

Д.В. Малицький, А.Ю. Павлова

ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ В АНІЗОТРОПНИХ СЕРЕДОВИЩАХ.
ОБЕРНЕНА ЗАДАЧА. II

Розроблено модифікацію матричного методу з метою розв'язання оберненої задачі для анізотропних середовищ. Наведено теорію для визначення кутів орієнтації площини розриву та побудови механізму вогнища землетрусу. Апробацію матричного методу показано на реальних прикладах подій в Закарпатській області, виконано порівняльний аналіз синтетичних сейсмограм із реальними сейсмічними записами.

Ключові слова: анізотропія, тензор сейсмічного моменту, сейсмічний момент, механізм вогнища землетрусу, кути орієнтації площини розриву.

Вступ. Анізотропія сейсмічних швидкостей — поширене явище в надрах Землі. Як правило, для інтерпретації сейсмічних хвиль припускають, що середовище є ізотропним. Однак зростає розуміння того, що вплив анізотропії на процес поширення сейсмічних полів у неоднорідному середовищі може бути значним. Анізотропія сейсмічних швидкостей виявлена в корі та верхній мантії [14–17]. Із лабораторних вимірювань випливає, що явище анізотропії має бути поширеним як у кристалічних, так і осадових породах [8, 9, 13].

Існують фундаментальні відмінності поширення сейсмічних хвиль в ізотропних та анізотропних середовищах [11, 12]. Відомо, що в анізотропному середовищі вектори поляризації P -хвиль не мають збігатися з вектором поширення фази, отже, цю фазу позначають qP для “quasi- P ”. Дві квазізсувні поляризації утворюють набір взаємно ортогональних векторів до qP . Таким чином, для будь-якого конкретного напрямку фази поширення є три об'ємні хвилі з фіксованими ортогональними поляризаціями [3, 7, 10]. Загалом швидкості і поляризації залежать від напрямку поширення фази, внаслідок чого поперечна компонента хвильового вектора не має бути нульовою. Як наслідок, в анізотропному середовищі фаза та енергія вектора швидкості можуть розрізнятися [7]. Крім того, якщо середовище непружне, енергія та вектор групової швидкості також розрізнятимуться. Ці відхилення від “зрозумілої” поведінки сейсмічних хвиль в ізотропних середовищах означають, що ефект анізотропії буде занадто важко зрозуміти без чисельного моделювання та побудови синтетичних сейсмограм.

У статті розглянуто використання матричного методу Томсона–Хаскелла для побудови поля зміщень на вільній поверхні анізотропного середовища. Вважаємо, що це середовище промодельовано пачкою однорідних анізотропних шарів з паралельними межами (рис. 1). Джерело сейсмічних хвиль представлено довільно орієнтова-

ною силою або тензором сейсмічного моменту. На межах між шарами виконуються умови жорсткого контакту (неперервність зміщень і напружень), а також умова: земна поверхня вільна від напружень. Джерело хвиль перебуває всередині однорідного анізотропного шару на певній глибині $z = z_s$. Хвилі з нижнього півпростору ($n + 1$) не повертаються (умова випромінювання). Розглянемо випадок, коли джерело землетрусу представлено дев'ятьма парами сил і описано тензором сейсмічного моменту, а також довільно орієнтованою силою. Такий опис точкового джерела досить відомий та ефективний для моделювання поширення сейсмічних хвиль у шаруватому півпросторі [4].

Таким чином, у статті показано розв'язання оберненої задачі для анізотропних середовищ, якщо на довільній межі шаруватого анізотропного середовища задано точкове джерело у вигляді сейсмічного тензора, а також відновлення механізму вогнища землетрусу на основі реальних сейсмограм.

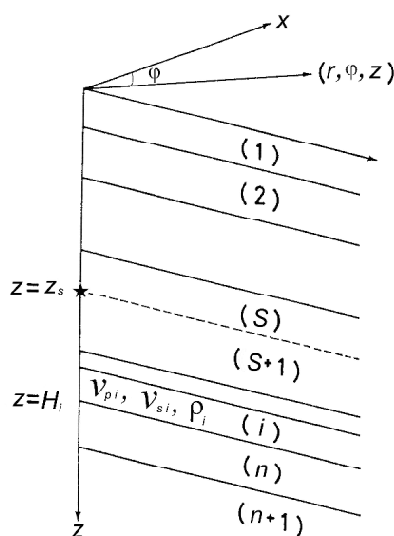


Рис. 1. Модель вертикально-неоднорідного середовища

Обернена задача. Відомо, що обернені задачі своєю суттю є некоректними. Розробки нових методик та алгоритмів для таких задач щодо джерела є актуальною та важливою проблемою. Звичайно немає загального та надійного підходу. Крім того, неможливо врахувати всі ефекти за моделювання хвильових процесів під час поширення сейсмічних хвиль у неоднорідних середовищах. Тому для анізотропного середовища важко побудувати теорію, яка ґрунтувалася б тільки на аналітичних співвідношеннях. Тому потрібно вдаватися до чисельного розв'язання системи рівнянь. Розглянемо матричне рівняння (22) із роботи [4], яке перепишемо у матричному вигляді, використавши умову випромінювання:

$$\begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ v_D^p \\ v_D^{s_1} \\ v_D^{s_2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} & G_{14} & G_{15} & G_{16} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} & G_{25} & G_{26} \\ G_{31} & G_{32} & G_{33} & G_{34} & G_{35} & G_{36} \\ G_{41} & G_{42} & G_{43} & G_{44} & G_{45} & G_{46} \\ G_{51} & G_{52} & G_{53} & G_{54} & G_{55} & G_{56} \\ G_{61} & G_{62} & G_{63} & G_{64} & G_{65} & G_{66} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{u}_x^{(0)} + \tilde{F}_1 \\ \mathbf{u}_y^{(0)} + \tilde{F}_2 \\ \mathbf{u}_z^{(0)} + \tilde{F}_3 \\ \tilde{F}_4 \\ \tilde{F}_5 \\ \tilde{F}_6 \end{pmatrix}, \quad (1)$$

де $\mathbf{u}^{(0)} = (u_x^{(0)}, u_y^{(0)}, u_z^{(0)})^T$ – вектор зміщень на вільній поверхні в спектральній області; G – характеристична матриця середовища.

Розв'яжемо систему (1) щодо стрибка переміщень-напружень F [15]:

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} -c_{55}^{-1} M_{xz} \\ -c_{44}^{-1} M_{yz} \\ -c_{33}^{-1} M_{zz} \\ p_x (M_{xx} - c_{13} c_{33}^{-1} M_{zz}) + p_y M_{xy} \\ p_x M_{yx} + p_y (M_{yy} - c_{23} c_{33}^{-1} M_{zz}) \\ p_x (M_{zx} - M_{xz}) + p_y (M_{zy} - M_{yz}) \end{pmatrix} \delta(z - z_z), \quad (2)$$

де p_x, p_y – горизонтальні повільності; $M_{xx}, M_{yy}, M_{zz}, M_{xz}, M_{yz}, M_{yx}, M_{xy}, M_{zy}, M_{zx}$ – компоненти тензора сейсмічного моменту; $c_{13}, c_{23}, c_{33}, c_{44}, c_{55}$ – компоненти матриці жорсткості.

Використавши зображення стрибка переміщень-напружень F , згідно з (2), визначимо кути орієнтації площини розриву ($\varphi_s, \delta, \lambda$), а також компоненти тензора сейсмічного моменту.

Для малих сейсмічних подій можна вважати [1], що вектор переміщень-напружень F є таким: $F = (F_1, F_2, F_3, 0, 0, 0)^T$.

Тому систему (1) перепишемо в такому вигляді:

$$\begin{cases} G_{11}u_x^{(0)} + G_{12}u_y^{(0)} + G_{13}u_z^{(0)} = -(G_{11}\tilde{F}_1 + G_{12}\tilde{F}_2 + G_{13}\tilde{F}_3) \\ G_{21}u_x^{(0)} + G_{22}u_y^{(0)} + G_{23}u_z^{(0)} = -(G_{21}\tilde{F}_1 + G_{22}\tilde{F}_2 + G_{23}\tilde{F}_3) \\ G_{31}u_x^{(0)} + G_{32}u_y^{(0)} + G_{33}u_z^{(0)} = -(G_{31}\tilde{F}_1 + G_{32}\tilde{F}_2 + G_{33}\tilde{F}_3) \end{cases} \quad (3)$$

Із (3) однозначно знаходимо вектор переміщень-напружень F , враховуючи, що $F = G_{s,1} \cdot \tilde{F}$, де $G_{s,1}$ – характеристична матриця над джерелом [4].

Із (2) випишемо рівняння для визначення компонент тензора сейсмічного моменту, застосувавши зображення (2) для трансверсально-ізо-тропної симетрії і для орторомбічної анізотропії середовища:

$$\begin{aligned} M_{xz} &= M_{zx} = -F_1 \cdot c_{55}, \\ M_{yz} &= M_{zy} = -F_2 \cdot c_{44}, \\ M_{zz} &= -F_3 \cdot c_{33}. \end{aligned}$$

Для визначення кутів орієнтації площини розриву ($\varphi_s, \delta, \lambda$) використаємо тригонометричну систему рівнянь [1]. Нижче наведено співвідношення, які пов'язують компоненти тензора M_{xz}, M_{yz}, M_{zz} та відповідні кути, а саме:

$$\begin{aligned} M_{xz} &= -M_0 (\cos \delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos \varphi_s + \cos 2\delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos \varphi_s), \\ M_{yz} &= -M_0 (\cos \delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos \varphi_s - \cos 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \cos \varphi_s), \\ M_{zz} &= M_0 \sin 2\delta \cdot \sin \lambda, \end{aligned} \quad (4)$$

де M_0 – сейсмічний момент, який визначають із прямої задачі за спектрами сейсмограм. Для знаходження повного тензора сейсмічного моменту підставимо знайдені кути орієнтації площини розриву з (4) у такі рівняння [1]:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_0 (\sin \delta \cdot \cos \lambda \cdot \sin 2\varphi_s + \sin 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \sin^2 \varphi_s), \\ M_{xy} &= M_{yx} = \\ &= M_0 (\sin \delta \cdot \cos \lambda \cdot \cos 2\varphi_s + \frac{1}{2} \sin 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \sin 2\varphi_s), \\ M_{yy} &= M_0 (\sin \delta \cdot \cos \lambda \cdot \sin 2\varphi_s - \sin 2\delta \cdot \sin \lambda \cdot \cos^2 \varphi_s). \end{aligned} \quad (5)$$

Як результат запишемо тензор сейсмічного моменту, згідно з умовою симетричності тензора:

$$M = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{xy} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{xz} & M_{yz} & M_{zz} \end{pmatrix}. \quad (6)$$

Реальні приклади. Для апробації методу розв'язання оберненої задачі вибрано дві події, що відбулись у Закарпатській області.

I. Землетрус біля с. Угля ($\varphi = 48,1676^\circ$, $\lambda = 23,6525^\circ$, $ML = 1,92$), що відбувся 24 жовтня 2012 р. о 03:13:40,501 на глибині 5 км (рис. 2). За спектрами цієї події на різних станціях визначено сейсмічний момент $M_0 = 1,847 \cdot 10^{12}$ [5].

Графічним методом [5] на основі зафіксованих даних дев'ятьма станціями в Закарпатській області визначено кути орієнтації площини розриву ($\varphi_s = 170^\circ$, $\delta = 27^\circ$, $\lambda = 121^\circ$) та побудовано механізм вогнища. Підставивши значення кутів

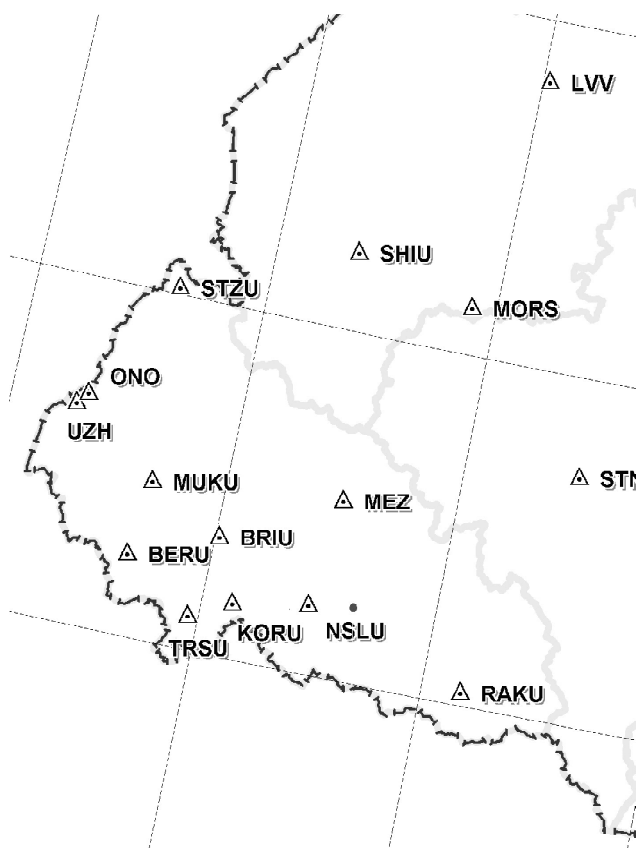


Рис. 2. Карта розташування сейсмічних станцій в Закарпатській області із вказаним розташуванням епіцентру події біля с. Угтя

(φ , δ , λ), отримані за співвідношеннями (4), (5), у рівняння (6) та значення сейсмічного моменту, запишемо тензор сейсмічного моменту

$$M = \begin{pmatrix} -1,8632 & -6,2485 & -9,9630 \\ -6,2485 & -10,9449 & -7,6925 \\ -9,9630 & -7,6925 & 12,8082 \end{pmatrix} 10^{11}. \quad (7)$$

На рис. 3 показано механізм вогнища події побудований із використанням графічного методу [5].

Для розв'язання оберненої задачі щодо визначення сейсмічного тензора M (6) використано реальні сейсмічні записи із станцій (рис. 4): Нижнє Селище, Брід, Королеве, Мукачеве та Тросник (записи на інших станціях містять дуже великий рівень шумів).

У зв'язку з наявністю анізотропії сейсмічних швидкостей для кожного напрямку (епіцентр — станція) доцільно побудувати трансверсально-ізотропну швидкісну модель. В табл. 1 наведено анізотропні параметри середовищ, які використано для розв'язання оберненої задачі [2, 6].

За даними швидкісних моделей (табл. 1) та спектрів реальних сейсмічних записів для кожної із станцій отримано кути орієнтації площини розриву та побудовано механізми вогнища землетрусу (рис. 5).

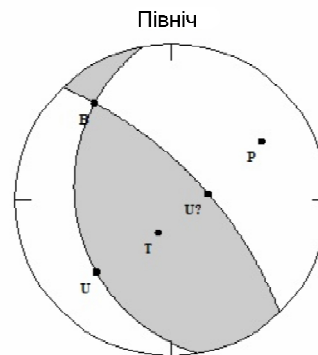


Рис. 3. Механізм вогнища землетрусу, визначений графічним методом [5]

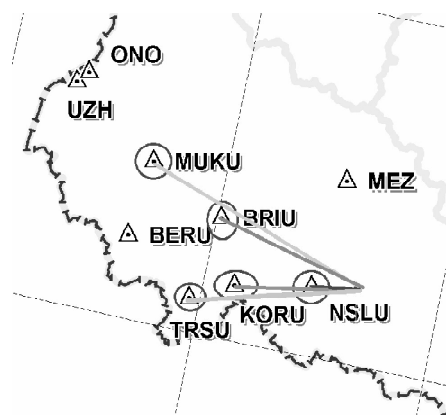


Рис. 4. Карта взаємного розташування епіцентру землетрусу та сейсmostанцій, записи з яких вибрано для розв'язання оберненої задачі

З метою підтвердження отриманих результатів для кожного із механізмів вогнищ землетрусів і відповідних швидкісних моделей (табл. 1) побудовано синтетичні сейсмограми та проведено порівняльний аналіз із реальними записами на сейсmostанціях, відфільтрованими в частотному діапазоні від 0,1 до 5 Гц (рис. 6, 7). Правильність розробленої методики показано через порівняння механізмів вогнищ землетрусу, побудованих двома різними методами, з використанням сейсмічних даних на різних сейсmostанціях (див. рис. 5).

II. Землетрус біля с. Нижнє Селище ($\varphi = 48,1977^\circ$, $\lambda = 23,4663^\circ$, $ML = 2,24$), що відбувся 4 жовтня 2012 р. о 21:15:14,36 на глибині 1,8 км (рис. 8).

Аналогічно, як у випадку I, визначено сейсмічний момент: $M_0 = 7,7588 \cdot 10^{12}$ [5].

Графічним методом [5], за спектрами сейсмограм, визначено кути орієнтації площини розриву ($\varphi_s = 174^\circ$, $\delta = 45^\circ$, $\lambda = 173^\circ$) та побудовано механізм вогнища. Підставивши значення кутів (φ_s , δ , λ) та значення сейсмічного моменту в рівняння (6), отримали тензор сейсмічного моменту

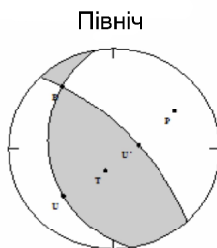
$$M = \begin{pmatrix} -11,42494 & -54,24707 & -54,15575 \\ -54,24707 & 1,96935 & 5,69199 \\ -54,15575 & 5,69199 & 9,45559 \end{pmatrix} 10^{11}. \quad (8)$$

Таблиця 1. Параметри середовища за даними сейсмостанцій. I подія

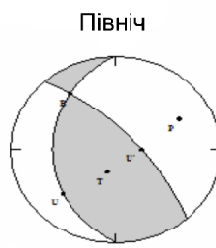
Шар	c_{11}	c_{13}	c_{33}	c_{44}	c_{66}
ст. "Нижнє Селище"					
1	81,12	25,33	84,39	27,04	28,13
2	129,8	43,2	127,1	43,3	42,8
3	130,7	43,56	130,7	43,56	43,56
ст. "Брід"					
1	81,12	25,33	84,39	27,04	28,13
2	117,6	38,8	115,3	39,2	38,3
3	130,7	43,56	130,7	43,56	43,56
ст. "Королеве"					
1	79,7	26,5	78,6	26,5	27,13
2	121,0	40,3	120,1	43,3	42,8
3	130,7	43,56	130,7	43,56	43,56
ст. "Мукачеве"					
1	81,12	25,33	84,39	27,04	28,13
2	121,0	40,3	120,1	43,3	42,8
3	130,7	43,56	130,7	43,56	43,56
ст. "Тросник"					
1	79,7	26,5	78,6	26,5	27,13
2	129,8	43,2	127,1	43,3	42,8
3	130,7	43,56	130,7	43,56	43,56

Примітки. Тут і в табл. 2: c_{11} , c_{13} , c_{33} , c_{44} , c_{66} – компоненти матриці жорсткості, ГПа; густина шару ρ , кг/м³: 1-го – 3000, 2-го – 3367, 3-го – 3500; потужність шару h , м: 1-го – 2400, 2-го – 6600, 3-го – 9000. Джерело землетрусу знаходиться в другому шарі (на глибині 5 км).

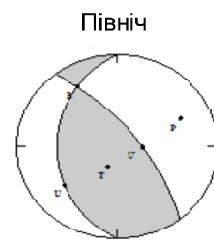
Графічний метод



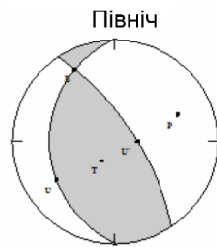
ст. "Нижнє Селище"



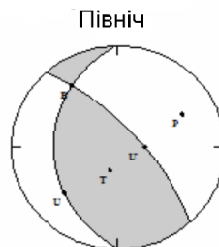
ст. "Королеве"



ст. "Брід"



ст. "Мукачеве"



ст. "Тросник"

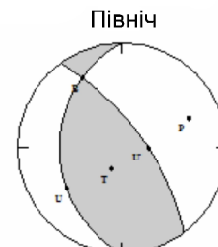


Рис. 5. Порівняння механізмів вогнищ землетрусів на сейсмічних станціях "Нижнє Селище" ($\varphi_s = 170^\circ$, $\delta = 28^\circ$, $\lambda = 128^\circ$), "Брід" ($\varphi_s = 179^\circ$, $\delta = 25^\circ$, $\lambda = 120^\circ$), "Королеве" ($\varphi_s = 180^\circ$, $\delta = 28^\circ$, $\lambda = 124,8^\circ$), "Мукачеве" ($\varphi_s = 179^\circ$, $\delta = 28^\circ$, $\lambda = 127^\circ$), "Тросник" ($\varphi_s = 179^\circ$, $\delta = 28^\circ$, $\lambda = 122,8^\circ$), отриманих графічним методом ($\varphi_s = 170^\circ$, $\delta = 27^\circ$, $\lambda = 121^\circ$) і з використанням запропонованої методики

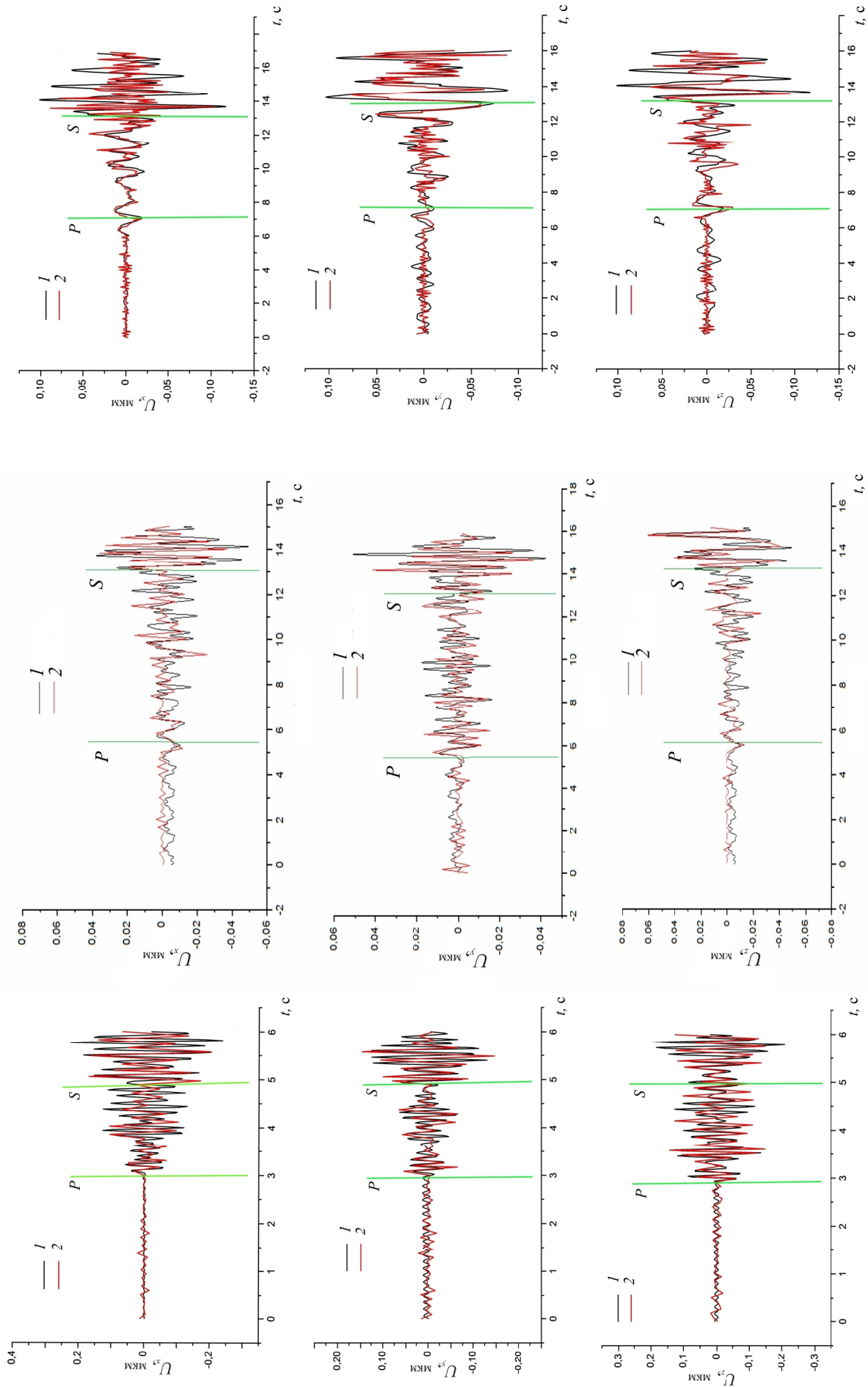


Рис. 6. Порівняння трьох компонент синтетичних сейсмограм (2) із реальними записами (1) на станціях "Нижне Селище" (а), "Брид" (б), "Королеве" (в)

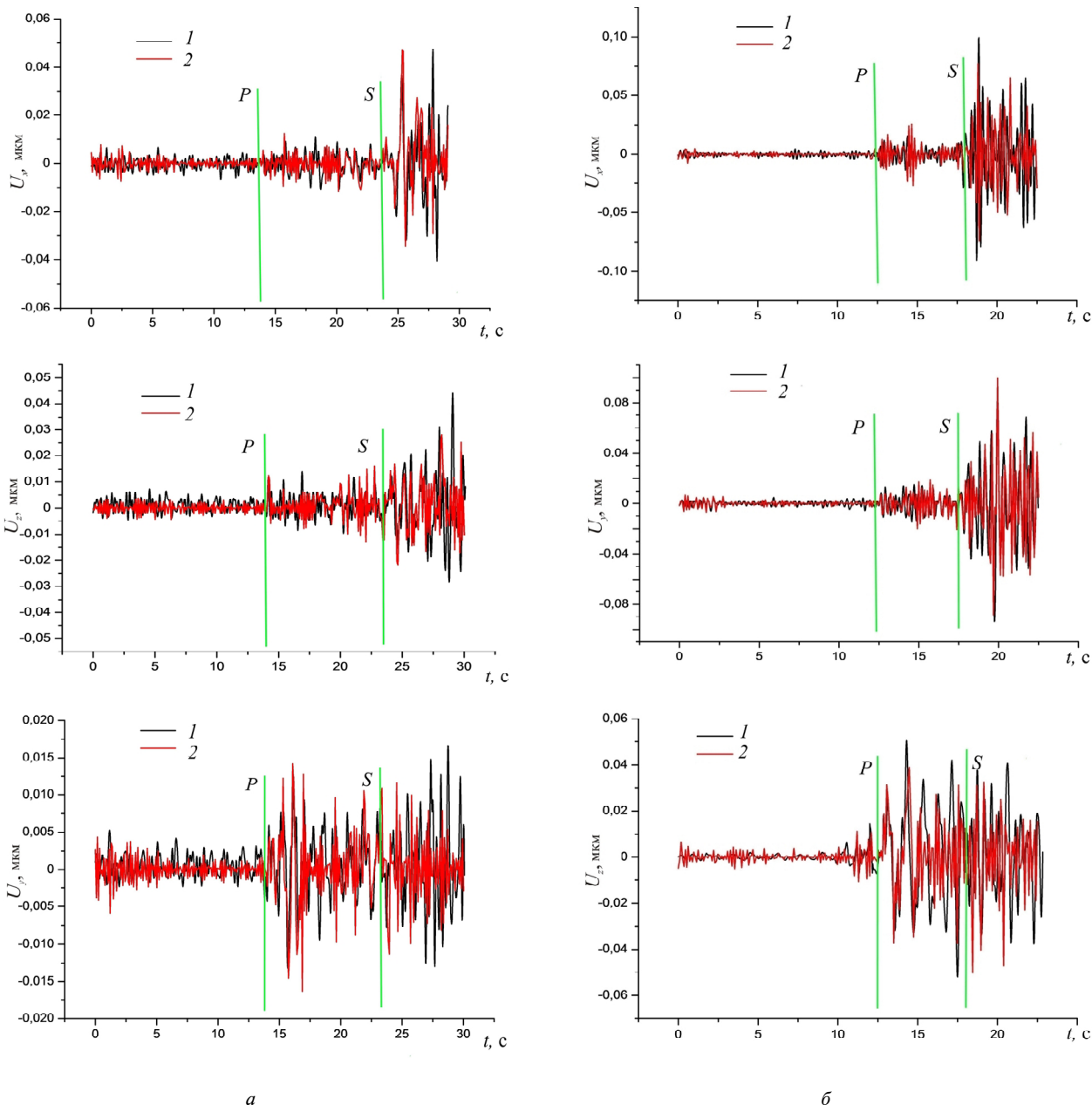


Рис. 7. Порівняння трьох компонент синтетичних сейсмограм (2) із реальними записами (1) на станціях “Мукачеве” (а) і “Тросник” (б)

На рис. 9 представлено механізм вогнища землетрусу, який побудовано графічним методом [5].

Для розв’язання оберненої задачі використано реальні сейсмічні записи на станції “Межигір’я”. Вогнище землетрусу знаходиться у першому шарі. Тому для моделювання вибрано двошарувату анізотропну швидкісну модель (табл. 2). Аналогічно в табл. 2 наведено дані щодо швидкісної моделі для ст. “Королеве”.

На рис. 10 показано механізм вогнища, який побудовано на основі тензора сейсмічного моменту (8). Механізми вогнищ землетрусів, які побудовані двома різними методами (рис. 9, 10), фактично збігаються, що підтверджує коректність і правильність методу.

З метою підтвердження розв’язків оберненої задачі для кожного із механізмів вогнищ землетрусів та відповідних швидкісних моделей (табл. 2) побудовано синтетичні сейсмограми й проведено порівняльну характеристику із реальними записами, отриманими на сейсмостанціях і відфільтрованими в частотному діапазоні від 0,1 до 5 Гц (рис. 11).

Висновки. Розроблено модифікацію матричного методу щодо визначення тензора сейсмічного моменту для розв’язання оберненої задачі у випадку анізотропних середовищ. Розроблено і представлено теорію для визначення кутів орієнтації площини розриву та побудови механізму вогнища землетрусу. Апробацію матричного методу по-

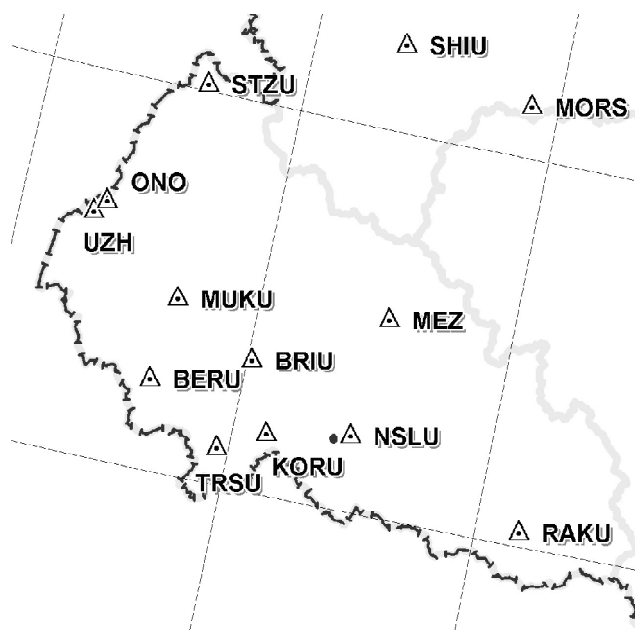


Рис. 8. Карта розташування сейсмічних станцій в Закарпатській області із вказаним розташування епіцентру події біля с. Нижнє Селище

Таблиця 2. Параметри середовища за даними сейсмостанцій. II подія

Шар	c_{11}	c_{13}	c_{33}	c_{44}	c_{66}
1	81,12	25,342	ст. "Межигір'я" 84,397	37,036	28,127
2	100,38	33,464	100,38	33,458	33,458
1	76,81	24,57	ст. "Королеве" 76,71	24,36	24,26
2	100,38	33,464	100,38	33,458	33,458

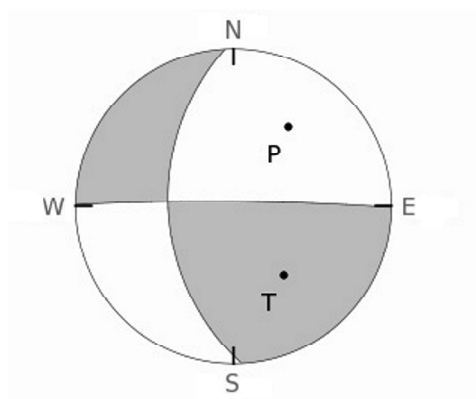


Рис. 9. Механізм вогнища землетрусу, визначений графічним методом для події біля с. Нижнє Селище ($\varphi_s = 174^\circ$, $\delta = 45^\circ$, $\lambda = 173^\circ$) [5]

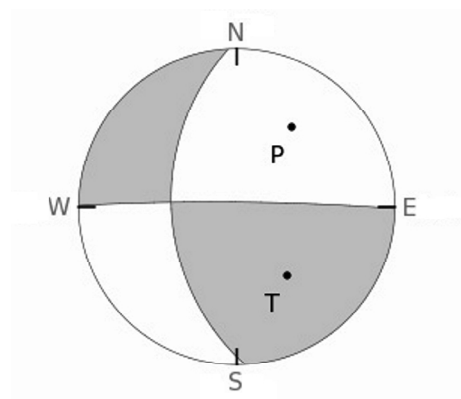


Рис. 10. Механізм вогнища землетрусу для події біля с. Нижнє Селище ($\varphi_s = 177^\circ$, $\delta = 45^\circ$, $\lambda = 175^\circ$), отриманий за допомогою розробленої методики

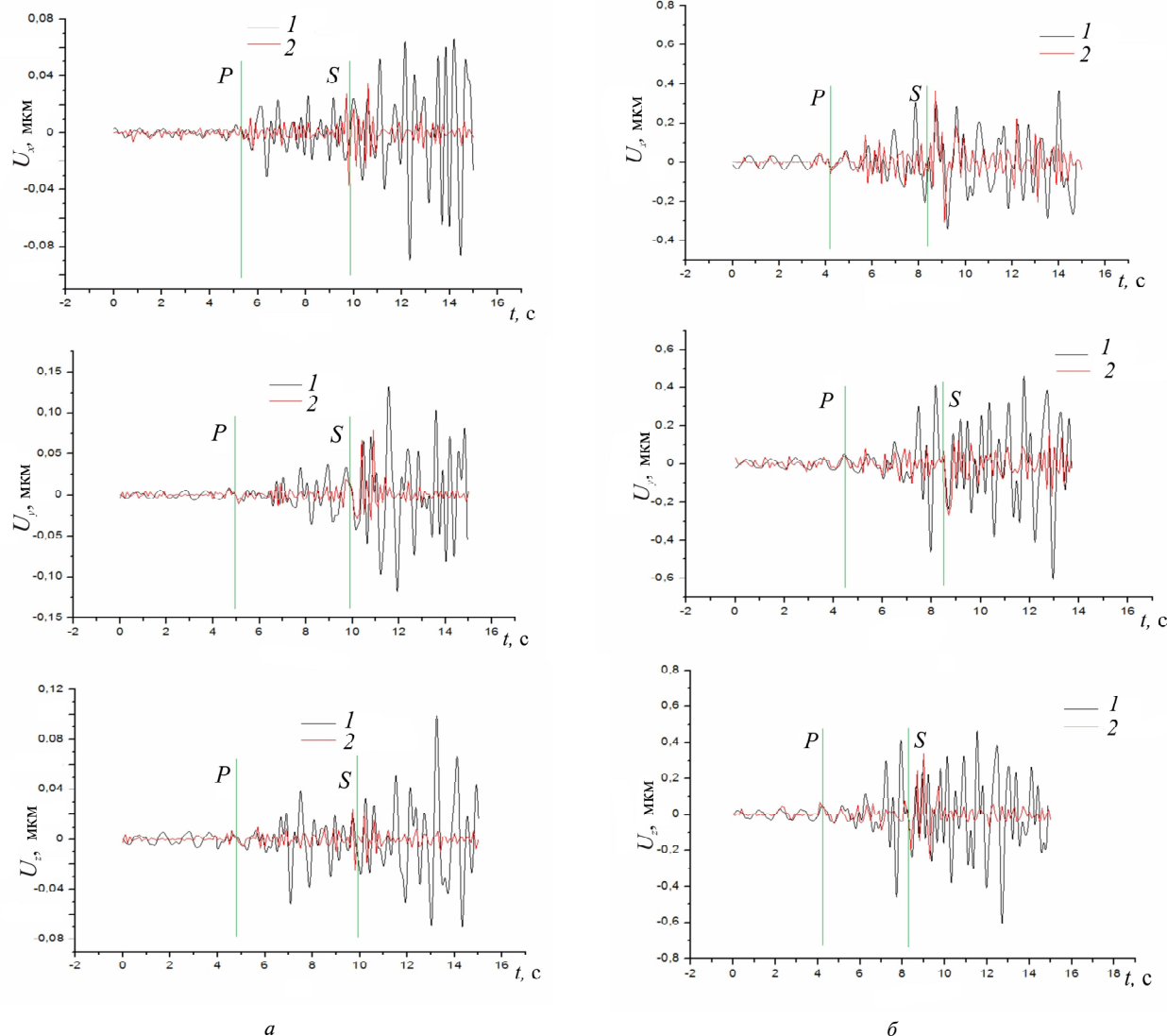


Рис. 11. Порівняння трьох компонент синтетичних сейсмограм (2), отриманих за розглянутим методом, із реальними записами (1) на станціях “Межигір’я” (а) і “Королєве” (б)

казано на реальних прикладах подій в Закарпатській області, для яких побудовано механізм вогнища та порівняно із механізмом для тієї події графічним методом. За значеннями кутів орієнтацій площин розриву та сейсмічних моментів побудовано синтетичні сейсмограми для заданих швидкісних моделей середовищ. Порівняння сейсмограм компонент переміщення із відповідними реальними записами показало, що запропонована методика визначення параметрів вогнища землетрусу за матричним методом може бути використана для інтерпретації та аналізу реальних подій.

1. Аки К. Количественная сейсмология. Теория и методы: в 2 т. / К.Аки, П.Ричардс. — М.: Мир, 1983. — 520 с.
2. Козловський Е.М. Розрахунок та аналіз азимутальних коефіцієнтів для Закарпатського сейсмоактивного регіону/ Козловський Е.М., Малицький Д.В., Павлова А.Ю. // Геодинаміка. — 2013. — Т. 2. — С. 3.
3. Малицький Д.В. Поширення сейсмічних хвиль в анізотропних середовищах. Пряма задача. I / Малиць-

кий Д.В., Павлова А.Ю. // Геоінформатика. — 2013. — № 1(45). — С.25–30.

4. Малицький Д.В. Про деякі випадки математичного моделювання хвильових полів в шаруватих середовищах із додатковими напруженнями / Д.В. Малицький, А.Ю. Павлова, В.Ф. Чекурін // Геодинаміка. — Т. 2. — 2011. — С. 196–198.
5. Малицький Д. Особливості побудови механізмів вогнищ місцевих землетрусів на прикладі Берегівської події 23.11.2006 р. ($\varphi = 48,2^\circ$, $\delta = 22,52^\circ$, $h = 12,3$ км, $MD = 4,2$) / Малицький Д., Грицай О., Муйла О. // Вісн. КНУ. Геологія. — Вип. 60. — 2013. — С. 37–42.
6. Чекунов А.В. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба / Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С. // Сов. геология. — 1969. — № 10. — С. 57–69.
7. Auld B.A. Acoustic fields and waves in solids. — New York: J. Wiley and Sons. — 1973.
8. Babuska V. Anisotropy of V_p and V_s in rock-forming minerals // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. — 1981. — № 50. — P. 1–6.

9. *Bachman R.T.* Acoustic anisotropy in marine sediments and sedimentary rocks. // *J. Geophys. Res.* — 1979. — V. 84. — P. 7661–7663.
10. *Chapman C.H.* Fundamentals of seismic wave propagation. — Cambridge: Cambr. Univ. press, 2004. — 608 p.
11. *Crampin S.* A review of the effects of anisotropic layering on the propagation of seismic waves // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* — 1977. — V. 49. — P. 9–27.
12. *Crampin S.* A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media // *Wave motion* — 1981. — V. 3. — P. 343–391.
13. *Christensen N.I.* Seismic anisotropy in the oceanic upper mantle: evidence from the Bay of Islands ophiolite complex / Christensen N.I., Salisbury M.H. // *J. Geophys. Res.* — 1979. — V. 84. — P. 4601–4610.
14. *Dziewonski A.M.* Preliminary Reference Earth Model (PREM) / Dziewonski, A.M., D.L. Anderson // *Phys. Earth and Planet. Inter.* — 1981. — № 25. — P. 297–356.
15. *Fryer G.J.* Seismic waves in stratified anisotropic media / G.J. Fryer, L.N. Frazer // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* — 1984. — V. 78. — P. 691–710.
16. *Fuchs K.* Explosion seismology and the continental crust-mantle boundary // *J. Geol. Soc.* — 1977. — V. 134. — P. 139–151.
17. *Stephen R.A.* Seismic anisotropy observed in upper oceanic crust // *Geoph. Res. Lett.* — 1981. — V. 8, № 8. — P. 865–868.

*Карпатське відділення Інституту геофізики
ім. С.І. Субботіна НАН України, м. Львів, Україна
E-mail: susyinet@gmail.com*

Надійшла до редакції 15.08.2013

Д.В. Малицький, А.Ю. Павлова

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В АНИЗОТРОПНЫХ СРЕДАХ. ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА. II

Разработана модификация матричного метода с целью решения обратной задачи для анизотропных сред. Представлена теория для определения углов ориентации плоскости разрыва и построения механизма очага землетрясения. Апробация матричного метода показана на реальных примерах событий в Закарпатской области, выполнен сравнительный анализ синтетических сейсмограмм с реальными сейсмическими записями.

Ключевые слова: анизотропия, тензор сейсмического момента, сейсмический момент, механизм очага землетрясения, углы ориентации плоскости разрыва.

D.V. Malytskyy, A.Yu. Pavlova

SEISMIC WAVE PROPAGATION IN ANISOTROPIC MEDIA. INVERSE PROBLEM. II

A modified matrix method for solving the inverse problem for anisotropic media is developed. A theory to determine the angles of orientation of the plane break and to build the focal mechanism of the earthquake is presented. Approbation of the matrix method is shown on real examples of events in the Transcarpathian region; a comparative analysis of synthetic seismograms with real seismic records is done.

Keywords: anisotropy, tensor of seismic moment, seismic moment, focal mechanism of the earthquake, the angles of orientation of the plane break.