

РОЗВ'ЯЗАННЯ ОБЕРНЕНОЇ ЗАДАЧІ СЕЙСМОРОЗВІДКИ З ВИКОРИСТАННЯМ ЕНЕРГЕТИЧНОГО ПІДХОДУ ДО АНАЛІЗУ ХВИЛЬОВИХ ПОЛІВ

Розглянуто реалізацію енергетичного підходу до аналізу хвильового поля щодо розроблюваної в роботі інформаційної моделі геологічного середовища. Наведено розв'язання оберненої задачі сейсморозвідки, яке передбачає отримання геофізичних параметрів геологічного середовища з використанням польової сейсморозвідувальної інформації. З метою отримання геолого-геофізичних параметрів середовища виконані перетворення хвильового поля, які умовно поділяють на первинні та остаточні (інтерпретацію). Інтерпретаційний етап перетворення хвильових полів передбачає застосування розроблених математичних алгоритмів.

Ключові слова: обернена задача; сейсморозвідка; геофізичні параметри; геологічне середовище.

Вступ

Хвильове поле, що реєструється під час проведення сейсморозвідувальних робіт, містить інформацію про геолого-геофізичні особливості середовища. Тому основною задачею є отримання якнайбільш повного обсягу корисної інформації, для чого проводяться перетворення отриманих хвильових полів. Первинні перетворення спрямовані на підвищення якості як корисних хвиль (фільтрація, деконволюція, автоматичне підсилення амплітуд тощо), тобто хвиль, які несуть інформацію про геолого-геофізичну природу середовища, так і про хвильовий розріз загалом (статичні та динамічні поправки, міграція тощо). Завершальний етап перетворення хвильового поля – це застосування математичних алгоритмів з метою розв'язання оберненої задачі сейсморозвідки та процедури інтерпретації, тобто логічного осмислення інформації, яка має графічне чи аналітичне (карти, схеми, плани, розрізи, таблиці тощо) представлення.

Ключовим питанням під час розв'язання оберненої задачі сейсморозвідки є визначення характеру розподілу швидкості поширення поздовжніх пружних хвиль. Останнє дає змогу коректно провести процедури перетворення вихідної сейсмічної інформації та розглядати сейсмічні розрізи в часовому та глибинному масштабі. Також знання швидкості поширення поздовжніх хвиль дає змогу оцінювати літологічні параметри гірських порід, такі, як густина, тиски, пористість, проникливість тощо.

Методи отримання

швидкісних характеристик середовища

Відомо кілька методів отримання інформації про швидкості поширення пружних хвиль у гірських породах [Бондарев, 1997]:

- сейсмічний каротаж;
- безпосереднє вимірювання на зразках гірських порід;
- визначення за хвильовими полями та годографами сейсмічних хвиль.

Кожен з цих методів дає змогу отримати конкретний тип швидкості поздовжніх пружних

хвиль, що визначаються у сейсморозвідці для шаруватого середовища, таких, як істинна швидкість, пластова швидкість, інтервальна швидкість, середня швидкість, ефективна швидкість, гранична швидкість, прогнозована швидкість [Хмелевської, 1999]. Всі наведені типи швидкостей знайшли своє застосування в сейсморозвідці, що спричинене різною будовою шаруватих сейсмічних середовищ та границь. Однак практичнішими є пластова та інтервальна швидкості, які описують поширення пружних хвиль у кожному пласті або в заданому інтервалі досліджуваного геологічного розрізу.

Для відновлення пластових швидкостей в умовах спокійного залягання границь та невеликих латеральних швидкісних змін використовують формулу Дікса [Бляс, 2006], яка за неврахованих впливів верхньої частини розрізу дає великі похибки. Інший спосіб отримання пластових швидкостей ґрунтується на тому, що параметри шаруватого швидкісного розрізу тісно пов'язані з ефективною швидкістю [Бондарев, 1997], яка, своєю чергою, визначається годографами головних та відбитих хвиль. Наведені методи оцінки пластових швидкостей ґрунтуються на кінематичних законах поширення пружних хвиль, тобто на законах, які ґрунтуються на принципах геометричної сейсміки або геометричної оптики [Бондарев, 1997].

Енергетичний підхід до визначення пластових швидкостей не передбачає використання кінематичних законів поширення пружних хвиль і базується на геофізичних властивостях суцільного середовища.

Визначення пластової швидкості однорідного середовища

В основу визначення пластової швидкості однорідного середовища покладена модель, яка відображає напружену ділянку гірського масиву, утвореного процесом нагромадження осадочних товщ. Модель отримала назву інформаційної моделі суцільного середовища (ІМ-СС) [Стасенко та ін., 2008]. Такий гірський масив представляється, як суцільне середовище з розподіленими фізико-механічними параметрами: $\rho(L)$ – масова густин-

на гірського масиву, кг/м^3 ; $e(L)$ – енергетична густина гірського масиву, Дж/м^3 ; V_p – швидкість поздовжньої хвилі в геологічному середовищі, м/с [Стасенко та ін., 2008].

За ІМ-СС енергетична густина 1 м^3 середовища на глибині L дорівнює [Карпенко та ін., 2007]

$$e_{n0}(L) = e_o \left\{ 1 + \ln \left[1 + \frac{E_r(L)}{E_o(L)} \right] \right\}, \quad (1)$$

де $e_o = \rho_0 V_p^2$ – енергетична густина гірського масиву на поверхні, Дж/м^3 ; $E_r(L) = 0.5 r g L^2 S_o$ – геостатична енергія на 1 м^2 поверхні S_o , яка розташована на глибині L , Дж ; $E_o(L) = \rho V_p^2 w_o$ – загальна внутрішня пружна (механічна) енергія 1 м^3 середовища на глибині L , Дж ; w_o – одиничний об'єм; V_p – швидкість поздовжньої пружної хвилі на глибині L .

Тоді (1) подаємо у вигляді

$$e_{n0}(L) = \rho_0 V_p^2 \left\{ 1 + \ln \left[1 + \frac{0.5 \rho g L^2 S_o}{\rho V_p^2 w_o} \right] \right\}. \quad (2)$$

Після підстановки $L = V_p t$ отримуємо

$$e_{n0}(L) = \rho_0 V_p^2 \left\{ 1 + \ln \left[1 + \frac{0.5 g t^2 S_o}{w_o} \right] \right\}. \quad (3)$$

Оскільки енергетична густина середовища для одиничного об'єму має вигляд

$$e_n = r V_p^2, \quad (4)$$

тому середня швидкість поздовжньої пружної хвилі в однорідному середовищі

$$V_{p_середня} = \sqrt{\frac{e_{n0}}{r_o}}. \quad (5)$$

Отримавши рівняння для середньої швидкості поздовжньої пружної хвилі, запишемо рівняння

$$S = V_{p_середня}(S) \cdot t(S). \quad (6)$$

Для розрахунку пластової швидкості однорідного середовища про диференціюємо рівняння (6), отримуємо

$$\frac{dS}{dt} = \frac{dV_{p_середня}(S)}{dt} \cdot t(S) + V_{p_середня}(S) \cdot \frac{dt(S)}{dt}, \quad (7)$$

де

$$\begin{aligned} \frac{dV_{p_середня}(S)}{dt} &= \\ &= \frac{0.5 g V_p t S}{\sqrt{w_o \left(1 + \ln \left(1 + \frac{0.5 g t^2 S}{w_o} \right) \right)}} \cdot \left(1 + \frac{0.5 g t^2 S}{w_o} \right) \end{aligned} \quad (8)$$

Після підстановки рівняння (8) у рівняння (7) отримуємо рівняння для пластової швидкості однорідного середовища в одиничному об'ємі

$$\begin{aligned} V_{p_пласт_одн} &= \frac{dS}{dt} = \\ &= \frac{\frac{1}{2} V_p g t^2}{\sqrt{1 + \ln \frac{1}{\xi} \left(1 + \frac{1}{2} g t^2 \frac{\ddot{\theta}}{\theta} + \frac{1}{2} g t^2 \right)}} + V_{p_середня} \end{aligned} \quad (9)$$

Визначення пластової швидкості неоднорідного середовища

Характер впливу густини середовища на швидкість поширення у ньому поздовжніх пружних хвиль добре вивчено [Бондарев, 1997; Хмелевской, 1999]. Полягає він у тому, що швидкість поширення поздовжніх пружних хвиль пропорційно залежить від густини гірської породи. Що стосується характеру поширення поздовжньої пружної хвилі в неоднорідному гірському масиві, то прямо дослідити це експериментально для реального середовища неможливо. Тому доводиться виписувати для цього певні теоретичні залежності. До того ж існують суто типові міркування, які значною мірою ґрунтуються на сейсмічному матеріалі. Прикладом такого матеріалу є первинний сейсмічний профіль, тобто профіль, відносно якого не були проведені процедури кінематичних поправок та міграції. У такому профілі інформація щодо поширення поздовжньої пружної хвилі в неоднорідному гірському масиві закладена в часах вступу головних хвиль. За допомогою пакета **Promax** були отримані часи вступу головних хвиль, що дало змогу побудувати графік, наведений на рис. 1. Тут можна чітко бачити вплив густини середовища на швидкість поширення поздовжньої пружної хвилі (різні часи вступу головних хвиль). Також з рис. 1 можна зробити висновок про характер поширення поздовжніх пружних хвиль у неоднорідному гірському масиві. Висновок полягає в тому, що неоднорідність середовища на певній глибині виявляє відхилення швидкості пластової поздовжньої хвилі від пластової швидкості поздовжньої хвилі однорідного середовища для тієї самої глибини.

З метою дослідження характеру поширення поздовжніх пружних хвиль у неоднорідному гірському масиві було проведено моделювання суцільного геологічного середовища на основі ланцюжка загасаючих пружних осциляторів з n ступенями свободи [Стародуб, Карпенко, 2009]. В результаті моделювання було отримано годограф поздовжньої хвилі для однорідного та неоднорідного середовища (неоднорідність була введена зміною параметрів певної частини моделі [Стародуб, Карпенко, 2009]). Отриманий годограф показано на рис. 2, де видно, що неоднорідності середовища проявляються як відхилення від годографа однорідного середовища.

Отже, отримавши представлення про характер поширення поздовжньої хвилі в неоднорідному середовищі та беручи до уваги те, що сейсмотатчик реєструє швидкість коливань денної поверхні Землі, можна записати рівняння:

$$V(t) = V_{p_пласт_одн} + V_{дат}, \quad (10)$$

де $V_{дат}$ – швидкість коливань датчика, м/с.

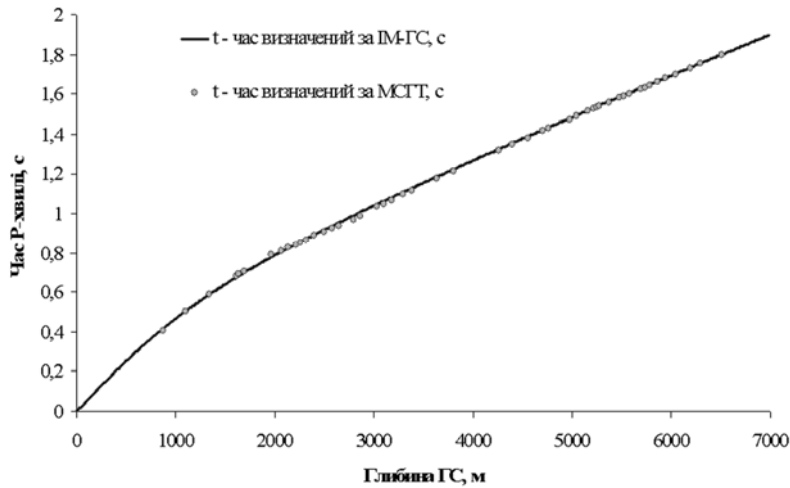


Рис. 1. Порівняння часів вступу головних хвиль, отриманих за інформаційною моделлю геологічного середовища, та отриманих за допомогою пакета *Promax*

Запишемо рівняння нормованих коливань датчика:

$$B(t) = \sin\left(\frac{2\pi V(t)\Delta t}{l_0}\right), \quad (11)$$

де l_0 – одинична довжина хвилі; Δt – час дискретизації.

Тоді класична частота коливань датчика ма-

тиме вигляд

$$f_{\text{клас}} = \frac{\arcsin(B(t))}{2\pi\Delta t}. \quad (12)$$

Запишемо переміщення сейсмічного датчика:

$$x = x_0 \sin(\omega t), \quad (13)$$

де x_0 – амплітуда коливань; ω – фазова частота коливань.

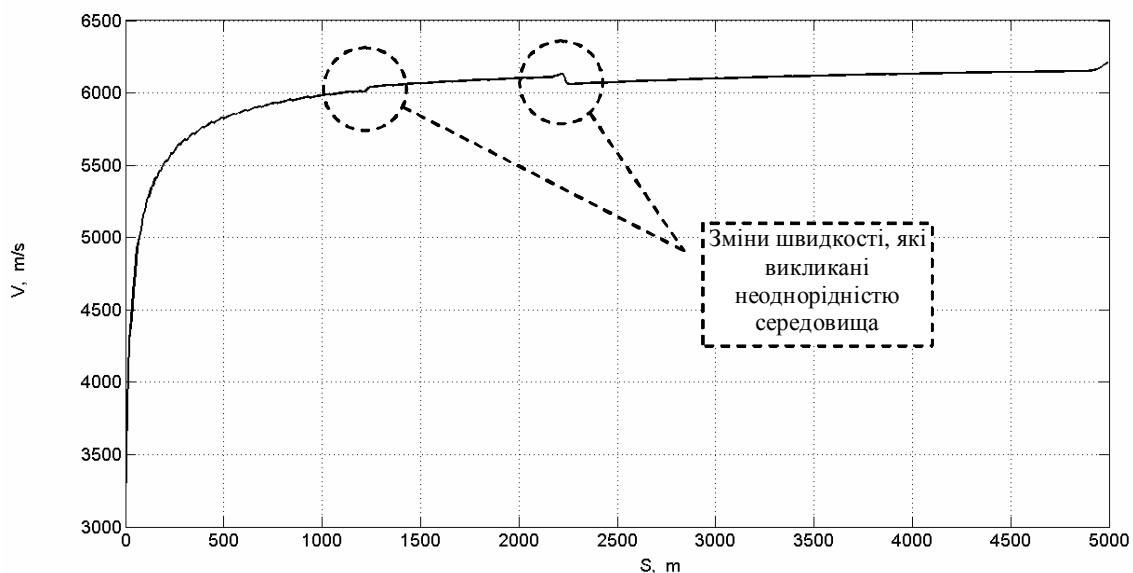


Рис. 2. Швидкісний профіль частково неоднорідного середовища

Похідна рівняння (13) має вигляд

$$\frac{dx}{dt} = x_0 \omega \cos(\omega t). \quad (14)$$

Через рівняння

$$1 = \sin^2(\omega t) + \cos^2(\omega t) \quad (15)$$

виразимо $\cos(wt)$ та підставимо у рівняння (14), тоді отримаємо рівняння для пластової швидкості поздовжньої хвилі для неоднорідного середовища:

$$V_{p \text{ пласт}} = I_0 f_{\text{клас}} \sqrt{1 - \sin^2(wt)} = I_0 f_{\text{клас}} \sqrt{1 - B(t)^2} \quad (16)$$

Розрахунок коефіцієнта Пуассона

Деформація тіл є наслідком того, що напруження від зони впливу зовнішньої сили поширюється в тілі зі скінченною швидкістю, яка пов'язана з його пружними модулями та густиною. Реєструючи поширення напружень у гірському масиві, тобто швидкість пружної хвилі, можна виявити розбіжності в фізичних властивостях гірських порід та в їх стані.

За класичним хвильовим рівнянням [Бондарев, 1997] швидкість поздовжніх хвиль

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{r} \frac{(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}, \quad (17)$$

де E – модуль Юнга; r – густина порід; σ – коефіцієнт Пуассона.

Відношення потенціальної енергії Р-хвилі до кінетичної для однорідного середовища визначає коефіцієнт Пуассона [Карпенко и др., 2006], тоді:

$$\frac{(1-s)}{(1+s) \cdot (1-2 \cdot s)} = \frac{2}{\sqrt{3}}, \quad (18)$$

тобто швидкість поздовжніх хвиль однорідного середовища відповідно до (17) набуває вигляду

$$V_{p \text{ одн}} = \sqrt{\frac{E}{r} \frac{2}{\sqrt{3}}}. \quad (19)$$

Знайдемо коефіцієнт Пуассона з відношення $V_{p \text{ одн}} / V_p$:

$$\sigma_{1,2} = 0.5A \left(-1 - \sqrt{1 + \frac{4}{A}} \right), \quad (20)$$

де $A = \frac{3\sqrt{3}}{10} - \frac{\sqrt{3}}{4} \frac{V_{p \text{ одн}}^2}{V_p^2}$.

На рис. 3 показано розрахунок коефіцієнта Пуассона за такими методами:

- КХР – класичне хвильове рівняння;
- ІМ-ГС – інформаційна модель геологічного середовища;
- ГДС – геологічне дослідження свердловин;
- ІМ-СС – інформаційна модель суцільного середовища.

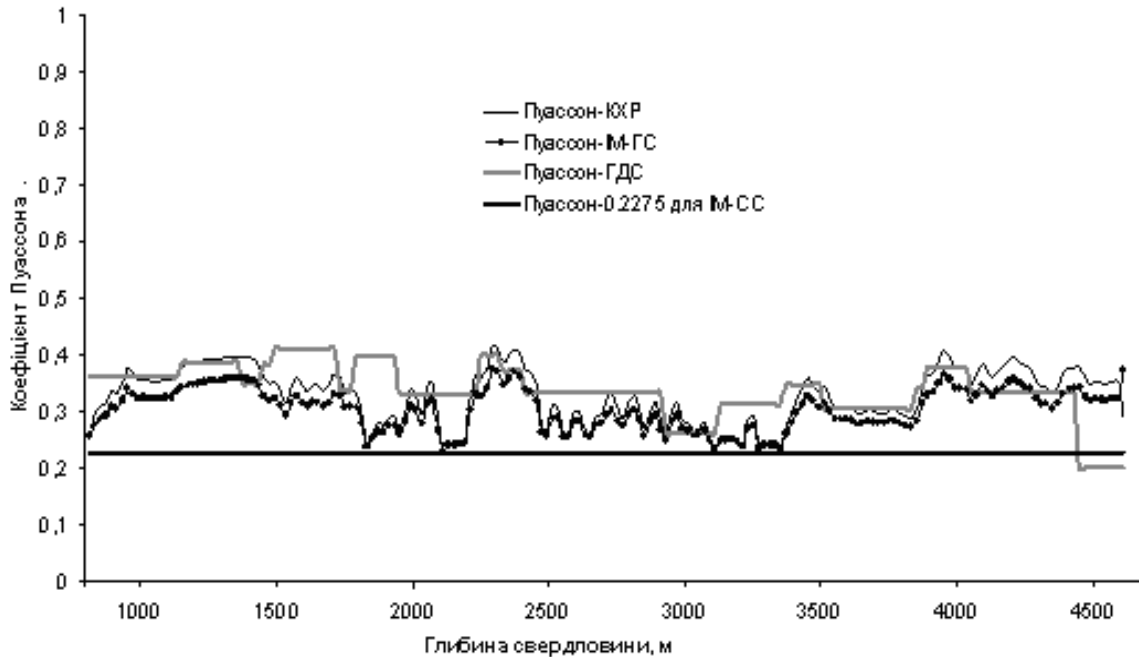


Рис. 3. Порівняння результатів розрахунку коефіцієнта Пуассона за моделлю ІМ-ГС з іншими теоретичними методами та з даними ГДС

Розрахунок густини

В основу методології розрахунку густини було покладено енергетичні співвідношення пружинного осцилятора з заданою енергією. В результаті розрахунку параметрів пружинного осцилятора, використовуючи енергетичний підхід, було отримано такі рівняння [Карпенко та ін., 2007]:

• для жорсткості –

$$\mu = \frac{2 \cdot \xi}{x^2(t)} \cdot \left[1 + \frac{f(t) \cdot \ln \left[\frac{x(t)}{x_0} \right]}{\ln \left[\frac{x(t)}{x_0} \right] + f(t)} \right], \quad (21)$$

• для маси –

$$m = - \frac{2 \cdot \xi}{\xi^2(t)} \left\{ \frac{f(t) \cdot \ln \left[\frac{x(t)}{x_0} \right]}{\ln \left[\frac{x(t)}{x_0} \right] + f(t)} \right\}, \quad (22)$$

де

$$f(t) = - \left\{ \frac{\ln \left[\frac{x(t)}{x_0} \right]}{w^2 \cdot \frac{x^2(t)}{\xi^2(t)} \cdot \ln \left[\frac{x(t)}{x_0} \right] + \ln \left[\frac{x(t)}{x_0} \right] + 1} \right\}; \quad (23)$$

ξ – повна енергія осцилятора;

$x(t)$ – коливання осцилятора;

x_0 – початкові коливання осцилятора.

Беручи до уваги той факт, що сейсмографа, пройшовши низку первинних перетворень, являє собою чисті коливання денної поверхні, рівняння (21), (22) та (23) можна застосувати в сейморозвідці для розрахунку густин порід гірського масиву.

Для розрахунку густини насамперед потрібно розрахувати повну енергію осцилятора. Зробимо зауваження: під осцилятором розуміється шар гірської породи, який під дією зовнішнього пруж-

ного впливу являє собою коливальну систему з власними фізичними параметрами [Бондарев, 1997; Хмелевской, 1999].

Розрахунок повної енергії осцилятора (шару гірського масиву) був проведений, спираючись на рівняння енергетичної густини суцільного середовища (3) з урахуванням неоднорідності середовища через коефіцієнт:

$$k_{неодн} = \frac{V_{р-одн}^2}{V_p^2} \quad (24)$$

та модельного припущення того, що у коливальному процесі задіяний 1 м³ середовища.

Тоді:

$$\xi = \rho_0 V_p^2 \left\{ 1 + \ln \left[1 + \frac{0.5gt^2 S_0}{w_0} \right] \right\} k_{неодн} w_0. \quad (25)$$

Отже, рівняння (22) матиме вигляд

$$m = - \frac{2f_{клас}^2}{l_0^2} \left\{ \frac{f(t) \cdot \ln [B(t)]}{\ln [B(t)] + f(t)} \right\} \times \rho_0 V_p^2 \left\{ 1 + \ln \left[1 + \frac{0.5gt^2 S_0}{w_0} \right] \right\} k_{неодн} w_0. \quad (26)$$

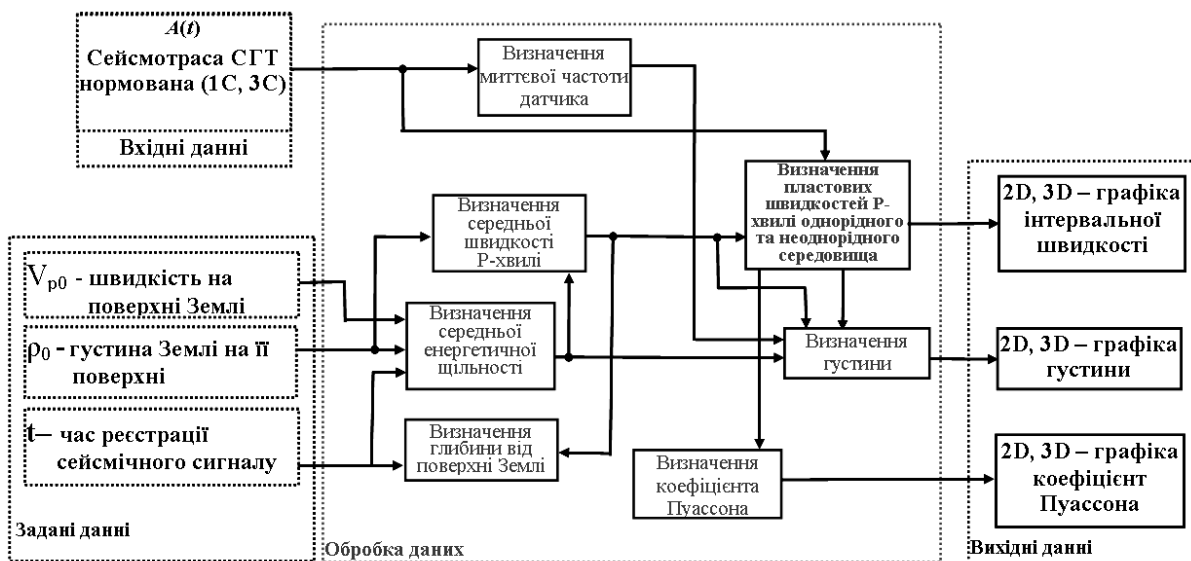


Рис. 4. Структурна схема аналізу даних сейморозвідки на основі енергетичного підходу

Аналіз хвильових полів сейморозвідки на основі енергетичного підходу

На рис. 4 показана структурна схема аналізу сейсмічних розрізів з використанням енергетичного підходу. Цей аналіз проводиться на певному етапі оброблення сейсмічної інформації. Він являє собою певний елемент узагальненого графа оброблення результатів сейсмічних досліджень за методом відбитих хвиль. Отже, вхідною сейсмічною інформацією є нормована сейсмографа СГТ,

параметрами моделі, у межах якої реалізовано енергетичний підхід, є V_{p0} – швидкість сейсмічних хвиль на земній поверхні; ρ_0 – густина порід на поверхні; t – час реєстрації сейсмічного сигналу. Швидкість та густина на поверхні задаються, враховуючи результати оброблення інформації, отриманої за даними ГДС (густина), та інформації, отриманої з сейсмічного розрізу на стадії первинного оброблення (швидкість).

На наступному етапі, після введення параметрів моделі, проводиться обробка даних за певним алгоритмом, який наведено у середньому квадраті на рис. 4 під назвою “Обробка даних”. На цьому етапі розраховують проміжні, а далі і основні параметри швидкості та середовища. До проміжних параметрів належать: миттєва частота датчика $f_{\text{клас}}$, 1/с; середня швидкість Р-хвилі $V_{\text{р_середня}}$, м/с; інтервальна швидкість однорідного

середовища $V_{\text{р_пласт_одн}}$, м/с; середня енергетична густина середовища $e_{\text{п0}}$, Дж/м³; глибина від поверхні Землі S , м. До основних параметрів належать: інтервальна швидкість неоднорідного середовища $V_{\text{р_пласт}}$, м/с; густина середовища m , кг/м³; коефіцієнт Пуассона σ , у.о.

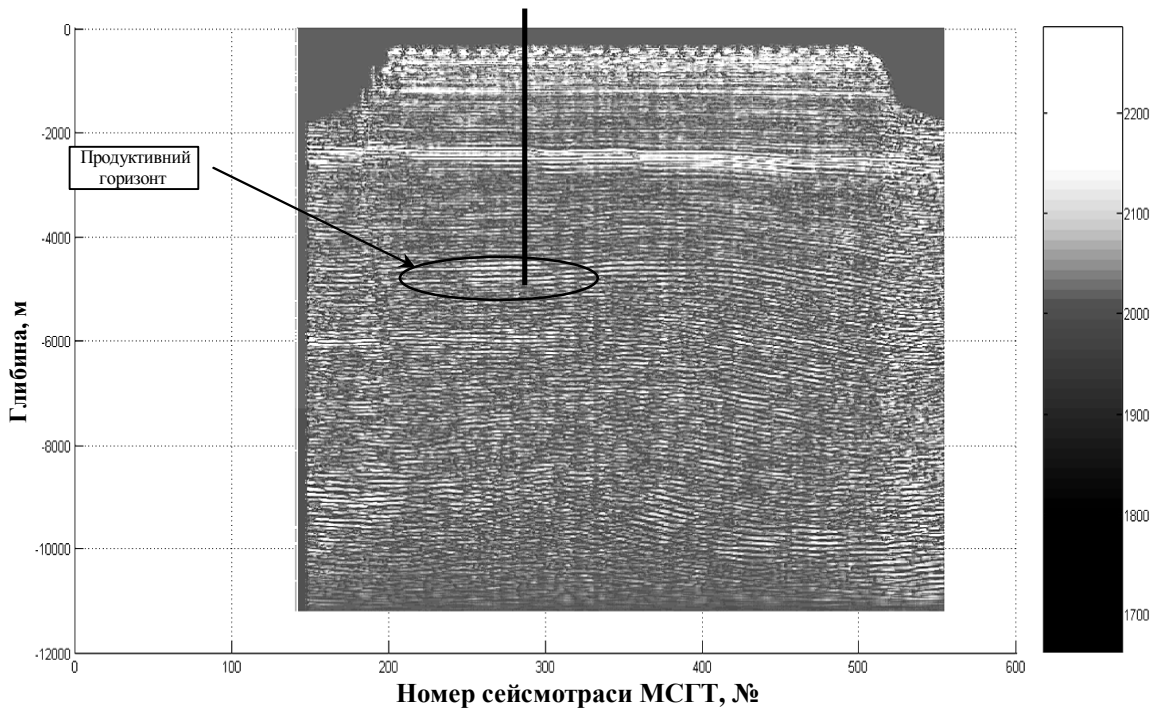


Рис. 5. Просторовий розріз геологічного середовища в параметрах густини 2D

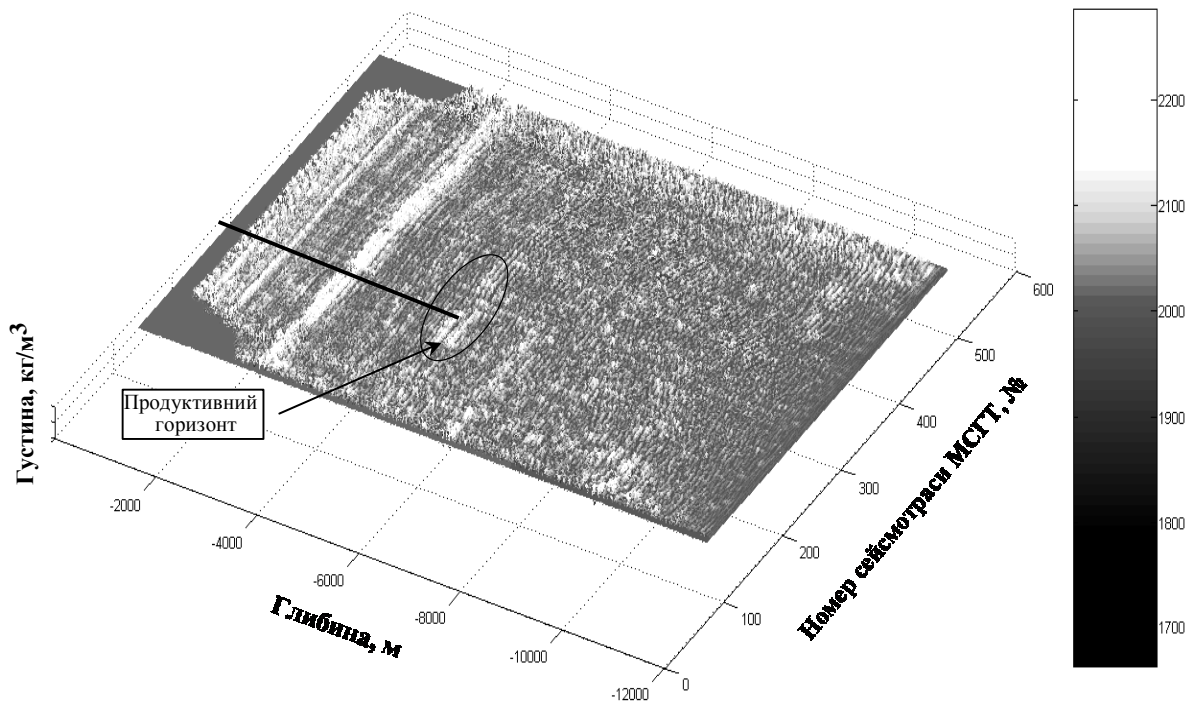


Рис. 6. Просторовий розріз геологічного середовища в параметрах густини 3D

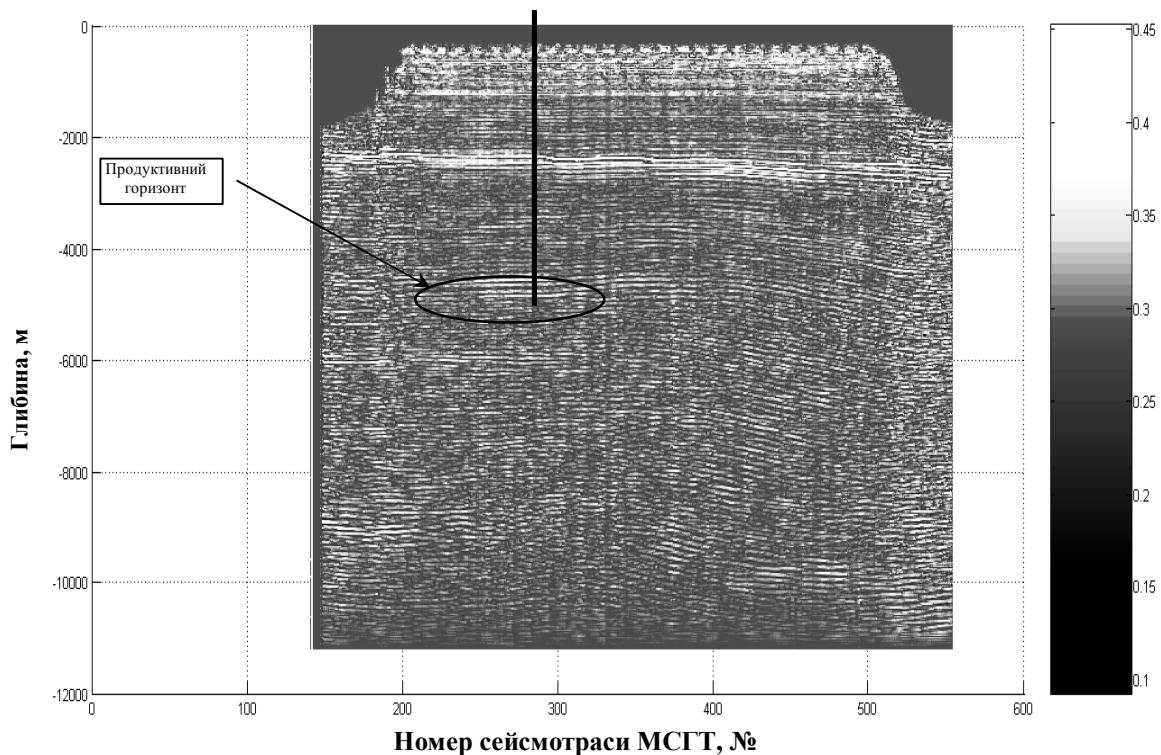


Рис. 7. Просторовий розріз геологічного середовища в параметрах коефіцієнта Пуассона 2D

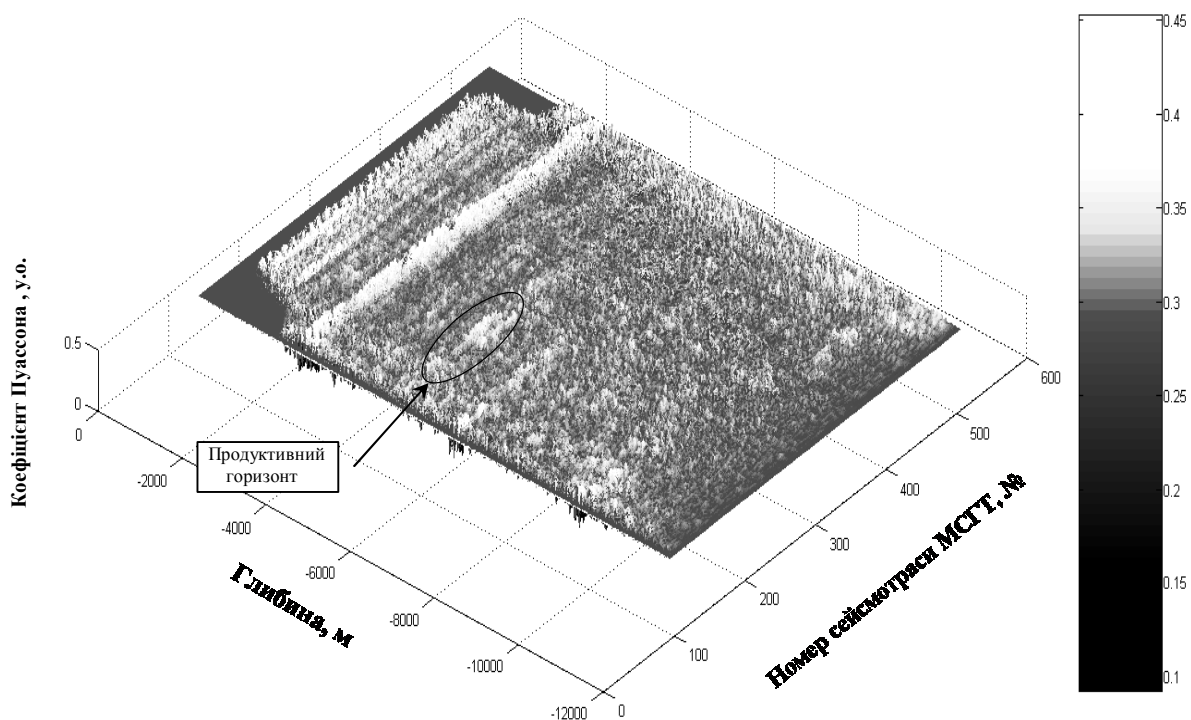


Рис. 8. Просторовий розріз геологічного середовища в параметрах коефіцієнта Пуассона 3D

Енергетичний підхід до аналізу хвильових полів було застосовано до сейсмічного профілю Байрацького родовища. Результати комп'ютерного дослідження та аналізу хвильового поля показано на рис. 5–10.

Висновки

Наведено розрахунок густини гірських порід, який спирається на розв'язання рівняння руху

осцилятора з заданою енергією, у якому маса та жорсткість виражені через кінетичну та потенціальну енергію осцилятора. Отриманий розв'язок адаптовано до розв'язання задач сейсмозвідки, а саме до розрахунку густини (рис. 5 та 6).

Дослідження, які описані у цій статті, свідчать про можливість використання інформаційної моделі геологічного середовища (ІМ-ГС) для від-

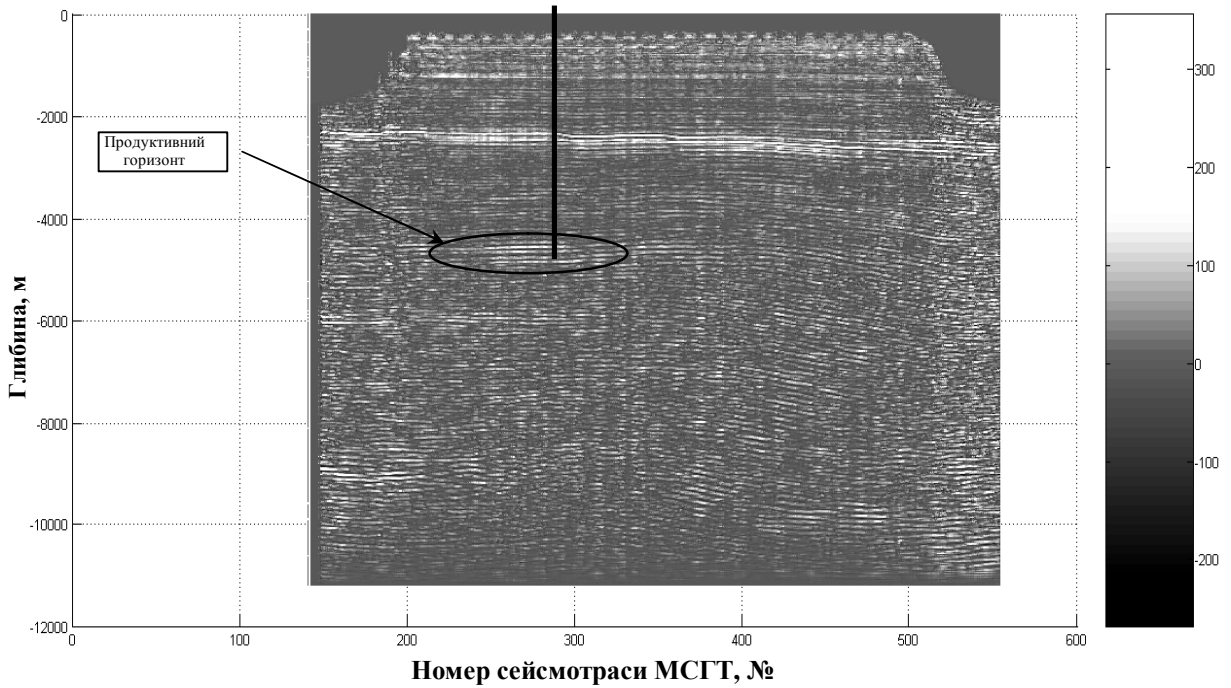


Рис. 9. Просторовий розріз геологічного середовища в параметрах – різниця між пластовою швидкістю середовища та пластовою швидкістю однорідного середовища 2D

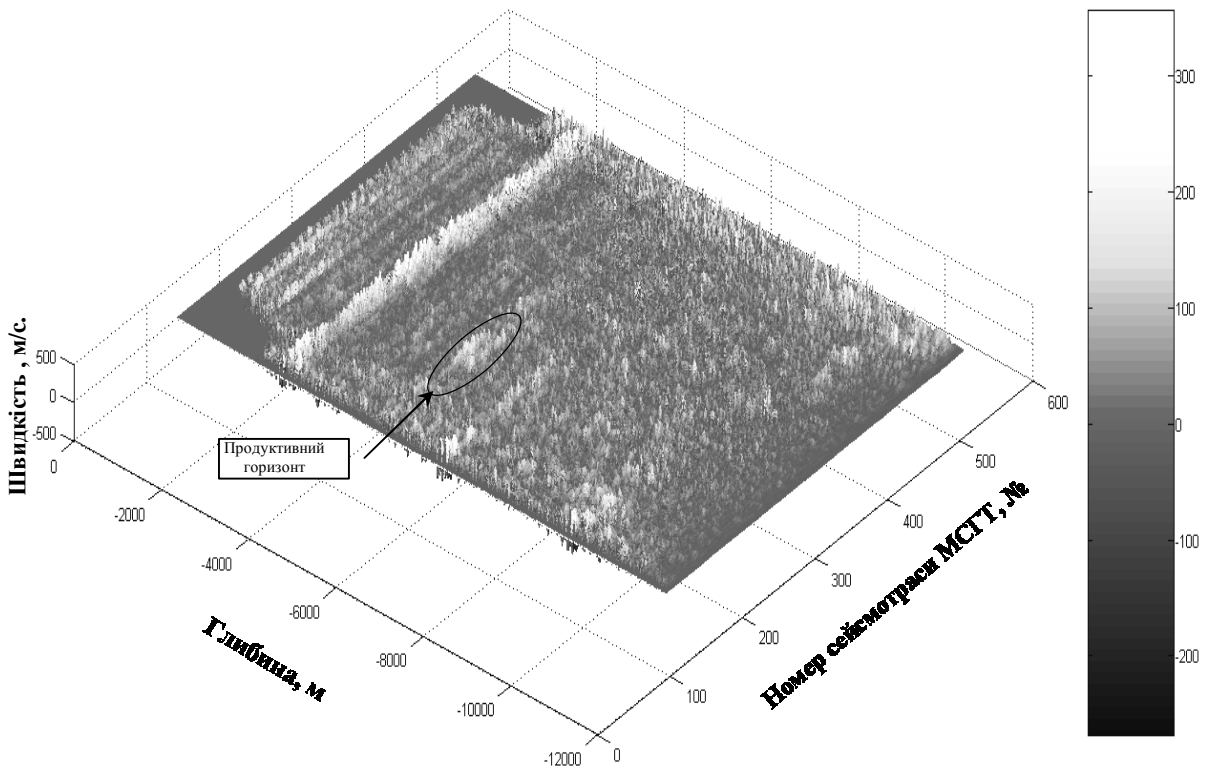


Рис. 10. Просторовий розріз геологічного середовища в параметрах – різниця між пластовою швидкістю середовища та пластовою швидкістю однорідного середовища 3D

новлення пластових швидкостей повздовжніх пружних хвиль (рис. 9 та 10). Отже, зроблено відхід від кінематичних співвідношень для поширення пружної хвилі до динамічних залежностей для збурення пружною хвилею енергетичної рівноваги гірського масиву. Виконання

ристання ІМ-ГС передбачає введення початкових параметрів, серед яких – швидкість на поверхні Землі. Від цього початкового параметра прямо залежить точність визначення швидкостей у гірському масиві. Тому значення швидкості на земній поверхні в моделі повинно бути якомога

точнішим та якомога наближенішим до швидкості на земній поверхні того регіону, де проводиться сейсмічна розвідка.

ІМ-ГС дає змогу не тільки відновити пластові швидкості повздожньої пружної хвилі, але і розрахувати коефіцієнт Пуассона (рис. 7 та 8). Отже, отримуємо фізичні властивості гірського масиву та можливість оцінювання його напруженого стану.

Отримані рівняння розрахунку розглянутих параметрів середовища були запрограмовані та використані для розрахунку параметрів на Байрацькому родовищі. Результати показані на рис. 5–10, де графічно продемонстровано процес дослідження продуктивного горизонту.

Література

- Бляс Э.А. Некоторые кинематические задачи для слоистых сред со скоростными аномалиями в покрывающей толще // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 5. – С. 591–607.
- Бондарев В.И. Сейсморазведка. – Екатеринбург: Изд-во УГГГУ, 1997. – 690 с.
- Карпенко В.Н., Стародуб Ю.П., Стасенко В.Н., Билоус А.И. Энергоинформационный подход к вопросу оценки горизонтальной составляющей волнового поля по данным 1-d сейсмического эксперимента // Buletinul Institutului de Geologie si Seismologie al ASM. – 2006. – № 2. – P. 14–26.
- Карпенко В.М., Стародуб Ю.П., Карпенко О.В. Анализ динамических параметров ruchu физического осцилятора із заданою енергією на основі енергоінформаційного підходу // Геодинаміка. – 2007. – № 1(6). – С. 81–84.
- Стародуб Ю.П., Карпенко О.В. Дослідження пружного півпростору на основі математичної моделі простору станів // Вісник ЛДУ БЖД. – 2009. – № 3. – С. 23–30.
- Стасенко В.М., Карпенко В.М., Козаченко М.І. Техніка і технологія оцінювання та прогнозування геобаричного та напружено-деформованого стану гірського масиву під час буріння глибоких нафтових і газових свердловин // Нафтова і газова промисловість. – 2008. – № 3. – С. 21–25.
- Хмелевской В.К. Геофизические методы исследования земной коры. Кн. 2: Региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика. – Дубна: Международный университет природы, общества и человека “Дубна”, 1999. – 184 с.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ПОДХОДА К АНАЛИЗУ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ

Ю.П. Стародуб, О.В. Карпенко

Рассмотрены реализация энергетического подхода к анализу волнового поля по разрабатываемой в работе информационной модели геологической среды. Представлено решение обратной задачи сейсморазведки, которое предусматривает получение геофизических параметров геологической среды с использованием полевой сейсморазведочной информации. С целью получения геолого-геофизических параметров среды проводится ряд преобразований волнового поля, которые условно разделяют на первичные и окончательные (интерпретацию). Интерпретационный этап преобразования волновых полей предусматривает применение разработанных математических алгоритмов.

Ключевые слова: обратная задача, сейсморазведка, геофизические параметры, геологическая среда.

SOLVING THE INVERSE PROBLEM OF SEISMIC PROSPECTING USING THE ENERGY APPROACH TO THE ANALYSIS OF WAVE FIELDS

Y.P. Starodub, O.V. Karpenko

In the paper the implementation of energy wave field analysis approach for developed informational model of the geological medium is considered. The solutions of seismic inverse problem are presented, which involves geophysical parameters obtaining of geological medium with the use of field seismic data. In order to obtain geological and geophysical environmental parameters the number of wave field transformations are being carried out, conventionally divided into primary and final part (interpretation). Interpretational phase of wave fields' transformation involves usage of the elaborated mathematical algorithms.

Key words: inverse problem, seismic, geophysical parameters, geological medium