

**ЗЕМЛЕТРУС 07.05.2008 РОКУ В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ**

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

Дані інструментальних і макросейсмічних спостережень за останні 20 років свідчать про потенційно високу сейсмічність північно-західної частини шельфу Чорного моря. У статті дається коротка характеристика тектонічної будови північно-західної частини шельфу Чорного моря і аналізується її зв'язок з сучасною сейсмічною активністю цього регіону. Останнім підтвердженням такої активності є землетрус 7 травня 2008 р. в північно-західній частині Чорного моря біля о. Зміїний на відстані 127 км від м. Одеса. Інструментальні дані гіпоцентру землетрусу є наступними: час у вогнищі – 08 год 00 хв 22 с за Гринвічем; широта  $\varphi = 45.39\text{ N}$ , довгота  $\lambda = 30.87\text{ E}$ , глибина вогнища  $H = 10\text{ км}$ , магнітуда 4.9.

Data of instrumental and macroseismic observation for the last 20 years is a proof of potentially high seismicity of North Western Shelf part of Black Sea. The short characteristic of North Western Shelf part of Black Sea tectonic construction is given in the article and its connection with seismic activity. The last evidence of activity is an earthquake 07.05.2008 in the North Western Shelf part of Black Sea near Zmiinyi Island in the distance of 127 km from Odessa. The instrumental data of hypocenter are: time  $T=08\text{ h }00\text{ m }22\text{ s}$  (by Greenwich);  $\varphi = 45.39\text{ N}$ ,  $\lambda = 30.87\text{ E}$ , the earthquake focus depth  $h=10\text{ km}$ .

**Постановка проблеми.** Стаття присвячена новим даним про місцеву сейсмічність північно-західної частини Чорного моря і її зв'язок з будовою і тектонікою земної кори. За даними [3], місцева сейсмічність пов'язана з тектонічними порушеннями субмеридіонального простягання у фундаменті Східно-Європейської платформи (Одеський глибинний розлом) і розривними порушеннями на шельфі та континентальному схилі західної частини Чорного моря.

**Виклад основного матеріалу.** Про потенційно високу сейсмічність структур північно-західної частини шельфу Чорного моря свідчать сейсмічні події, зареєстровані 1961–1996 рр. мережею високочутливих сейсмічних станцій Криму [4].

Дані про землетруси північно-західної частини Чорного моря за останні 20 років наведено в табл. 1.

Таблиця 1

Дані сейсмічної активності північно-західної частини Чорного моря за останні 20 років

Дата	Час	Довгота	Широта	Глибина	Енергетичний клас
1988/10/18	20:09:09	44,9N	30,90E	H=35	K= 9,5
1992/03/01	13:46:4.4	45,1 N	30,50 E		K=9,5
1992/03/29	21:48:4.7	45,3 N	31,00 E		K=10,4
1992/03/29	23:45:13.4	45,3 N	31,00 E		K=11,5
1992/03/30	00:11:43.4	45,4 N	30,70 E		K=8,4
1992/03/30	01:49:5.3	45,2 N	30,60 E		K=8,2
1992/03/30	04:29:11.4	45,40 N	30,90 E		K=9,6
1992/03/30	11:41:12.0	45,10 N	30,50 E		K=8,7
1992/03/30	15:52:16.3	45,30 N	30,60 E		K=8,1
1992/03/31	01:10:12.2	45,30 N	30,90 E		K=10,5
2008/05/07	08:00:22	45,39 N	30,87E	H=10	
2009/02/18	09:44:16.6	44,0N	31,75E	H=33	K=9,2

Як видно з табл. 1, лише в 1992 р. тут відбулося 12 землетрусів в діапазоні магнітуд  $M = 2-3.8$  з глибинами вогнищ  $H \sim 10\text{ км}$  [4]. Скупчення морських епіцентрів (рис. 1) витягнуте уздовж діагонального північно-

східного напрямку, паралельно береговій лінії. Епіцентр землетрусу 1865 р. з магнітудою  $M = 6.4$  лежить на продовженні цього квазілінійного скупчення (на південний захід від нього).

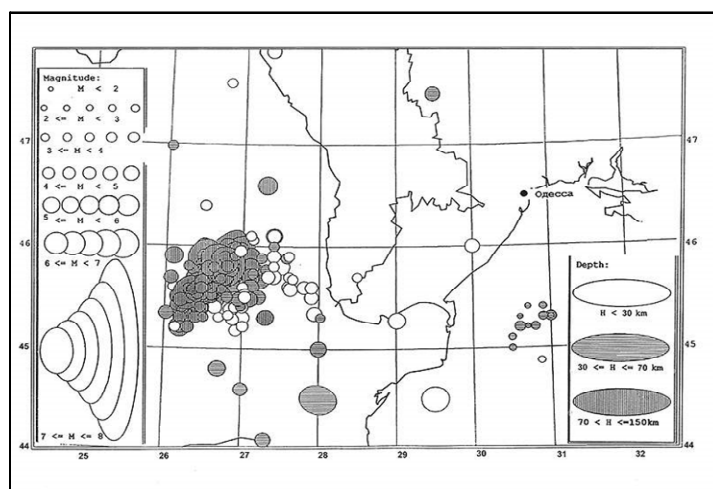


Рис. 1. Карта сейсмічної активності північно-західної частини Чорного моря

У 2008 р., 7 травня, сейсмічними станціями України був зареєстрований землетрус, який виник в північно-західній частині Чорного моря, поблизу о. Зміїний на від-

стані 127 км від м. Одеса. Параметри вогнища землетрусу: час у вогнищі  $t_0 = 08\text{ год }00\text{ хв }22\text{ с}$  за Гринвічем; координати  $\varphi = 45.39\text{ N}$ ,  $\lambda = 30.87\text{ E}$ ,  $H = 10.0\text{ км}$ ; магнітуда 4.9.

Сейсмічна подія була зареєстрована також сейсмічними станціями Молдови, Румунії та Туреччини. Землетрус відчувався людьми на території узбережжя Чорного моря від Ізмаїлу і селища Вилкове – до прибережних населених пунктів Херсонської та Миколаївської областей.

На рис. 2–3 представлені записи землетрусу 07.05.2008 р., зареєстровані станціями Інституту геофізики НАН України, які розміщені в центральній частині України.

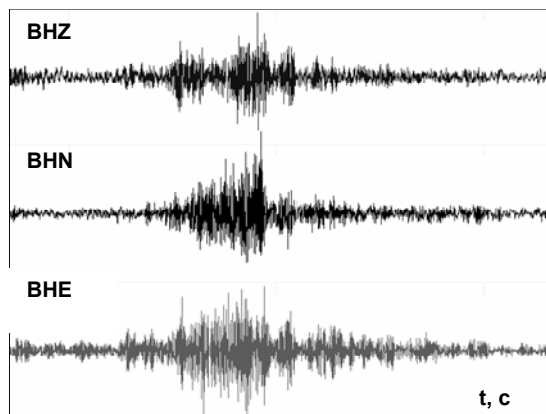


Рис. 2. Запис землетрусу 07.05.2008 року в Чорному морі на сейсмічній станції "Сквира" з координатами:  $\varphi = 49.716$  N,  $\lambda = 29.658$  E

Найближчою до вогнища сейсмічною станцією Інституту геофізики НАН України, розташованою безпосередньо на о. Зміїний, на жаль, дану сейсмічну подію зареєструвати не вдалося через сильні технічні перешкоди.

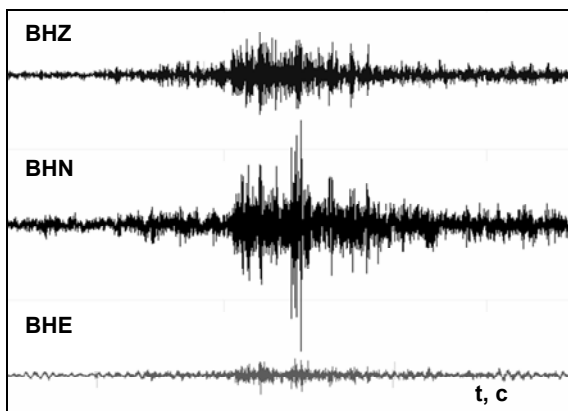


Рис. 3. Запис землетрусу 07.05.2008 року в Чорному морі на сейсмічній станції "Полтава" з координатами:  $\varphi = 49.63$  N,  $\lambda = 34.534$  E

Інтенсивність коливань склала в м. Ізмаїл  $I=4$  бали, а в м. Одеса  $I=3$  бали. Жителі прибережних областей України близько 11:00 (за місцевим часом) відчули поштовхи і незначне коливання ґрунту. На других поверхах житлових будинків і вище коливалися столи, деренчав посуд і гойдалися висячі предмети. За словами опитаних одеситів, землетрус найсильніше відчувався в морському порту. Згідно з інформацією сайту <http://www.emsc-csem.org/index.php?page=home>, у всьому світі протягом 7 травня 2008 р. відбулося 7 значних землетрусів, з яких землетрус поблизу Одеси був найсильнішим. Відзначимо, що даний землетрус є також найсильнішим із інструментально зареєстрованих в північно-західній частині Чорного моря за останні 20 років.

Сейсмічними станціями Кримського регіону 4 червня 2008 р. о 16 год 40 хв був зареєстрований афтершок землетрусу з енергетичним класом  $K=9.7$  (за даними Кримського регіонального сейсмологічного центру).

Після серії землетрусів 1992 р. до землетрусу 7 травня 2008 р на шельфі поблизу Одеси не було жодної події порівняльної величини.

Аналізуючи таблицю легко бачити, що максимумам сейсмічної активності 1961–1996 рр. також передувало сейсмічне затишшя і слабо виражена локальна активізація.

Землетрус 07.05.2008 р. і наступний 18.02.2009 р. (епіцентр зміщений у бік Чорноморської западини) свідчать, очевидно, про активізацію напруженого-деформованого стану північно-західної частини Чорноморського регіону.

Північно-західна шельфова частина Чорного моря охоплює південний край Східно-Європейської платформи та Скіфську плиту.

Найбільшим тектонічним елементом північно-західного шельфу є обширний мезо-кайнозойський прогин, відомий в літературі під назвою Каркінітсько-Північно-Кримського (раніше Сиваський). Західна центрикліналь прогину накладена на палеозойські платформні комплекси Преддобруджинського прогину, а східна – замикається в Рівнинному Криму на схід від р. Джанкой. Північний борт прогину майже повністю розташований на південному схилі Східно-Європейської платформи; на півдні прогин граничить з Центральною зоною підняття, яка на шельфі представлена Чорноморсько-Каламітським валом. В межах цього прогину по геотраверсам V і V1 було встановлено аномальну будову літосфери, характерну для рифтових структур. Ця частина прогину була названа В.Б. Соллогубом Одесько-Джанкойським (Одесько-Сиваським) рифтом. Всі основні геотектонічні структури розділені глибинними розломами, які, мабуть, зародилися у верхній мантії. Розломи розташовуються по субмеридіональному, субширотному і північно-східному напрямках [3].

Скіфська плита як область з молодим і активним в тектонічному відношенні фундаментом характеризується складною будовою. У її межах виділяються декілька крупних тектонічних елементів, що розрізняються за віком фундаменту, структурі та історії формування. Одним з таких елементів у північно-західній частині є Преддобруджинський палеозойський прогин. На південному заході межею прогину служить Кагул-Георгіївський розлом, що відокремлює прогин від складчастої зони Добруджі. На заході прогин поступово виположується і зчленовується з Передкарпатським прогином, східною межею прогину служить Одеський розлом. Північний борт прогину переходить в південний схил Українського щита. Уздовж Кагул-Георгіївського шва виділяється два грабеноподібних блоки: на північному заході – Алаутський, на південному сході – Сулінський. Вони розділені перемичною, що є частиною південного схилу Суворовського виступу. Суворовський виступ, в свою чергу, розчленований розломом на два блоки, з яких південно-східний – структурний ніс, названий Килійським виступом, що занурюється у бік Арцизького розлому. За цим розломом розташований Зміїний виступ, обмежений з усіх боків складними тектонічними порушеннями. Між Нижньодністровською депресією і виступом Зміїний розташована Алібейська ступінь. З названих структурних елементів повністю розташовані в межах моря виступ Зміїний і Алібейська ступінь, Нижньодністровська депресія майже наполовину розташована на суші. Західна межа між виступом о. Зміїний і виступом Суворова, можливо пов'язана з проявом Арцизько-Фрунзенського розлому [1].

Ф.А. Щербаків і Ю.Г. Моргунов (1975) виділяють в межах північно-західного шельфу Чорного моря дві тектонічні зони: східну, або Прикримську, і західну, відокремлену від першої Миколаївським субмеридіональ-

ним розломом. Прикарпатська зона характеризується диференційованим опусканням з утворенням відносно піднятих і опущених ділянок морського дна, а західна — загальним слабким опусканням [2]. У свою чергу, в межах західної зони виділяються дві підзони, розмежовані Одеським глибинним розломом: східна, яка характеризується малою диференціацією сучасних вертикальних рухів, і західна — з відносно великою диференціацією цих рухів, що зумовили утворення серії невеликих субмеридіональних підняттів і прогинів, які віддзеркалюються в рельєфі дна шельфу.

Земна кора в районі о. Зміїний, поблизу якого зареєстровано землетрус 07.05.2008 р. і серію землетрусів 1992 р., має складну блокову будову, обумовлену системою тектонічних розломів. Припіднятий блок фундаменту, до якого відноситься о. Зміїний, є одною з ділянок відносно підняття на фоні загального слабого опускання шельфу північно-західної частини Чорного моря в четвертинний період. Припідняті блоки розділені порівняно вузькими зонами дещо інтенсивнішого опускання. Для цієї зони характерний досить чітко виражений меридіональний план структурних елементів, які проявляються в сучасних рухах. На думку авторів [5], зовнішня частина зони одесько-дунайського шельфу є

ділянкою інтенсивного опускання із значним перекосом у бік глибоководної западини.

**Висновки.** Теорія сейсмології володіє достатньо потужним арсеналом розрахункових методів, проте слід визнати, що найнадійніше параметри прогнозованих струшувань можуть бути визначені лише на основі безпосередніх інструментальних спостережень. На жаль, для виконання цього завдання на території України сейсмологічна мережа є недостатньо густою. З огляду на це актуальним є налагодження надійної роботи сейсмічної станції, розташованої безпосередньо на о. Зміїний. Ця станція дозволить контролювати сейсмічний режим північно-західної частини шельфу Чорного моря, який у світлі останніх даних проявляє сучасну тектонічну і сейсмічну активізацію, доказом якої є землетруси 07.05.2008 р. і 18.02.2009 р.

1. Геология шельфа УССР: Тектоника / В.Б. Соллоуб. — К., 1987.  
 2. Морунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В. и др. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. — М., 1981.  
 3. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А. Новые данные о сейсмической опасности г. Одесса и Одесской области. — [http://www.seism.org.ua/seism04-02\\_r.html](http://www.seism.org.ua/seism04-02_r.html). 4. Сейсмологический бюллетень Украины за 1992 г. — Симферополь, 1995. 5. Чекунов А.В. Проблемы Черного моря // Геофиз.журн. — 1987. — № 4. — С. 3-25.  
 Надійшла до редколегії 11.03.12

УДК 550.834

В. Роганов, мол. наук. співроб.

### МОДЕЛЮВАННЯ ХВИЛЬОВИХ ПОЛІВ В АНІЗОТРОПНИХ СЕРЕДОВИЩАХ МАТРИЧНИМ МЕТОДОМ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Г.Т. Продайводою)

*Пропонується стійкий метод обчислення трьохкомпонентних хвильових полів для горизонтально-шаруватого анізотропного середовища з поглинанням на основі використання дельта-операторів, шестивимірною формалізмом Строу й матричного методу Хаскела-Томсона.*

*A stable method for calculating three-component three-dimensional fields of reflected and transmitted waves in a horizontally layered anisotropic anelastic medium is derived. It used delta-operators, the six-dimensional Stroh formalism and Haskell-Thomson matrix method.*

**Вступ.** Розрахунок коефіцієнтів відбиття й прохідження для ізотропного горизонтально-шаруватого середовища на основі матричного методу запропонували В. Томсон [5] і Н. Хаскел [3]. А. Строу [4] і С. Кремпін [1] показали, що для анізотропного середовища для цієї мети можна використати шестивимірний формалізм. Однак, матричному методу властива нестабільність, пов'язана з необхідністю розрахунку мінорів погано обумовлених матриць-пропагаторів. І. Данкін [2] показав, як, використовуючи дельта-оператори, збільшити точність розрахунків стосовно до ізотропного середовища. У цій роботі метод дельта-операторів узагальнений для багат шарових анізотропних середовищ із поглинанням і застосований для формування полів відбитих і заломлених хвиль.

**Теорія.** Розглянемо середовище, що складається з півпросторів  $0$  і  $(n+1)$ , між якими знаходяться  $n$  шарів з потужностями  $h_i$  ( $i=1, \dots, n$ ) і плоскими горизонтальними границями поділу. Позначимо їх щільності й параметри пружності відповідно  $\rho^{(i)}$  й  $\lambda_{mp,nq}^{(i)}$  ( $i=0, \dots, n+1$ ). Півпростори й шари можуть бути анізотропними. Передбачається, що шари перебувають у жорсткому контакті.

Позначимо  $z_i = h_0 + \dots + h_{i-1}$  — глибину залягання верхньої границі  $i$ -го шару. Відповідно до методу Хаскела-Томсона, хвильові поля зсувів-напруг  $\mathbf{f}(z_1)$  і  $\mathbf{f}(z_{n+1})$  на границях між півпросторами зв'язані рівністю

$\mathbf{f}(z_{n+1}) = \mathbf{P}\mathbf{f}(z_1)$ , де  $\mathbf{P} = \exp\{j\omega h_n \mathbf{M}^{(n)}\} \dots \exp\{j\omega h_1 \mathbf{M}^{(1)}\}$  — шестивимірна матриця-пропагатор пачки шарів,

$$\mathbf{M}^{(i)} = - \begin{pmatrix} \mathbf{A}^{(i)} & \mathbf{C}_{33}^{(i-1)} \\ \mathbf{B}^{(i)} & \mathbf{A}^{(i)T} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{A}^{(i)} = \mathbf{C}_{33}^{(i-1)} (s_1 \mathbf{C}_{31}^{(i)} + s_2 \mathbf{C}_{32}^{(i)}),$$

$$\mathbf{B}^{(i)} = \sum_{p,q=1,2} s_p s_q (\mathbf{C}_{p3}^{(i)} \mathbf{C}_{33}^{(i-1)} \mathbf{C}_{3q}^{(i)} - \mathbf{C}_{pq}^{(i)}) + \rho^{(i)} \mathbf{I}. \quad (1)$$

Якщо позначити  $\mathbf{E}^{(i)} = (\mathbf{v}_\alpha^{(i)})$ ,  $\mathbf{\Lambda}^{(i)} = \text{diag}\{\exp(j\omega s_\alpha^{(i)} h_i)\}$ , де  $(\mathbf{v}_\alpha^{(i)}, s_\alpha^{(i)})$  — сукупність власних пар матриці  $\mathbf{M}^{(i)}$ , то матрицю  $\mathbf{P}$  можна представити у вигляді  $\mathbf{P} = \mathbf{E}^{(n)} \mathbf{\Lambda}^{(n)} \mathbf{E}^{(n-1)-1} \dots \mathbf{E}^{(1)} \mathbf{\Lambda}^{(1)} \mathbf{E}^{(1)-1}$ . Отже, амплітуди  $\mathbf{b}^{(0)}$  й  $\mathbf{b}^{(n+1)}$  плоских хвиль різних типів, що поширюються в  $0$ -м і  $(n+1)$ -м півпросторах зв'язані рівністю  $\mathbf{b}^{(n+1)} = \mathbf{Q}\mathbf{b}^{(0)}$ , де  $\mathbf{Q} = \mathbf{E}^{(n+1)-1} \mathbf{P} \mathbf{E}^{(0)} = \mathbf{E}^{(n+1)-1} \mathbf{E}^{(n)} \mathbf{\Lambda}^{(n)} \dots \mathbf{\Lambda}^{(1)} \mathbf{E}^{(1)-1} \mathbf{E}^{(0)}$ .

Представимо матрицю  $\mathbf{Q}$  у блоковому виді, розбивши її на  $3 \times 3$ -підматриці,  $\mathbf{Q} = (\mathbf{Q}_{ij})_{ij=1,2}$ . Вектори амплітуд  $\mathbf{b}^{(0)}$  і  $\mathbf{b}^{(n+1)}$  також розіб'ємо на трикомпонентні підвектори, що відповідають спадним і висхідним хвилям різних типів. У цих позначеннях справедливі рівності:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(n+1)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(n+1)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{Q}_{11} & \mathbf{Q}_{12} \\ \mathbf{Q}_{21} & \mathbf{Q}_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(0)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(0)} \end{pmatrix},$$

$$\begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(n+1)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(0)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{S}_{11} & \mathbf{S}_{12} \\ \mathbf{S}_{21} & \mathbf{S}_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(0)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(n+1)} \end{pmatrix}, \quad (2)$$