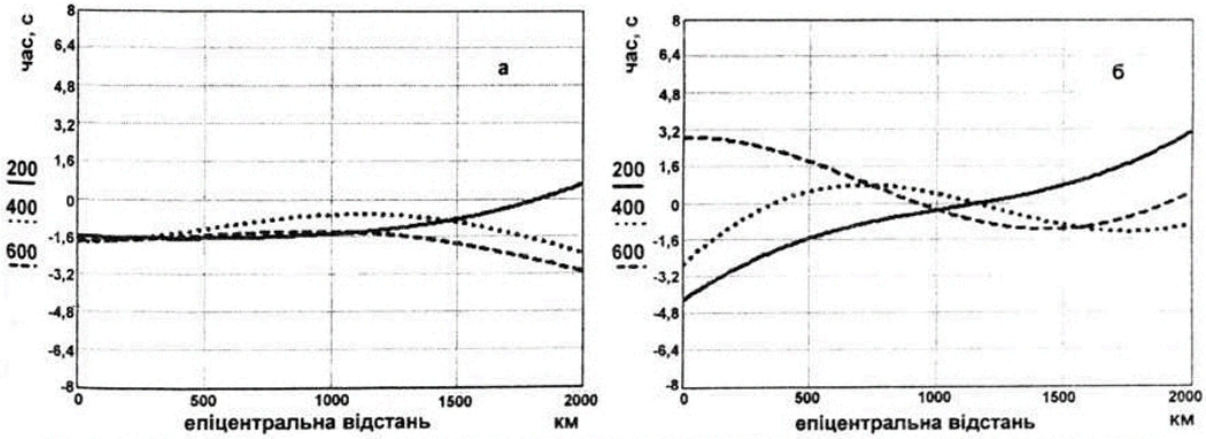

Рис. 1. Розбіжності вказаних екстраполяційних інтервалів с/с "Сквира", або приклади втрати узагальнюючих особливостей моделі при функціюванні в режимі екстраполяції для P-хвиль (а) та S-хвиль (б) землетрусів, що змодельовані нейтронною мережею на базі зареєстрованих с/с "Сквира"

Певну неузгодженість помилок для годографів одного типу можна пояснити різними законами продовження функції, пов'язану з невідповідністю закономірності поведінки теоретичної кривої і реальними особливостями окремих складових геологічної будови регіону, що досліджується.

Глобальний годограф. Щоб одержати оцінки адекватності моделі деякому природному феномену необхідний критерій таких оцінок, котрий може бути виміряним, формальним або емпіричним, але головне – загальноприйнятим. У випадку контрастного по тектонічній будові регіону нашої зацікавленості можливе приведене вище порівняння поведінки досліджуваної функції (годографа) в а priori різних умоглядних ситуаціях. Такі "автооцінки", на наш погляд, в першому наближенні можуть служити для підтвердження або ставлення під сумнів подібних ситуацій.

У сейсмологічній практиці глобальні годографи використовуються в якості стандартного інструменту обробки спостережень. Крім того, ці годографи, осереднюючи надзвичайно великий об'єм даних практично з усіх регіонів Землі, можуть бути використані і в якості критерію оцінок відхилення наших локальних моделей від "світових".

Звичайне табличне представлення глобальних годографів, навіть у електронній формі, завдяки дискретності, незручне для машинного маніпулювання і тому трансформувалось нами у нейронно-мережну модель JFNN, що організовувалась після навчання мережі архітектури NN:2:20:1 на множині двомірних векторів (h, r), утвореної зі стандартних таблиць[1]. Відтворна здатність цієї моделі порівнювалась з реально зареєстрованими часами приходу P та S фаз сейсмічних хвиль до с/с "Сквира", "Одеса" та "Полтава". Розбіжність у часах приходу на окремих відстанях не перевищувала 0.1с.

При вивченні геологічного середовища за допомогою сейсмічних хвиль, звичайно аналізується відхилення часу реєстрації P та S хвиль локального годографу від стандартної сферично-симетричної моделі, яким у нашому дослідженні є годограф Джеффріса-Буллена. Можливість оперувати емпіричними і "еталонними" нейронно-мережевими моделями часу надходження сейсмічних хвиль дозволяє отримувати і порівнювати час приходу сейсмічних хвиль в довільній точці регіону, що досліджується.

При довжині модельованих годографів для с\с станцій "Сквира" і "Одеса" в 2000км, ми маємо можливість оцінювати поширення сейсмічних хвиль на глибину ~ 1/10 епіцентральної відстані, що дає можливість досліджувати аномалії швидкості сейсмічних хвиль великих блоків в рамках прийнятої гіпотези, в першу чергу трьох регіонів: східного напрямку (землетруси Ірану, Кавказу, східної Туреччини), південного (землетруси Туреччини,

Криму, сходу Середземномор'ї) та західного (землетруси Греції, Італії, Карпат). Відповідно до цих напрямів моделювались локальні годографи з орієнтацією зворотних азимутів: для с/с "Одеса" – 106°, 193°, 279°, для с/с "Сквира" – 112°, 187°, 263° і глибин джерела 5км, 33км і 50км. Оскільки в масштабі рисунку віяло одержаних годографів зливається у суцільну лінію, ми демонструємо лише їх різницю з глобальним годографом.

На рис. 2 і рис. 3 наведено результат порівняння годографів P та S хвиль, зареєстрованих на с/с "Одеса" і "Сквира", для східної, західної та центральної орієнтації та змодельованого в інтервалі глибин 5-50 км глобального годографа.

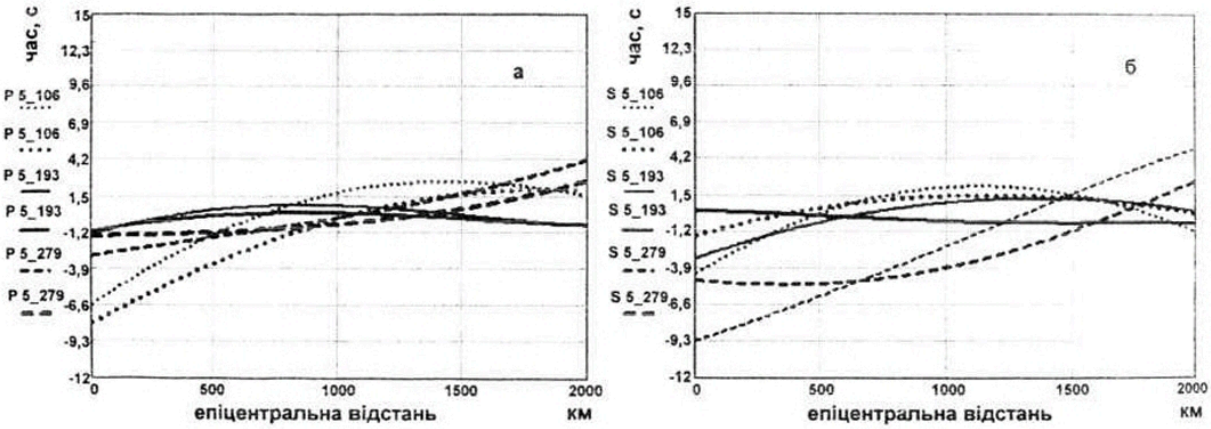

Рис. 2. Різниця глобального годографа (а) P- та (б) S – хвиль та змодельованих по реєстраціях землетрусів с/с "Одеса" орієнтації СХІД (зворотній азимут 106°), ПІВДЕНЬ (193°), ЗАХІД(279°) для діапазону глибин 5-50 км

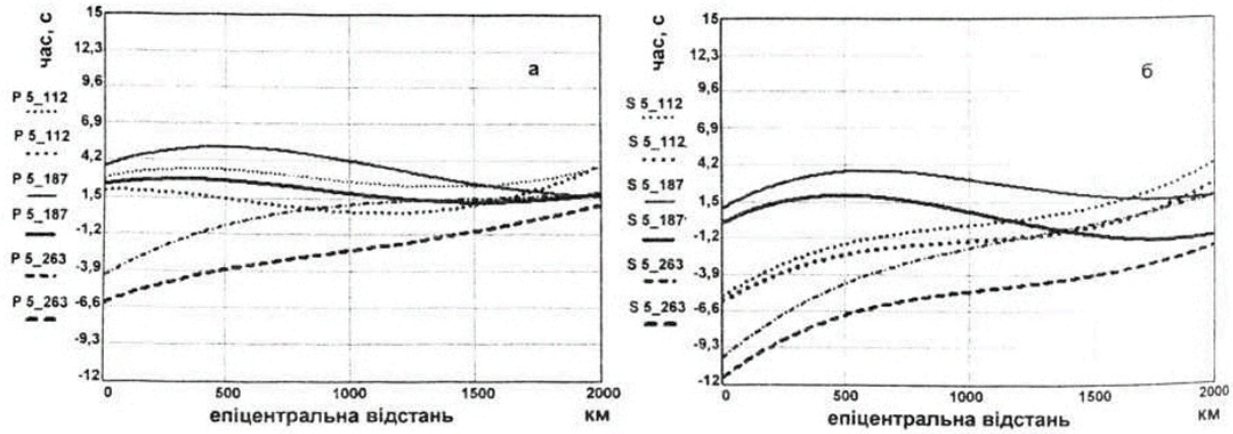

Рис. 3. Різниця глобального годографа (а) P- та (б) S-хвиль та змодельованих по реєстраціях землетрусів с/с "Сквира" орієнтації СХІД (зворотній азимут 112°), ПІВДЕНЬ (187°), ЗАХІД(263°) для діапазону глибин 5-50 км

З наведених рисунків видно, що час приходу сейсмічних хвиль в досліджуваному регіоні виразно залежить від напрямку їх розповсюдження. На с/с "Одеса" для P-хвиль найбільші відхилення від величин, що прогнозуються глобальним годографом, спостерігаються на початкових ділянках епіцентральної відстані і лежать в південному напрямку в інтервалі ±1с, а в східному і західному напрямках реєструються з запізненням – з 2 с до 8 с відповідно. На с/с "Сквира" південний і східний напрямок відзначаються упередженням реєстрації P-хвиль в порівнянні з глобальним годографом – з 2 с на східному до 3.5 с на південному напрямках. Західна частина досліджуваного регіону відзначається запізненням прибуття P-хвиль від 3.8 с для глибин джерела 5 км до 6.5 с для глибин 50 км. S-хвилі відзначаються на с/с "Одеса" запізненням часу реєстрації в східному (від 1 с до 4 с) та західному напрямку (від 4 с до 9.3 с). При цьому відзначається запізнення прибуття S-хвиль, збуджених на глибині 50 км, в початковій ділянці годографу до 550-600 км епіцентральної відстані, що може бути пов'язано з незначним представництвом землетрусів такої глибини в базі даних. На с/с "Сквира" південний напрямок характеризується незначним упередженням реєстрації часу приходу фаз на сейсмічну станцію, а східний і західний – запізненням, з 5 с до 11 с відповідно.

Одержані результати свідчать, що нейронномережева модель в наведеній аплікації здатна виступати інструментом дискримінації особливостей розповсюдження сейсмічних хвиль і може бути корисною для підтвердження або спростування результатів геолого-тектонічного моделювання.

1. *Jeffreys H. & Bullen K.E.* 1940, Seismological Tables, British Association Seismological Committee, London. 2. *Kennet B.L.N.* 1991, Seismological Tables, Research School of Earth Sciences, Australian National University – P. 50. 3. *Кочин Н.Е.* Векторное исчисление и начала тензорного исчисления. – М.: Наука, 1965. – С. 424. 4. *Осовский С.* Нейронные сети для обработки информации: перевод с польского. – М.: Финансы и статистика, 2004. – С. 334. 2. *Bishop C.M.* Neural Networks for Pattern Recognition // Oxford, Oxford Univ. Press, -1994, -P. 504.

Надійшла до редколегії 07.02.07