

Виділення глибинних, енергетично слабких хвиль в сейсмічних записах ГСЗ

Д. М. Гринь, 2020

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Надійшла 15 січня 2020 р.

Для рішення прямих задач сейсмики, а именно побудови скоростних моделей глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), необхідно мати максимальне кількість годографів отражених волн від геологічних границь. Найбільш сильні отраження знаходяться на невеликому відстані від пункту вибуху. Чим більше відстань, тим менше амплітуда коливань сейсмічних отражених волн і тим складніше їх виділяти з хвильового поля. Задача статті — запропонувати спосіб підвищення інформативності даних ГСЗ шляхом виділення малоамплітудних отражених волн і їх годографів від границь, залягаючих на великих глибинах. В основі вказаного способу лежить різницевий метод просторового виділення годографів цільових волн по розрахунковому або довільно вибраному напрямку. В результаті вихідне хвильове поле розділяється на поле з хвилями-помехами різного походження і хвильове поле корисних сигналів. Роботоспособність методу демонструється на модельних часових сейсмічних розрізах, отриманих за допомогою програми повного моделювання Tesserat 2D. В якості полевого матеріалу використовувалися дані ГСЗ, отримані при виконанні морської частини проекту DOBRE-2. Для Чорного моря виділені годографи отражених волн від фундаменту, перекритих різноманітними хвилями-помехами з верхньої частини сейсмічного розрізу. Для Азовського моря оброблено ділянку, що знаходиться на відстані 130—150 км від джерела сейсмічних коливань. Ослаблена отражена хвиля від границі Мохо до глибини 45 км була прихована хвилями-помехами, тому для виділення цільової отраженої хвилі використовувалося розрахункове напрямлення годографа. Застосування запропонованого способу дозволяє збільшити кількість використовуваних годографів для побудови скоростних моделей, що, в свою чергу, підвищує достовірність рішення прямих і зворотних задач.

Ключові слова: глибинне сейсмічне зондування, хвильові поля, годограф, цільові отраження, хвилі, помехи, різницеві оператори.

Вступ. Під дією різних чинників у геологічному середовищі виникають і поширюються сейсмічні хвилі, які несуть інформацію про будову Землі. Глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ) — один з основних методів сейсмики, у якому використано властивість сейсмічної хвилі відбиватися від межі двох геологічних горизонтів з контрастними фізичними властивостями. У результаті такого відбиття утворюється годограф відбитої хвилі — залежність між часом пробігу сейсмічної хвилі і відстанню між пунктом збудження та пунктом прийому, який розташований на поверхні ґрунту (або на дні моря). На сейсмічних записах годографи хвиль мають вигляд осей синфазності (збіг за фазою двох або більше гармонічних коливань), що наявні одночасно на багатьох сейсмограмах сейсмічного профілю. На рівних межах годографи мають вигляд правильної параболи.

Час пробігу сейсмічної хвилі у середовищі залежить від фізичних властивостей порід — у щільних породах його швидкість більша, у менш щільних — менша. Тому час появи

сейсмічних хвиль на поверхні Землі важливий для відтворення геологічної будови шляхом роз'язання прямих задач сейсміки, зокрема швидкісної моделі. Неускладнені годографи однотипних хвиль, в яких відображується будова середовища за кінематичними і динамічними ознаками, будучи аналітичними функціями, відповідають умовам диференціювання. В реальних геологічних умовах на шляху проходження хвилі трапляються тектонічні порушення, неоднорідності у товщі, інтерференція хвиль та ускладнення годографів випадковими хвилями-завадами. Вони не дають змоги однозначно встановити достатню гладкість і диференційованість хвильового поля за напрямком у цілому.

Один з основних методів вивчення глибинної будови Землі — роз'язання прямої задачі сейсміки. Для побудови швидкісної моделі використовують годографи відбитих, заломлених та інших хвиль. Визначення правильного просторового положення годографів цих хвиль, їх форми, наявності та протяжності є важливим етапом у моделюванні. Від достовірності визначення цих параметрів залежать коректність та єдиність розв'язання прямої задачі.

Як правило, впевнено виділяють годографи поблизу пункту вибуху (ПВ). Поширюючись в надрах Землі, сейсмічні хвилі втрачають свою енергію через поглинальні властивості середовища. Довжина профілів ГСЗ — 500—600 км. На великій відстані від ПВ, де вплив хвиль-завад є переважним, практично неможливо виділити фази корисних хвиль. Під час наземних робіт ГСЗ відстань між точками спостереження (сейсмостанціями) становить 2—2,5 км. Така відстань є додатковим ускладнювальним чинником щодо вибору правильного вектора для годографа корисних хвиль. Крім того, слабкі відбиття від глибинних відбивних горизонтів маскуються сильнішими хвилями-завадами, які генеруються залізничним транспортом та автотранспортом [Green et al., 2017; Albert, Decato, 2017], роботою підприємств й коливанням крони дерев у лісах і лісосмугах [Bormann, Wielandt, 2013].

Для виділення із загального хвильового поля ГСЗ окремих (цілових) годографів пропонуємо різницевий алгоритм, який реалізовано за визначеним напрямком осі синфазності високоамплітудних коливань реперної відбитої хвилі на профілі, наприклад від фундаменту або межі Мохо. За цією схемою спочатку вилучають або послаблюють спільні елементи годографів відбитих (або інших) хвиль і залишають ті складові, за якими вони різняться у заданому напрямку простору. Різниця між вхідним і залишковим полями є цільовим полем, і саме його обробляють та інтерпретують. Залишковим полем є годографи регулярних і нерегулярних хвиль-завад. Процес виділення цільових хвиль із залишкового поля може бути продовжений за напрямком домінуючих годографів інших типів хвиль або відбитих від глибших горизонтів.

Способи виділення цільових хвиль. Хвильове сейсмічне поле, яке виникає навіть у простих геологічних об'єктах через велику кількість різних типів хвиль, є складним й нелегким для інтерпретації. Тому для більшої однозначності та істинності розв'язку прямих чи обернених задач необхідно спрощувати часові розрізи шляхом вибору тільки тих хвиль, які будуть використовувати. Такі хвилі називають корисними, або цільовими, решту — залишковим полем, або хвилями-завадами.

Для розділення (спрощення) хвильових полів застосовують різноманітні оптимізовані різницеві алгоритми та методи на основі статистики [Дядюра, Соколовський, 1984]. Хороші результати відокремлення корисних сигналів від шуму наведено у статті [Harlan, 1984], в якій запропоновано спосіб фокусування для збільшення статистичної незалежності між цільовими і випадковими сигналами гаусового та завадами негаусового типу. Для цього автори застосовують потужний статистичний апарат.

За останнє десятиліття динамічний розвиток сейсмічного реєструвального обладнання, зокрема наземних і донних сейсмостанцій, зумовив збільшення кількості

трикомпонентних сейсмічних даних. За допомогою багатокомпонентних сейсмічних даних відслідковують рух поверхні Землі у тривимірному просторі, що породило велику кількість методів розділення хвильового поля на його складові з використанням надлишкової інформативності даних.

Один з таких методів — спектрально-матрична фільтрація (SMF) [Hendrick, 2006], яка дає змогу зменшити вплив приповерхневих високоамплітудних хвиль. Трикомпонентні (3-К) дані використовують для видалення поверхневих хвиль та виділення (підсилення) поперечних й поздовжніх хвиль [Wang et al., 2019] шляхом поляризаційної фільтрації і видалення завад статистичними методами. Сейсмічні P - та SV -хвилі є джерелом інформації про літологію, пористість, тріщинуватість, анізотропію середовища. Алгоритм виділення цих хвиль описано у статті [Wang et al., 2002]: багатокомпонентні хвильові поля переносять в область τ - p і розділяють на P - і SV -хвилі за рахунок обертання горизонтальної і вертикальної складових.

Для наземних і морських записів сейсмічних станцій розроблено фільтр розкладання на годографи P - і S -хвиль. Запропонований метод [Renterghem et al., 2018] ґрунтується на пружнодинамічній теоремі [Wapenaar, Heim, 1990; Amundsen et al., 2000], що дає змогу обчислювати хвильове поле всередині Землі за багатокомпонентними сейсмічними записами на її поверхні або на дні моря.

Основне обмеження поляризаційних методів полягає у наявності когерентного шуму в даних або декількох хвиль від різних подій. Для розв'язку цієї проблеми запропоновано використовувати не три-, а шестикомпонентну (6-К) модель поляризації [Sollberger et al., 2018]. Вона розрахована для розділення P -, SV -, SH -хвиль, поверхневих хвиль Релея (R) та Лява (L). За додатковими компонентами розширюють ранг матриці когерентності, яку використовують для поляризаційного аналізу, внаслідок чого точніше визначають тип хвилі, напрямок її поширення та швидкість.

Менш складні алгоритми спрощення хвильових полів застосовують для виділення годографів дифрагованих хвиль для пошуку розломів у вугільних басейнах [Zhou et al., 2017] або для вивчення малорозмірної будови розривів СГТ [Schwarz, Gajewski, 2017; Schwarz, 2019].

Матричні різницеві оператори. Зобразимо часовий розріз ГСЗ у вигляді прямокутної двовимірної матриці [Хорн, Джонсон, 1989], стовпці і рядки якої задано множиною дискретних відліків. Кожну трасу зображуємо у часі $t = k \Delta t$, де Δt — крок за часом, $k = 1, 2, \dots, K$, і простором $x = n \Delta x$, Δx — крок між точками спостереження $n = 1, 2, \dots, N$. Розмірність прямокутної матриці $K \times N$. Просторово-часове вікно для обробки сейсмічних даних можна записати як матрицю $A_i \in A$, її розмірність позначимо $K_i N_i$:

$$A = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} & \dots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} & \dots & a_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{k1} & a_{k2} & \dots & a_{kn} & \dots & a_{kN} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{K1} & a_{K2} & \dots & a_{Kn} & \dots & a_{KN} \end{pmatrix} = \| a_{kn} \|, \quad (1)$$

Матриця $\| a_{kn} \|$ містить усю інформацію про склад хвильового поля, серед якого виділяють інтенсивніші хвилі, пов'язані з шуканими годографами. Вони проявляються у кінематичних і динамічних ознаках на значній ділянці цифрового масиву. Вісь синфазності годографа G цільової відбитої хвилі у масиві $\| a_{kn} \|$ позначимо $G(t, x) = G(k \Delta t, n \Delta x)$.

Використавши найбільші значення амплітуд відбитих хвиль від обраного горизонту, можна виконати «ручну» кореляцію слідом хвилі $G(t, x)$ і знайти відповідні затримки часу між сусідніми стовпцями матриці $\|a_{kn}\|$, тобто між суміжними трасами часового профілю ГСЗ.

Час затримки осей синфазності годографа між суміжними трасами дорівнює

$$\Delta\tau(t_k x_n) = t_{k,n} - t_{k,n+1}.$$

Отже, в околі найбільших амплітуд годографа сейсмічної хвилі $G(t, x)$ для кожної пари суміжних векторів з індексами $(n, n+1), (n+1, n+2), \dots, ((N-1), N)$ визначають вектор-рядок зміщень відносно сусідніх трас:

$$\{\tau(t_k x_n)\} = (\Delta\tau_1, \Delta\tau_2, \dots, \Delta\tau_k, \dots, \Delta\tau_n), \quad \Delta\tau_m = m\Delta t,$$

де m — кількість дискретних відліків відносного зміщення. Часове зміщення $\Delta\tau_m$ щодо попереднього значення може мати додатний або від'ємний знак.

Знаючи відносні часові зміщення, обчислюють часову поправку (редукцію) для кожної траси:

$$T_n = \sum_{m=1}^n \Delta\tau_m, \quad (2)$$

де T_n — зміщення n -го стовпця в матриці $\|a_{kn}\|$ відносно заданого моменту часу для цільової хвилі, відбитої від реперного горизонту. Таким моментом (точкою) може бути достовірно виділений початок годографа довільної форми.

З огляду на рівність (2) вектор повних зміщень матиме вигляд

$$\{T_n\} = T_1, T_2, \dots, T_n.$$

Змістимо вектори матриці $\|a_{kn}\|$ множенням її на діагональну матрицю з дельта-функцією $\delta(t - T_n) = \delta(u\Delta t - T_n)$:

$$B = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} & \dots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} & \dots & a_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{k1} & a_{k2} & \dots & a_{kn} & \dots & a_{kN} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{K1} & a_{K2} & \dots & a_{Kn} & \dots & a_{KN} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \delta(t - T_1) & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \delta(t - T_2) & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \delta(t - T_N) \end{pmatrix} = \|b_{kn}\|.$$

Після внесення зміщення (редукції) в матрицю $\|a_{kn}\|$ вісь синфазності годографа випрямляється і стає горизонтальною.

Для побудови різницевого алгоритму визначимо нову матрицю \bar{B} , усі елементи якої відносно B зміщені на один елемент вправо за просторовою координатою x . Помножимо матрицю B справа на матрицю зміщень H : $\bar{B} = BH$. Матриця H складається з нулів і одиниць:

$$H = \begin{vmatrix} 0 & 1 & 0 & 0\dots \\ 0 & 0 & 1 & 0\dots \\ 0 & 0 & 0 & 1\dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{vmatrix}. \quad (3)$$

Визначимо різницю C матриць B і \bar{B} та розширимо її одним втраченим останнім стовпцем $\{b_{kN}\}$ з протилежним знаком:

$$C = B - (\bar{B} + \{b_{kN}\}) =$$

$$= \begin{vmatrix} b_{11}(b_{12} - b_{11}) & (b_{13} - b_{12}) & \dots & (b_{1N} - b_{1N-1}) - b_{1N} \\ b_{21}(b_{22} - b_{21}) & (b_{213} - b_{22}) & \dots & (b_{2N} - b_{2N-1}) - b_{2N} \\ b_{31}(b_{32} - b_{31}) & (b_{33} - b_{32}) & \dots & (b_{3N} - b_{3N-1}) - b_{3N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ b_{K1}(b_{K2} - b_{K1}) & (b_{K3} - b_{K2}) & \dots & (b_{KN} - b_{KN-1}) - b_{KN} \end{vmatrix} = \|C_{kn}\|. \quad (4)$$

Отже, у різницевій матриці (4) в усіх стовпцях (за винятком першого і останнього) цільові хвилі суттєво послаблені або повністю вилучені.

За різницевим алгоритмом спочатку формують хвильове поле залишкових хвиль і завад, а потім, використавши їх, — цільове. Проте наявність елементів b_{k1} сейсмічних хвиль на краях рядка матриці суттєво ускладнює цю задачу. Тому необхідно в першому і останньому стовпцях мінімізувати їх вплив, щоб не виникали крайові ефекти. Для різницевого методу врахування похибок, які виникають через крайові ефекти, надзвичайно важливе.

З метою зменшення прояву крайових ефектів розроблено кілька варіантів. Для визначення просторового розташування слабоенергетичних відбитих хвиль від фундаменту або межі Мохо цілком прийнятний метод пригнічення векторів-рядків на краях біжних вікон за допомогою вагових функцій.

Щоб отримати часовий розріз з цільовими годографами заданої форми Q , потрібно відняти залишкове хвильове поле C від повнохвильового поля B , попередньо узгодивши їх за енергією:

$$Q = B - C. \quad (5)$$

Крім того, в матрицю Q необхідно ввести час зміщень (3) з протилежними знаками, який було визначено для випрямлення цільової хвилі.

Моделювання синтетичних сейсмограм. Для моделювання сейсмограм з годографами відбитих хвиль використовували програму Tesseral 2D. На початковому хвильовому полі (рис. 1) наявні дві групи годографів. На рис. 1, а зліва зображено годограф від нахиленої поверхні, справа для ускладнення хвильової картини (появи великої кількості годографів) — від об'єкта прямокутної форми з незначним градієнтом швидкості. Цільовим є годограф, який утворився в результаті відбиття від нахиленої поверхні. У середині сейсмограми він перетинається з багатьма іншими годографами, які мають форму симетричних парабол з центрами по покрівлі та підшві прямокутного тіла. Це хвильове поле має вигляд матриці $\|a_{kn}\|$ (1).

Визначивши матрицю зміщень синфазності H цільового годографа і створивши за його допомогою матрицю \bar{B} , використовуємо різницевий алгоритм та обчислюємо різницю C (5). Результат показано на рис. 1, б. За різницею матриць хвильових полів

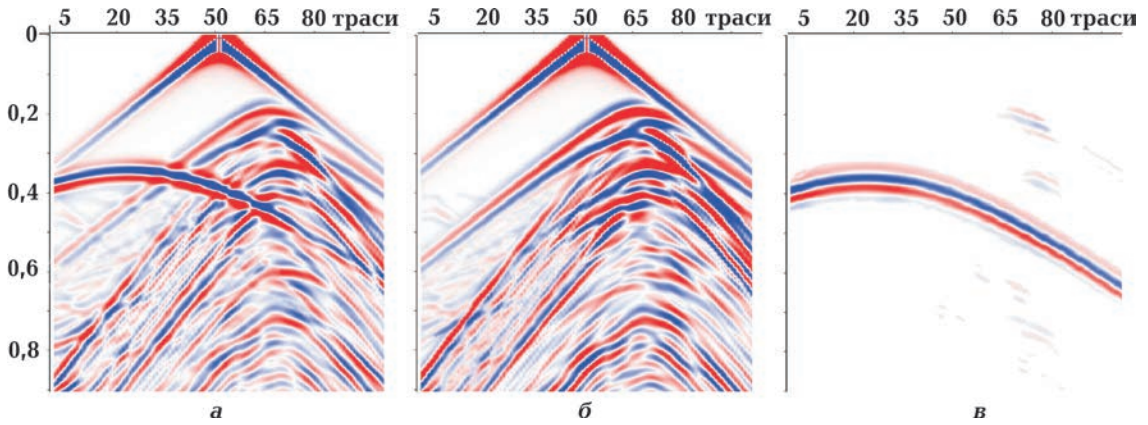


Рис. 1. Розділення модельного хвильового поля (а) різницевим алгоритмом на хвилі-завади (б) та цільовий годограф (в).

Fig. 1. Devision of model wave field (a) by differential algorithm on the wave of noise (b) and target travel-time curve (c).

В і С отримано годограф цільової відбитої хвилі Q з невеликою кількістю залишкових відбиттів від прямокутного тіла (рис. 1, в). Ця сейсмічна модель є ідеальною, оскільки на ній відсутні різноспрямовані хвилі-завади, видалення яких потребує додаткових математичних процедур.

Кореляція осей синфазності цільових годографів відбитих хвиль. Від правильності вибору просторового положення осі синфазності корисних хвиль залежить точність розв'язку кінцевої задачі, метою якої є відбір годографів певної форми із складного хвильового поля. Умовно хвильові поля можна розділити на три типи. До першого віднесемо сейсмограми з відбитими хвилями, які мають велику амплітуду, де вплив хвиль-завад незначний. Такі хвильові поля характерні для даних СГТ, отриманих на ділянках з осадовими породами і горизонтально-шаруватою структурою. При цьому можна використовувати автоматичний режим визначення кореляції за допомогою функції автокореляції та взаємної кореляції сусідніх трас на обраній просторово-часовій ділянці (один або два періоди хвилі). До другого типу належать сейсмічні записи, на яких цільові годографи відбитих хвиль частково перекриваються поверхневими, кратними, дифрагованими або відбитими хвилями від інших геологічних об'єктів. Як правило, всі ці хвилі мають однаковий спектральний склад, що утруднює їх видалення фільтрацією. За такої ситуації вигляд осі синфазності обирають вручну, продовжуючи інтуїтивно можливе просторове положення (напрямок) годографа. Третій тип хвильового поля характерний для робіт за методом ГСЗ. Сейсмічна хвиля, пройшовши великі відстані (300—600 км), практично повністю втрачає свою енергію. У пункті прийому внаслідок малої амплітуди коливання її перекривають потужніші хвилі-завади. В такому разі формою осі синфазності можна вважати продовження теоретичного годографа, отриманого під час розв'язання прямої задачі. Вказане характерне для хвиль, відбитих від фундаменту або межі Мохо.

Морські сейсмічні дані ГСЗ. У статті використано сейсмічні дані ГСЗ, отримані під час проведення морської частини сейсмічного профілю DOBRE-2 в Чорному і Азовському морях [Starostenko et al., 2016]. Для запису сейсмічних даних було застосовано донні морські сейсмостанції ОВН та OBS, надані інститутом IFM Geomar (Німеччина). Їх установлювали на точки спостереження за допомогою двох науково-дослідних суден «Іскатель» та «Топаз». На судні «Іскатель» було встановлено обладнання для генерування сейсмічних коливань — пневмогармата, що випромінювала імпульс кожні 60 с. За

цей час судно проходило відстань 150—160 м. Таким чином, на чорноморському профілі завдовжки 178 км було отримано 1187 трас. Хвильове поле записували 17 донних сейсмостанцій. На Азовському морі на профілі завдовжки 173 км було використано 11 сейсмостанцій і сформовано 1085 трас. Відстань між донними сейсмостанціями становила 11,25 км в Азовському морі і 14 км — у Чорному морі. Найбільшою була глибина занурення станцій у Чорному морі — 2183 м.

Морське сейсмічне хвильове поле характеризується наявністю великої кількості відбитих хвиль від осадового чохла та його фундаменту, ускладнених обмінними процесами в геологічному середовищі та залишками реверберації у товщі води. Відбиття від межі Мохо в Чорному морі незначні або малоамплітудні, що унеможливує достовірне виділення годографів із сейсмограм. В Азовському морі відбиття від межі Мохо більш чіткі й протяжні. Однак наявність великої кількості хвиль-завад, пов'язаних з незначною глибиною моря (до 10 м), спричинює ефект «розмивання» положення годографа відбитих хвиль. Це особливо помітно на сейсмограмах, отриманих від далеких джерел. На донну сейсмічну станцію впливають різноспрямовані підводні течії, поверхневі морські хвилі [Porreliers, Mallinson, 2015], рух суден тощо. Доволі часто напрямок і частотний діапазон хвиль-завад збігається з корисним сигналом.

Наявність різних типів хвиль та їх амплітудно-частотний склад на сейсмічному профілі найліпше відображають частотно-часові вейвлет-спектри сейсмограм (рис. 2).

На відміну від перетворення Фур'є вейвлет-перетворення одновимірних сигналів забезпечує двовимірну розгортку. Частоту і координату функції розглядають як незалежні змінні, що дає змогу здійснювати аналіз часових функцій відразу у двох просторах. З рис. 2 бачимо, що на сейсмограмі наявні коливання з частотами 1—7 Гц протягом усього часу запису. Такі частоти в геологічному середовищі утворюються під дією морських хвиль. Чітко виділяється ділянка із сейсмічними хвилями на часі 11—12 с з гармоніками 12—18 Гц. Ці хвилі, можливо, пов'язані з відбиттям від межі Мохо. На часі 14,5—15,5 с спостерігаються більш високочастотні коливання з гармоніками 14—20 Гц та меншою амплітудою коливання.

Виділення годографів відбитих хвиль за морськими сейсмічними даними ГСЗ.

Для розкладання часового сейсмічного розрізу на хвильові складові (обрані сейсмічні хвилі) використано сейсмічні дані, записані донними сейсмостанціями OBS 7006 (Чорне море) і OBS 7021 (Азовське море). У Чорному морі цільові годографи відбитої хвилі від фундаменту знаходяться на відстані 10—25 км від джерела сейсмічних хвиль Sleeve Gun (рис. 3). Вони частково перекриваються та маскуються цугом хвиль, який складається з прямих, головних і кратних хвиль. Це обмежує достовірне виділення форми годогра-

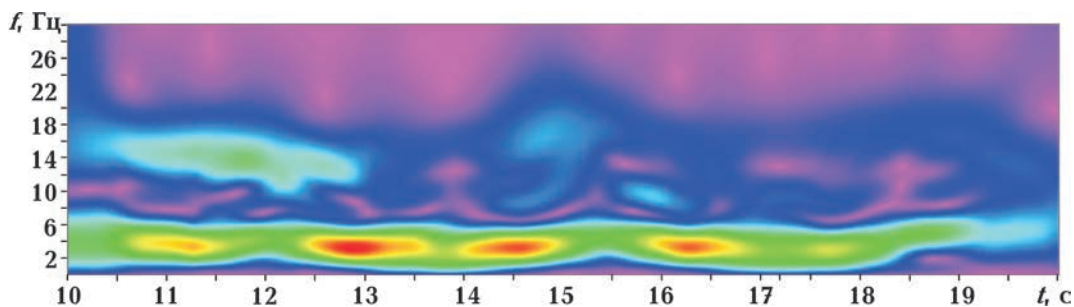


Рис. 2. Частотно-часовий спектр частини 1065 траси з профілю OBS 7021 завдовжки 10 с.

Fig. 2. Frequency-temporal spectrum of a part of 1065 trace from a profile # 7021, 10s.long.

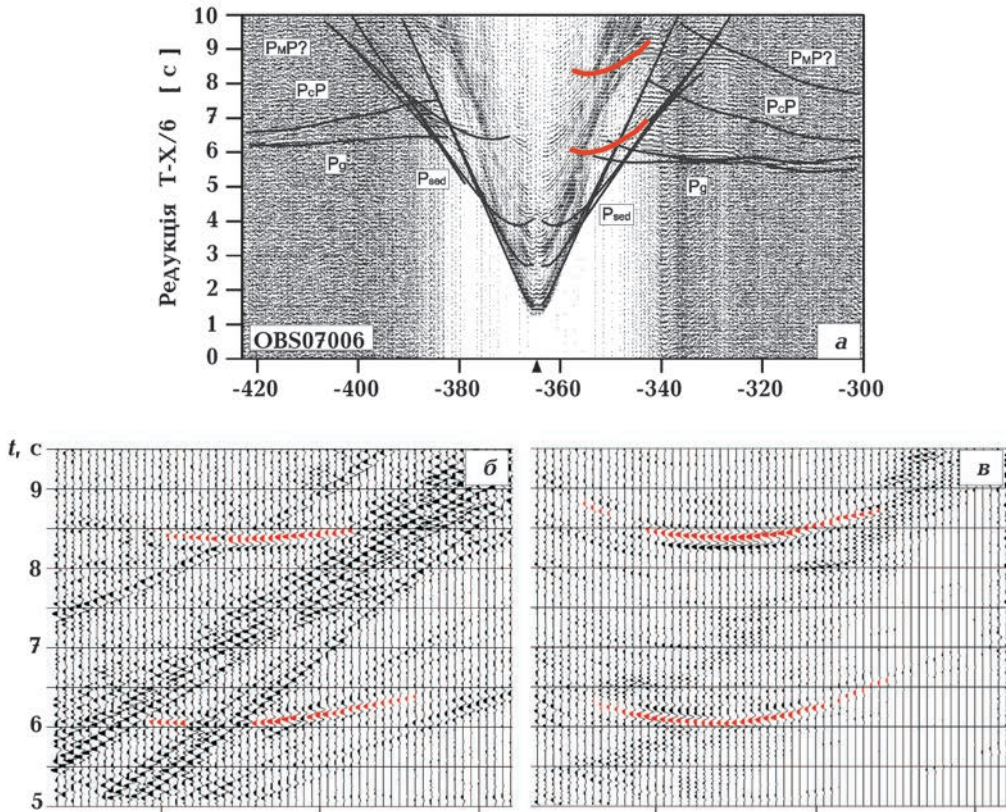


Рис. 3. Виділення відбитих хвиль з хвильового поля, отриманого донною станцією OBS 7006 (а) (проект Добре-2); б — вхідне сейсмічне поле з різношвидкісними годографами прямих, заломлених та відбитих хвиль; в — виділені цільові відбиті хвилі.

Fig. 3. Separation of reflected waves from the wave field obtained by a bottom station OBS 7006 (a) (project Dobre-2); b — input seismic field with hetero-velocity travel-time curves of direct, refracted and reflected waves; c — separated target reflected waves.

фів, які використовують для розв'язання прямої задачі — побудови швидкісної моделі.

На рис. 3 показано можливість виділення відбитих сейсмічних хвиль. На очищеній від неінформативних годографів сейсмограмі залишилася група хвиль із заданими параметрами, що дає змогу простежити відбиття від геологічних горизонтів на більші відстані.

В Азовському морі [Starostenko et al., 2016] зона пошуку відбитих хвиль від межі Мохо знаходиться на відстані 110—130 км (рис. 4) від джерела сейсмічних хвиль. Ці хвилі непомітні на поверхні, їх не використовують у моделюванні. З урахуванням важливості відбитих хвиль у побудові швидкісної моделі глибинної частини розрізу постає необхідність їх виділення з хвильового поля. На досліджуваній ділянці відсутній годограф відбитої хвилі, тому слід застосувати розрахунковий, який є продовженням видимої частини зареєстрованого годографа. За збігу осей синфазності розрахункового і енергетично надслабкого фактичного годографа його можна виділити з хвильового поля скінченно-різницевим методом (див. вище).

На рис. 5, а зображено вхідний сейсмічний матеріал, на якому ледь помітні відбиття, які не мають характерної для відбитої хвилі осі синфазності та закономірності. На часі 12 с помітні незначні коливання, які збігаються з можливим положенням хвилі, відбитої від поділу Мохо.

За скінченно-різницевим методом хвильове поле було розділено на дві складові: поле

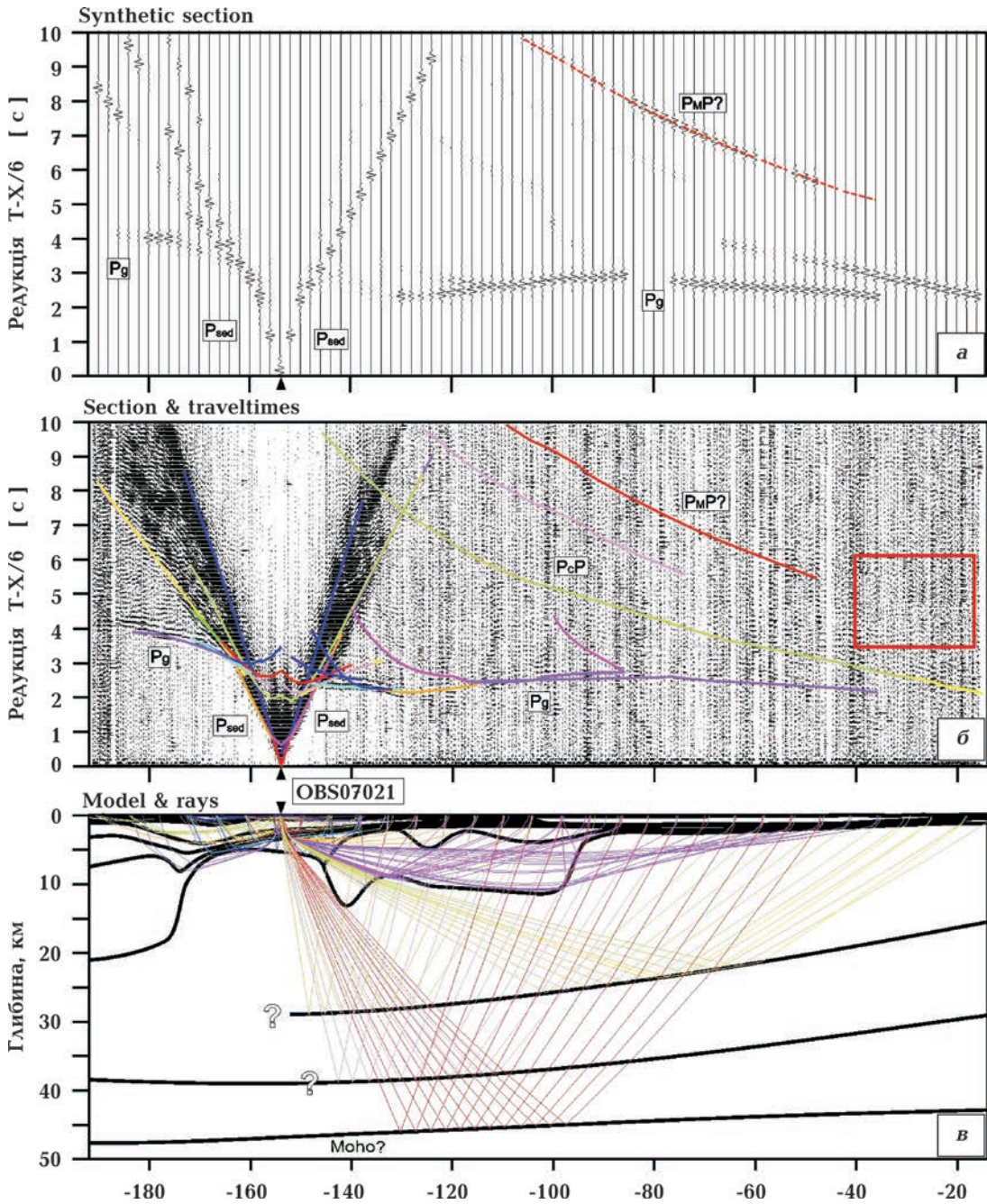


Рис. 4. Синтетичне (а) та фактичне (б) хвильове поле частини Азовського моря. Червоний прямокутник — зона пошуку надслабкого відбиття від межі Мохо [Starostenko et al., 2016]. Модель геологічного розрізу (в).

Fig. 4. Synthetic (a) and real (b) wave field of some part of the Azov Sea. Black square — zone of the search for super-weak reflection from the Moho discontinuity [Starostenko et al., 2016]. Geological section model (c).

завад з низькошвидкісними хвилями (рис. 5, б) і поле корисних хвиль (рис. 5, в). На сейсмограмі (рис. 5, в) у діапазоні 11,5—12,5 с виявлено групу відбитих хвиль з невеликим кутом нахилу і просторовою протяжністю близько 9 км. Інші хвилі, що наявні в цій частині сейсмограми, мають частотний діапазон, який на низькочастотній ділянці збігається з частотою шуканої глибинної хвилі. Вказане не має просторової закономірності,

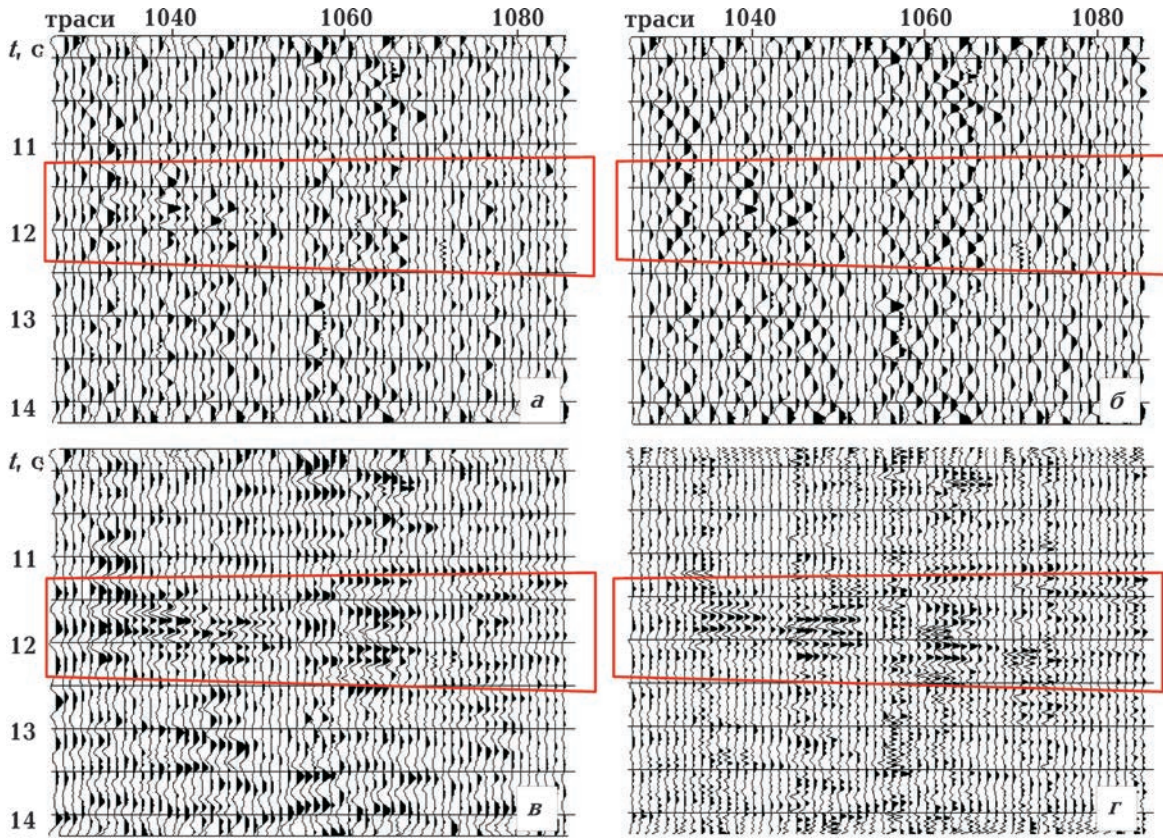


Рис. 5. Приклад виділення слабого сигналу — відбиття від межі Мохо, отриманого донною станцією ОВН 7021 в Азовському морі: *a* — початковий сейсмічний матеріал; *б* — хвилі-завади, *в* — виділені корисні відбиття від межі Мохо, *г* — результат застосування частотної корекції над відбиттям від межі Мохо.

Fig. 5. Example of a weak signal separation — a reflection from the Moho discontinuity obtained by ocean bottom hydrophone ОВН 7021 in the Sea of Azov: *a* — initial seismic material, *b* — noise wave, *c* — useful reflections from the Moho discontinuity, *d* — a result of application of frequency correction above the reflection from the Moho discontinuity.

що характерна для хвиль, відбитих від межі Мохо. Тому їх можна віднести до хвиль-завад. З метою підвищення ролі високочастотних компонент у цільовому сейсмічному хвильовому полі зроблено частотну корекцію наявних сейсмограм.

Частотна корекція і підвищення роздільної здатності сейсмічних хвиль, відбитих від межі Мохо. Алгоритм частотної корекції сейсмічних трас зводиться до такого. Сейсмічну трасу $F(t)$ розкладаємо на вузькосмугові складові за допомогою фільтрів гаусового типу. Для кожної складової $f_i(t)$ визначаємо середньоквадратичну норму:

$$\tilde{f}(m\Delta t, \omega_i) = f(m\Delta t, \omega_i) / \frac{1}{M} \sqrt{\sum_{m=1}^M [f(m\Delta t, \omega_i)]^2}.$$

У результаті нормування всі вузькосмугові складові траси $\tilde{f}(t, \omega_i)$ стають однаковими за енергією і, отже, вирівняними стосовно домінуючого діапазону частот. Для вилучення впливу фазового спектра елементарного сигналу $\phi_0(\omega)$ спочатку над траєю $F(t)$ доцільно виконати фазову деконволюцію. Далі визначаємо суму нормованих

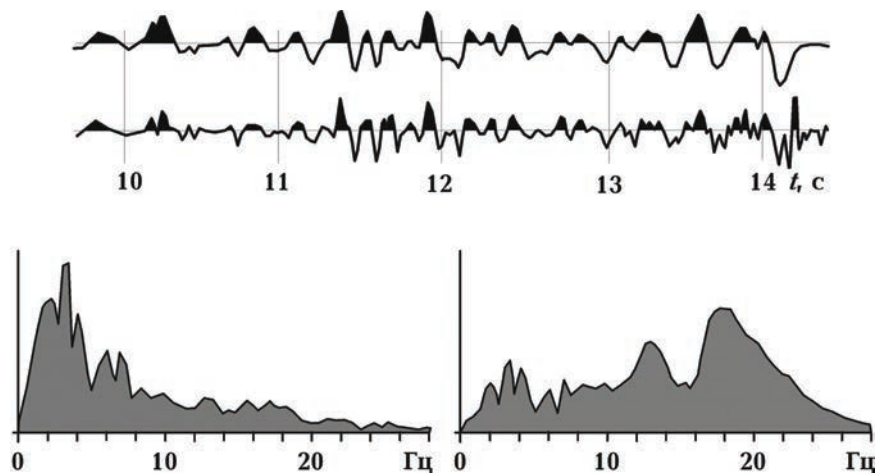


Рис. 6. Результат частотної корекції сейсмограми: часова функція і спектри (див. рис. 2).

Fig. 6. A result of frequency correction of a seismogram: time function and spectra (see Fig. 2).

складових як кінцевий результат частотної корекції сейсмічної траси:

$$\psi(t) = \sum_i \tilde{f}(m\Delta t, \omega_i).$$

Цим простим алгоритмом некоректних процедур не передбачено.

На рис. 6 зображено сейсмограму, отриману донною сейсмостанцією OBS 7021 в Азовському морі в часовому інтервалі від 10 до 14 с (верхня сейсмограма), і сейсмограму, над якою проведено частотну корекцію (нижній малюнок), а також спектри кожної з сейсмограм. В цілому, очевидним є підвищення високочастотної компоненти в сейсмограмі, і особливо в інтервалі часу від 13 до 14 с.

Використавши описаний вище спосіб до сейсмограм з обраної ділянки (див. рис. 4), отримуємо чіткіше виражені корисні відбиття (див. рис. 5, в). Роль низькочастотних і випадкових коливних процесів суттєво зменшилась, корельованість корисних відбитих хвиль зросла.

Висновки. Запропоновано різницевий алгоритм для виділення енергетично ослаблених, відбитих від глибинних горизонтів (фундаменту або межі Мохо) сейсмічних хвиль.

Як вхідні сейсмічні дані використовують дані ГСЗ, згідно з якими сейсмічна хвиля, проходячи великі відстані від джерела до приймача, втрачає свою енергію. Для виділення таких хвиль спочатку вилучають або послаблюють спільні елементи годографів відбитих (або інших) хвиль і залишають ті складові, за якими вони різняться у заданому напрямку простору. Різниця між вхідним і залишковим полями є цільовим полем, воно підлягає подальшій обробці та інтерпретації. Залишковим полем є годографи регулярних і нерегулярних хвиль-завад. Процес виділення цільових хвиль із залишкового поля може бути продовжений за напрямком домінуючих годографів інших типів хвиль або відбитих від глибших горизонтів.

Показано приклад виділення відбитих хвиль від фундаменту в Чорному морі, що були скриті відбитими від осадової товщі хвилями-завадами. У результаті виділений годограф чітко простежується на великій відстані. Для Азовського моря виділено годограф відбитої хвилі від межі Мохо, просторовий напрямок якої було обрано з розрахункового годографа. Енергія цієї сейсмічної хвилі незначна, і хвиля непомітна на хвильовому полі, тому напрямок її спостереженого годографа неможливо візуально встановити.

Список літератури

- Дядюра В.А., Соколовский О.И. Разделение интерферирующих регулярных волн. Москва: 1984. 68 с.
- Хорн Р., Джонсон Ч. Матричный анализ. Москва: Мир, 1989. 656 с.
- Albert, D.G., & Decato, S.N. (2017) Acoustic and seismic ambient noise measurements in urban and rural areas. *Applied Acoustics*, 119, 135—143. <https://doi.org/10.1016/j.apacoust.2016.12.015>.
- Amundsen, L., Ikelle, L. & Martin, J. (2000). Multiple attenuation and P/S splitting of multicomponent OBC data at a heterogeneous sea floor. *Wave Motion*, 32(1), 67—78. [https://doi.org/10.1016/S0165-2125\(99\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0165-2125(99)00047-5).
- Bormann, P., & Wielandt, E. (2013). Seismic signals and noise. In: P. Bormann (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2)* (pp. 1—62). Potsdam.
- Green, D.N., Bastow, I.D., Dashwood, B, Nippres, S.E.J. (2017). Characterizing Broadband Seismic Noise in Central London. *Seismological Research Letters*, 88(1), 113—124. doi: 10.1785/0220160128.
- Harlan, W.S., Claerbout, J.F., & Rocca, F. (1984). Signal/noise separation and velocity estimation. *Geophysics*, 49(11), 1869—1880. <https://doi.org/10.1190/1.1441600>.
- Hendrick, N. (2006). Multi-component seismic wave field separation via spectral matrix filtering. *ASEG Extended Abstracts*, 1, 1—4. doi: 10.1071/ASEG2006ab065.
- Poppeliers, C., & Mallinson, D. (2015). High-frequency seismic noise generated from breaking shallow water ocean waves and the link to time-variable sea states. *Geophysical Research Letters*, 42(20), 8563—8569. <https://doi.org/10.1002/2015GL066126>.
- Schwarz, B. (2019). An introduction to seismic diffraction. *Advances in Geophysics*, 60, 1—64. doi: 10.1016/bs.agph.2019.05.001.
- Schwarz, B., & Gajewski, D. (2017). Accessing the diffracted wavefield by coherent subtraction. *Geophysical Journal International*, 211(1), 45—49. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx291>.
- Sollberger, D., Greenhalgh, S.A., Schmelzbach, C., Van Renterghem, C., Robertsson, J.O.A. (2018). 6-C polarization analysis using point measurements of translational and rotational ground-motion: theory and applications. *Geophysical Journal International*, 213(1), 77—97. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx542>.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Guterch, A., Fluh, E., Thybo, H., Artemieva, I., Tolkunov, A., Sydorenko, G., Omelchenko, V., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Dannowski, A., & Shulgin, A. (2016). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In M. Sosson, R.A. Stephenson & S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 199—220). Geol. Soc., London, Spec. Publ., 428. <https://doi.org/10.1144/SP428.11>.
- Van Renterghem, C., Schmelzbach, C., Sollberger, D., & Robertsson, J.O.A. (2018). Spatial wavefield gradient-based seismic wavefield separation. *Geophysical Journal International*, 212(3), 1588—1599. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx499>.
- Wang, Y., Singh, S.C., & Barton, P.J. (2002). Separation of P- and SV-wavefields from multi-component seismic data in the τ - p domain. *Geophysical Journal International*, 151(2), 663—672. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01797.x>.

Wang, C., Wang, Y., Sun, P., & Li, Y. (2019). Discussions on the Processing of the Multi-Component Seismic Vector Field. *Applied Sciences*, 9(9), 1770. doi: 10.3390/app9091770. <https://doi.org/10.3390/app9091770>.

Wapenaar, C. & Haim, G. (1990). Elastic extrapolation of primary seismic *P*- and *S*-waves. *Geophysical Prospecting*, 38(1) 23—60. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1990.tb01833.x>.

Zhou, B., Hatherly, P., & Sun, W. (2017). Enhancing the detection of small coal structures by seismic diffraction imaging. *International Journal of Coal Geology*, 178, 1—12. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2017.04.010>.

Selection of deep, energetically weak waves in seismic DSS records

D. M. Gryn, 2020

To solve direct problems of seismic, namely, to construct velocity DSS models we need to have a maximal number of hodographs of reflected waves from geological borders. The strongest reflections occur at a short distance from the explosion point. The more is the distance, the smaller the amplitude of vibrations of seismic reflected waves and more difficult their selection from the wave field. The object of the paper is a proposal of the ways for increasing information value of DSS data by selection of small amplitude reflected waves and their hodographs from the borders which occur at deep depths. The basis of the method is a difference method of spatial selection of hodographs of the target waves by the calculated or arbitrarily chosen direction. As a result the initial wave field is subdivided into the field with noise-waves of different origin and the wave field of efficient signals. Working capacity of the method is demonstrated on the model temporal seismic sections obtained with the help of the program of integral-wave modeling Tesseral 2D. As a field material the data of deep seismic sounding (DSS) were used, obtained during a fulfillment of the marine part of DOBRE-2 project. For the Black Sea the hodographs of the waves reflected from the basement were selected overlapped by various noise-waves from the upper part of the seismic section. For the Sea of Azov an area was processed situated at the distance of 130—150 km from the source of seismic vibrations. Attenuated wave reflected from the Moho border up to the depth of 45 km was hidden by the noise-waves, and so for selection of the target reflected wave calculated direction of the hodograph was used. Application of the proposed method allows an increase of the amount of hodographs applied for construction of velocity models that in its turn increases the significance of solving direct and inverse problems.

Key words: deep seismic sounding, wave fields, hodograph, target reflections, waves, noise, difference operators.

References

Dyadyura, V.A., & Sokolovskiy, O.I. (1984). Separation of interfering regular waves. Moscow, 68 p. (in Russian).

Horn, R., & Johnson, C. (1989). *Matrix Analysis*. Moscow: Mir, 656 p. (in Russian).

Albert, D.G., & Decato, S.N. (2017) Acoustic and seismic ambient noise measurements in urban

- and rural areas. *Applied Acoustics*, 119, 135—143. <https://doi.org/10.1016/j.apacoust.2016.12.015>.
- Amundsen, L., Ikelle, L. & Martin, J. (2000). Multiple attenuation and P/S splitting of multicomponent OBC data at a heterogeneous sea floor. *Wave Motion*, 32(1), 67—78. [https://doi.org/10.1016/S0165-2125\(99\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0165-2125(99)00047-5).
- Bormann, P., & Wielandt, E. (2013). Seismic signals and noise. In: P. Bormann (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2)* (pp. 1—62). Potsdam.
- Green, D.N., Bastow, I.D., Dashwood, B, Nippres, S.E.J. (2017). Characterizing Broadband Seismic Noise in Central London. *Seismological Research Letters*, 88(1), 113—124. doi: 10.1785/0220160128.
- Harlan, W.S., Claerbout, J.F., & Rocca, F. (1984). Signal/noise separation and velocity estimation. *Geophysics*, 49(11), 1869—1880. <https://doi.org/10.1190/1.144160>.
- Hendrick, N. (2006). Multi-component seismic wave field separation via spectral matrix filtering. *ASEG Extended Abstracts*, 1, 1—4. doi: 10.1071/ASEG2006ab065.
- Poppeliers, C., & Mallinson, D. (2015). High-frequency seismic noise generated from breaking shallow water ocean waves and the link to time-variable sea states. *Geophysical Research Letters*, 42(20), 8563—8569. <https://doi.org/10.1002/2015GL066126>.
- Schwarz, B. (2019). An introduction to seismic diffraction. *Advances in Geophysics*, 60, 1—64. doi: 10.1016/bs.agph.2019.05.001.
- Schwarz, B., & Gajewski, D. (2017). Accessing the diffracted wavefield by coherent subtraction. *Geophysical Journal International*, 211(1), 45—49. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx291>.
- Sollberger, D., Greenhalgh, S.A., Schmelzbach, C., Van Renterghem, C., Robertsson, J.O.A. (2018). 6-C polarization analysis using point measurements of translational and rotational ground-motion: theory and applications. *Geophysical Journal International*, 213(1), 77—97. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx542>.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Guterch, A., Fluh, E., Thybo, H., Artemieva, I., Tolkunov, A., Sydorenko, G., Omelchenko, V., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Dannowski, A., & Shulgin, A. (2016). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In M. Sosson, R.A. Stephenson & S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 199—220). Geol. Soc., London, Spec. Publ., 428. <https://doi.org/10.1144/SP428.11>.
- Van Renterghem, C., Schmelzbach, C., Sollberger, D., & Robertsson, J.O.A. (2018). Spatial wavefield gradient-based seismic wavefield separation. *Geophysical Journal International*, 212(3), 1588—1599. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx499>.
- Wang, Y., Singh, S.C., & Barton, P.J. (2002). Separation of P- and SV-wavefields from multi-component seismic data in the τ - p domain. *Geophysical Journal International*, 151(2), 663—672. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01797.x>.

Wang, C., Wang, Y., Sun, P., & Li, Y. (2019). Discussions on the Processing of the Multi-Component Seismic Vector Field. *Applied Sciences*, 9(9), 1770. doi: 10.3390/app9091770. <https://doi.org/10.3390/app9091770>.

Wapenaar, C. & Haim.e, G. (1990). Elastic extrapolation of primary seismic *P*- and *S*-waves. *Geophysical Prospecting*, 38(1) 23—60. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1990.tb01833.x>

Zhou, B., Hatherly, P., & Sun, W. (2017). Enhancing the detection of small coal structures by seismic diffraction imaging. *International Journal of Coal Geology*, 178, 1—12. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2017.04.010>.