

ВИКОРИСТАННЯ ЗАСОБУ НАПРАВЛЕНОГО ПІДСУМОВУВАННЯ ДЛЯ ЕФЕКТИВНІШОГО ПОСЛАБЛЕННЯ КРАТНИХ ХВИЛЬ МЕТОДОМ SRME

Результати спостережень, отримані при сейсморозвідці в реальному геологічному середовищі, являють собою складну інтерференцію однократно та багатократно відбитих хвиль від сейсмічних меж. Найпоширенішим підходом для обробки таких даних є використання процедур, які значно послаблюють багатократно відбиті хвилі на самих перших етапах обробки. Метою цих процедур є визначення однократно відбитих хвиль для їх подальшої обробки, причому багатократні відбиття розглянуто виключно як перешкоди, які потрібно максимально послабити.

Проте існує інший підхід, який ґрунтується на твердженні, що під час обробки та інтерпретації спостережених сейсмічних даних треба використовувати як однократно, так і багатократно відбиті хвилі. Інформація щодо будови геологічного середовища, яка міститься у багатократно відбитих хвилях, може суттєво доповнити відповідну інформацію, яку можна отримати, використовуючи лише однократно відбиті хвилі [1]. Цей підхід ще не є дуже поширеним, тому обмежимося першим підходом.

Серед усіх засобів послаблення багатократних відбиттів виділимо клас алгоритмів, які передбачують багатократні хвилі, і в подальшому вилучимо їх із спостережених даних. Не зважаючи на спільні недоліки, ці підходи є найліпшими і найбільш універсальними з усіх існуючих на сучасному етапі із засобів послаблення багатократних відбиттів [2].

До цього класу серед інших належить метод послаблення кратних відбиттів за допомогою рядів зворотного розсіювання Борна [3, 4]. Він не потребує інформації про геологічне середовище та додаткових припущень і, принаймні теоретично, зберігає працездатність у доволі складному геологічному середовищі. Цей метод у англomовній геофізичній літературі отримав назву метода SRME (Surface Related Multiples Elimination – вилучення багатократних відбиттів, пов'язаних із земною поверхнею) [3]. Така назва є наслідком того, що передбачаються та вилучаються лише ті багатократні відбиття, які зазнали при своєму розповсюдженні принаймні одне низхідне

відбиття від вільної поверхні. Багатократні відбиття, які зазнали під час свого розповсюдження одне низхідне відбиття від вільної поверхні, називають багатократними відбиттями першого порядку, два відбиття – другого порядку і т. д.

Внутрішні багатократні відбиття, тобто відбиття, які розповсюджувались лише у геологічному середовищі і не зазнали низхідних відбиттів від вільної поверхні, потрібно послаблювати іншими методами.

Вважається, що багатократні відбиття, пов'язані з земною поверхнею, здебільшого є сильнішими і частіше породжують помилки у сейсмічній інтерпретації [5]. Тому їх послаблення важливіше ніж послаблення внутрішніх багатократних відбиттів.

Однак засіб зворотного розсіювання Борна ставить досить жорсткі вимоги до геометрії спостережень під час сейсмічного експерименту й до якості цих спостережень та потребує деякої емпіричної інформації про умови цього експерименту. Ці вимоги зводять до такого: 1) повна регулярність геометрії спостережень; 2) низький рівень перешкод, які не пов'язані з багатократними відбиттями; 3) знання або можливість оцінки сигналу джерела [3].

Математично процес послідовного відбиття висхідних хвиль від вільної поверхні описують прямим рядом розсіювання (прямим рядом Борна чи прямим рядом Неймана). Для вилучення кратних хвиль використовують інверсний ряд розсіювання Борна [3]:

$$\mathbf{P}_0 = \mathbf{P} - A(\omega)\mathbf{P}^2 + A^2(\omega)\mathbf{P}^3 + \dots + (-1)^n A^n(\omega)\mathbf{P}^{n+1} + \dots = \mathbf{P} + \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n A^n(\omega)\mathbf{P}^{n+1}, \quad (1)$$

де $\mathbf{P}$ – матриця фіксованої частоти спостереженого сейсмічного профілю; $\mathbf{P}_0$ – матриця фіксованої частоти сейсмічного профілю з вилученими кратними відбиттями; $A(\omega)$ – обернений часовий спектр сигналу джерела. Структуру матриці фіксованої частоти повністю визначають геометрією сейсмічних спостережень [6].

Для визначення точної динаміки кратних відбиттів потрібно нормувати монохроматичні матриці цих відбиттів за допомогою зворотної сигнатури джерела $A(\omega)$. Навіть якщо, ця величина нам відома заздалегідь, вона може бути неоптимальною для нормування матриць у виразі (1), тому що величину $A(\omega)$ треба розглядати швидше за все як деякий узагальнений “поверхневий фактор”, на який крім зворотної сигнатури джерела впливає коефіцієнт відбиття вільної поверхні, характеристики прийомної апаратури, властивості приповерхневого шару тощо. Внаслідок цього в більшості практично важливих випадків величину $A(\omega)$ треба оцінювати. Як критерій оцінки зручно прийняти критерій мінімальної енергії, тобто домагатися, щоб

після вилучення передбачених кратних відбиттів із вхідних сейсмограм на результуючих сейсмограмах залишався мінімум енергії [7]. Цей критерій не є оптимальний, і неважко навести приклади, коли він не спрацьовує. Проте у багатьох випадках за помірної інтерференції однократних та багатократних хвиль використання цього критерію приводить до прийнятних результатів вилучення.

Адаптивне вилучення передбачених багатократних хвиль-перешкод є важливим елементом засобу Борна. Від якості цього вилучення багато в чому залежить остаточний результат. Наприклад, на результат вилучення впливає розмір ковзного вікна, в якому відбувається оптимізація. Коли вікно занадто велике, спостерігається недостатнє послаблення багатократних відбиттів, а коли воно занадто мале, то починають послаблюватися не лише багатократні хвилі, а й цільові однократні, особливо за значної інтерференції цих типів хвиль.

Вилучення кратних хвиль-перешкод для глибоководних профілів здебільшого дає прийнятні результати, значно послаблюючи кратні відбиття як на вхідних сейсмограмах, так і на часових розрізах. При цьому однократні відбиття практично не зазнають змін [7, 8]. Збільшується також односторонність швидкісного аналізу [7].

Для мілководних морських профілів також можна спостерігати ряд відмінностей часових розрізів до й після послаблення кратних відбиттів. Спостерігаються відмінності й в аналізі швидкостей, однак результативність способу в цьому випадку менш очевидна й викликає більше запитань [9].

Незадовільний результат вилучення кратних відбиттів для морських мілководних сейсмічних спостережень є наслідком того, що ці дані не задовольняють вимогам до вхідних даних, сформульованих вище. Так, на сейсмічних даних, отриманих у мілкому морі, спостерігається більша кількість завад, як регулярних, так і не регулярних, ніж для глибокого моря. Цей факт і визначає напрями вдосконалення програмного комплексу [10].

Розглянемо модельний профіль, який імітує реальний морський сейсмічний профіль, спостережений порівняно у мілкій воді (глибина води близько 150 м). Геологічна модель являє собою тонкошарувате середовище з досить складною поведінкою меж, яке перебиває газоносну антиклінальну структуру.

Вхідна сейсмограма спільного пункту збудження (СПЗ) за номером 201 зображена на рис. 1, а. На цій сейсмограмі можна спостерігати сильну пряму хвилю, яка інтерферує з корисними відбиттями і тому не може бути вилучена простим м'ютингом без втрати корисної інформації. Крім того, на сейсмограмі можна спостерігати заломлено-відбиті хвилі й деякі інші перешкоди, що породжують помилкові передбачені кратні відбиття, яким не відповідає жодна хвиля на спостереженому полі. Це призводить до не-

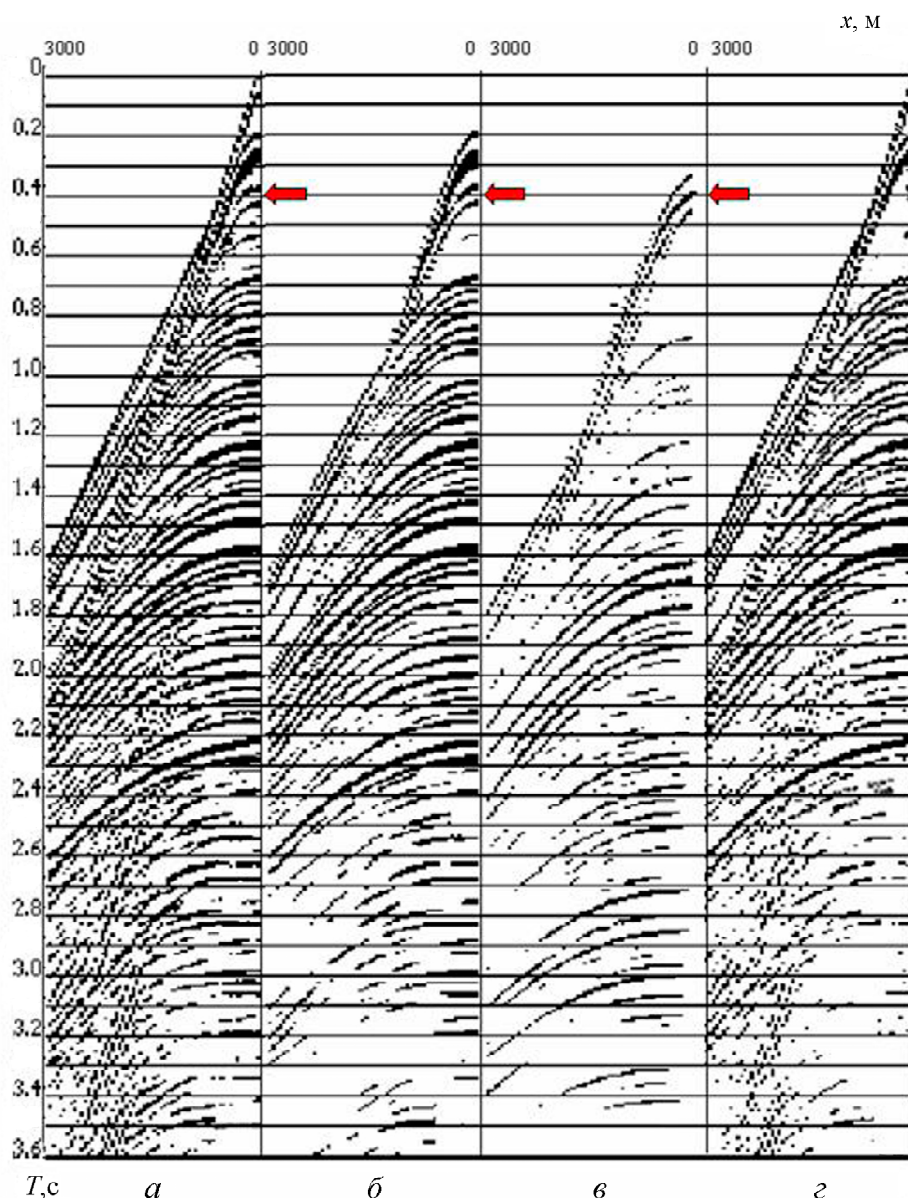


Рис. 1. Використання направленного підсумовування для вилучення регулярних перешкод: *а* – вхідна сейсмограма СПЗ за номером 201; *б* – результат направленного підсумовування для цієї сейсмограми; *в* – передбачені багатократні відбиття; *г* – результат вилучення багатократних відбиттів. Стрілка вказує на двократно відбиту хвилю від морського дна

можливості усталеної оцінки сигналу джерела й коректного нормування матриць фіксованої частоти передбачених багатократних відбиттів.

Для коректного передбачення кратних відбиттів та усталеної оцінки сигналу джерела треба вилучити сильні перешкоди, які спостерігаються на вхідних сейсмограмах СПЗ і не пов'язані з однократно і багатократно відбитими хвилями. Для цього можна скористатися тим фактом, що уявні швидкості цих перешкод суттєво відрізняються від уявних швидкостей відбитих хвиль.

Існує досить багато алгоритмів, в яких використовують кінематичні відмінності однократних і багатократних хвиль. Найпоширенішим серед них є метод Радона [11]. Однак різновиди цього методу (гіперболічний, парабо-

лічний, лінійний не досить добре спрацьовують, коли годографи сейсмічних хвиль мають різну форму. Наприклад, годографи прямої та заломленої хвилі мають лінійну форму, а годографи відбитих хвиль звичайно мають форму, близьку до гіперболічної. Крім того, метод Радона не завжди задовільно спрацьовує у разі сильної інтерференції перешкод та цільових хвиль, а саме ця ситуація показана на рис. 1, а.

Використаємо різновид направленого підсумовування, який професор Ю.А. Васильєв назвав сейсмолокацією [12]. Цей алгоритм реалізовано у такий спосіб. Сейсмічний профіль, складений з набору сейсмограм СПЗ, трансформовано в набір сейсмограм спільної середньої точки (ССТ). У ці сейсмограми були введені кінематичні поправки. Сейсмічні швидкості, необхідні для введення цих поправок, були отримані в результаті аналізу сейсмічних швидкостей за вхідними сейсмограмами. Зауважимо, що в цьому випадку немає потреби у детальному швидкісному аналізі, достатньо приблизного знання швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль.

За сейсмограмами ССТ після вводу кінематичних поправок проводили сейсмолокаційний аналіз, тобто пошук сейсмічних градієнтів за короткою базою. До виміряного хвильового поля застосовано оператор, який у кожній просторово-часовій точці оцінює його когерентність вздовж деякого напрямку. Наприклад, як такий оператор можна використати оператор сембланса

$$B^{\alpha}(a, b, t) = \frac{\left(\int_{-L}^L p(a, b + q, t + \alpha q) dq \right)^2}{\int_{-L}^L p^2(a, b + q, t + \alpha q) dq},$$

який є критерієм для виявлення регулярного сигналу на локальній базі $(-L, L)$.

Якщо спостережене поле $p(a, b, t)$ у фіксованій точці (a', b', t') містить хвилю з кутом нахилу α годографа, то $B^{\alpha}(a', b', t') \approx 1$, інакше $B^{\alpha}(a', b', t') \approx 0$. У випадку сейсмограм ССТ a відповідає координаті спільної середньої точки, b – фіксоване зміщення для певної точки, t – часова координата, $q \in [-L, L]$, $[-L, L]$ – база підсумовування.

Вибирали лише ті градієнти, які давали максимальні значення під час підсумовування. Для підсумовування використовували тільки градієнти в деяких наперед заданих межах $-\alpha_1 \leq \alpha \leq \alpha_2$:

$$R^{\alpha}(a, b, t) = \int_{-L}^L p(a, b + q, t + \alpha q) dq.$$

В ідеалі, коли всі годографи мають параболічну форму і всі варіації швидкостей враховані, у підсумовуванні мали би брати участь лише нульові

градієнти. У цьому випадку на спостережених сейсмограмах підкреслюють однократно відбиті хвилі і послаблюють усі типи регулярних і нерегулярних перешкод, включаючи багатократно відбиті хвилі.

Після підсумовування в сейсмограми ССТ вводимо зворотні кінематичні поправки, і набір сейсмограм ССТ зворотно перетворювали в набір сейсмограм СПЗ. Результат такого роду перетворення з використанням сейсмолокації показано на рис. 1, б. Можна бачити, що пряма й заломлена хвилі, а також деякі інші перешкоди з годографами, близькими за формою до лінійних, які були на спостереженій сейсмограмі СПЗ з рис. 1, а, на рис. 1, б уже відсутні. Сигнали на годографах відбитих хвиль стають регулярнішими і їх амплітуда – більш сталою. Проте відзначається деяке спотворення динаміки корисних хвиль, особливо у верхній частині сейсмограми.

Результативні сейсмограми СПЗ використовували для побудови передбачених багатократних відбиттів і для оцінки сигналів джерела. Ці оцінки для сейсмограм із координатами пункту збудження від 7300 до 9600 м показано на рис. 2. Важливо, що ці сигнали вираховують постійно, вони мають дуже близькі форму й амплітуду. Без застосування сейсмолокації цього важко було б досягнути.

Сейсмограма передбачених багатократних відбиттів показана на рис. 1, в. Передбачені багатократні відбиття адаптивно вилучали із вхідних сейсмограм (сейсмограма з рис. 1, а). Результат цього вилучення ілюструє рис. 1, г.

На рис. 3, а показано сейсмограми СПЗ передбачених багатократних відбиттів з номерами від 200 до 203. Моделювали поверхневі багатократні відбиття до 5-го порядку кратності. На рис. 3, б – сейсмограма рівних відда-

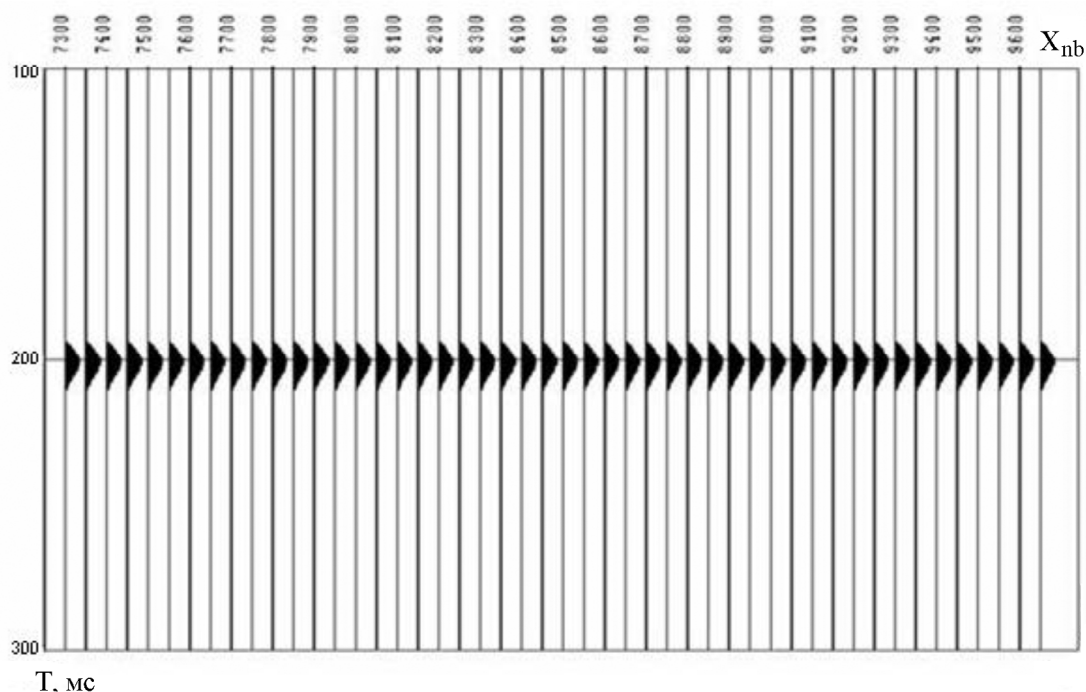


Рис. 2. Результат оцінювання сигналів джерела після направленного підсумовування. Оцінки сигналів зміщені на 200 мс за часом

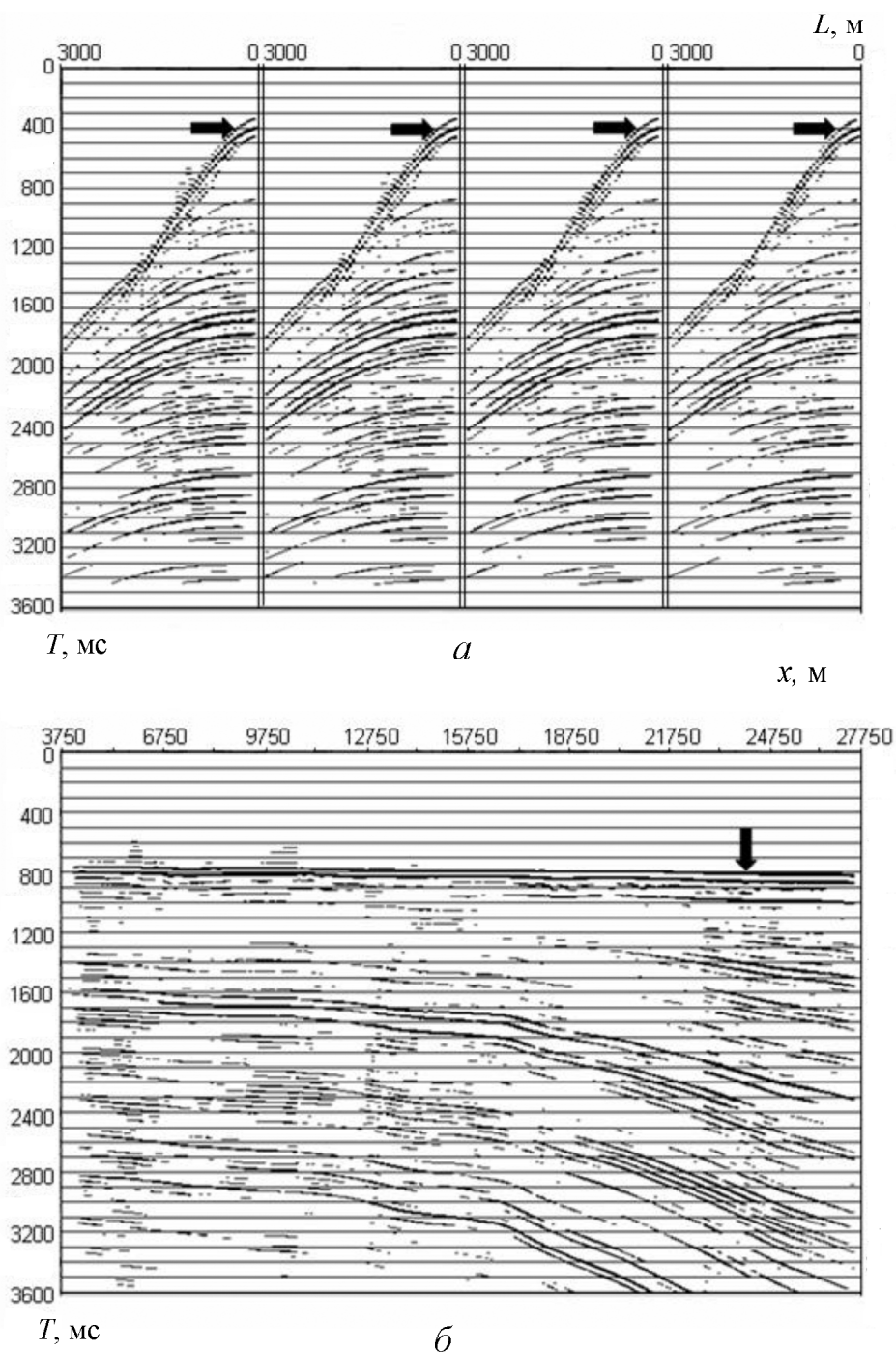


Рис. 3. Сейсмограми передбачених кратних відбиттів. Моделювали кратні хвилі до 5-го порядку кратності включно: *а* – сейсмограми СПЗ передбачених кратних відбиттів з номерами від 200 по 203; *б* – сейсмограма рівних віддалень з віддаленням $L = -1000$ м для передбачених кратних відбиттів. Стрілка вказує на двократне відбиття від морського дна

лень (віддалення 1000 м) передбачених багатократних хвиль. Добре видно передбачену двократну хвилю від морського дна та багатократні відбиття від приповерхневих геологічних меж.

На рис. 4 можна бачити, що фон кратних після вилучення хвиль значно знижується, а деякі багатократні хвилі, наприклад перша багатократна від морського дна, на рис. 4, *б* майже не спостерігаються.

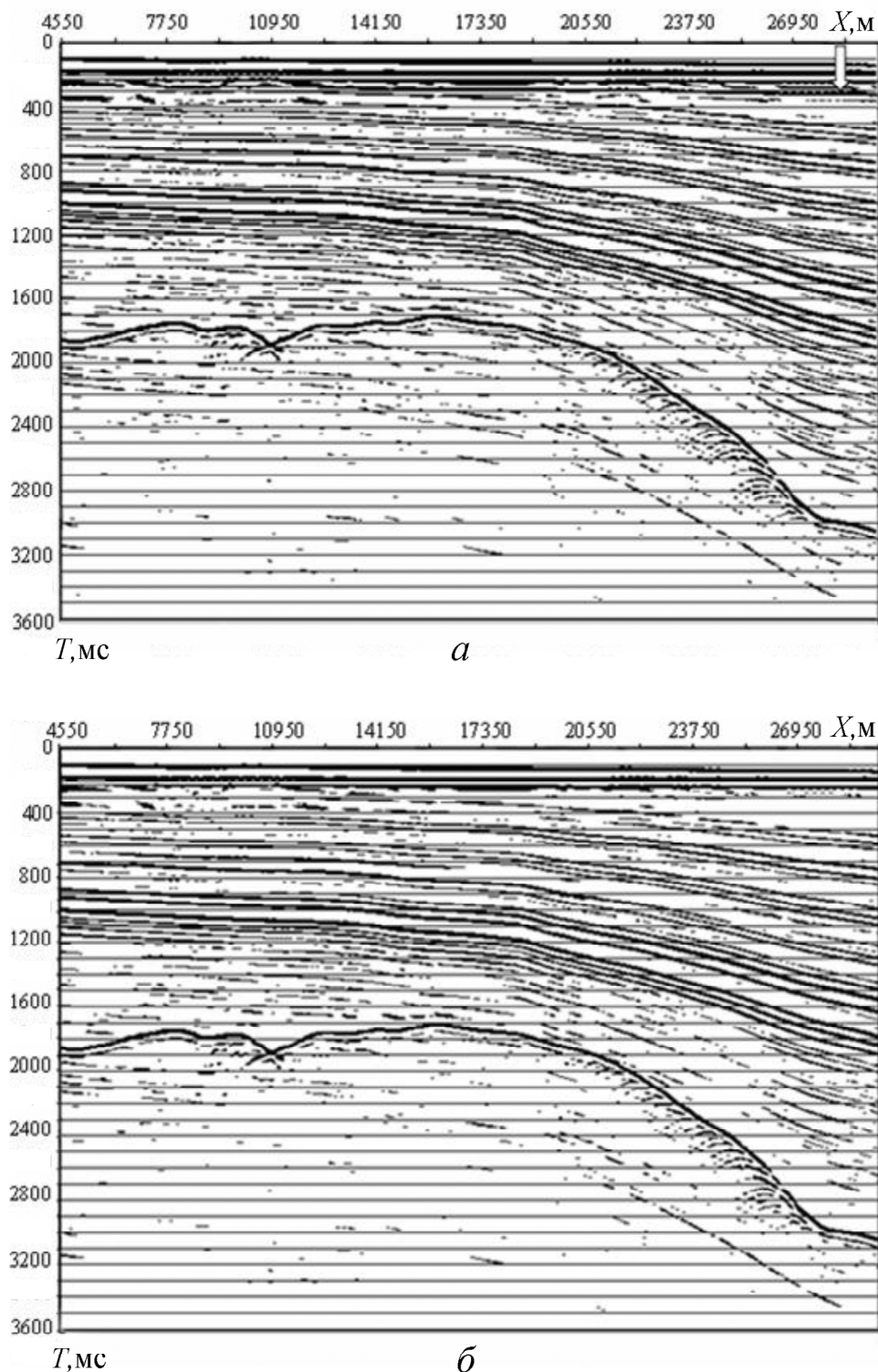


Рис. 4. Вилучення багатократних відбиттів для сейсмограми рівних віддалень з $L = -1000$ м: *a* – до віддалення багатократних відбиттів; *б* – після їх вилучення. Стрілка вказує на двократне відбиття від морського дна

За сейсмограмами до й після вилучення кратних відбиттів було побудовано сейсмічні часові розрізи. На рис. 5 видно, що після вилучення багатократних відбиттів фон перешкод у нижній частині розрізу значно зменшився. Добре спостерігається складна межа нижче поверхні структури, яка повторює її форму. На рис. 5, *a* ця межа замаскована кратними хвилями,

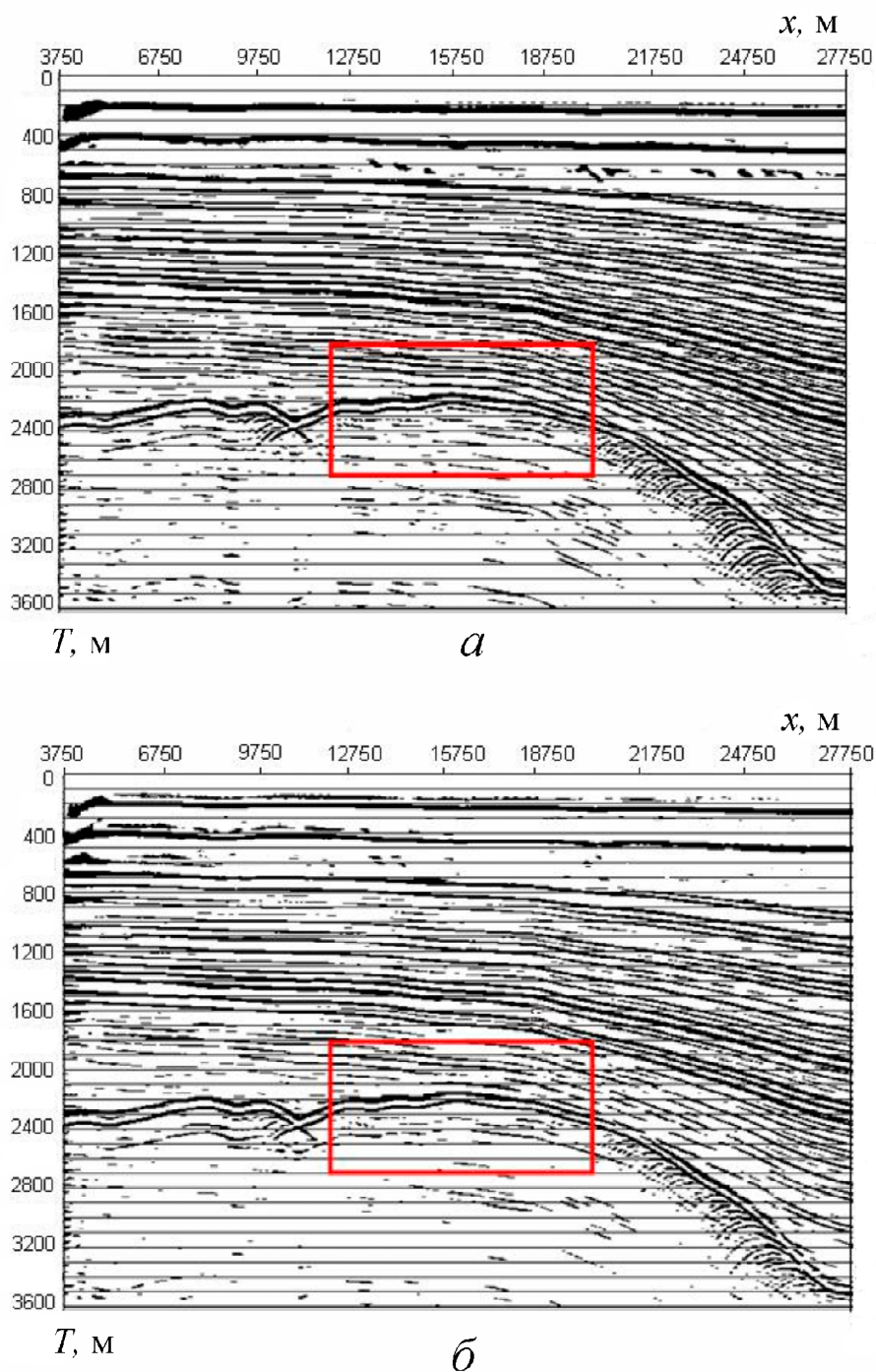
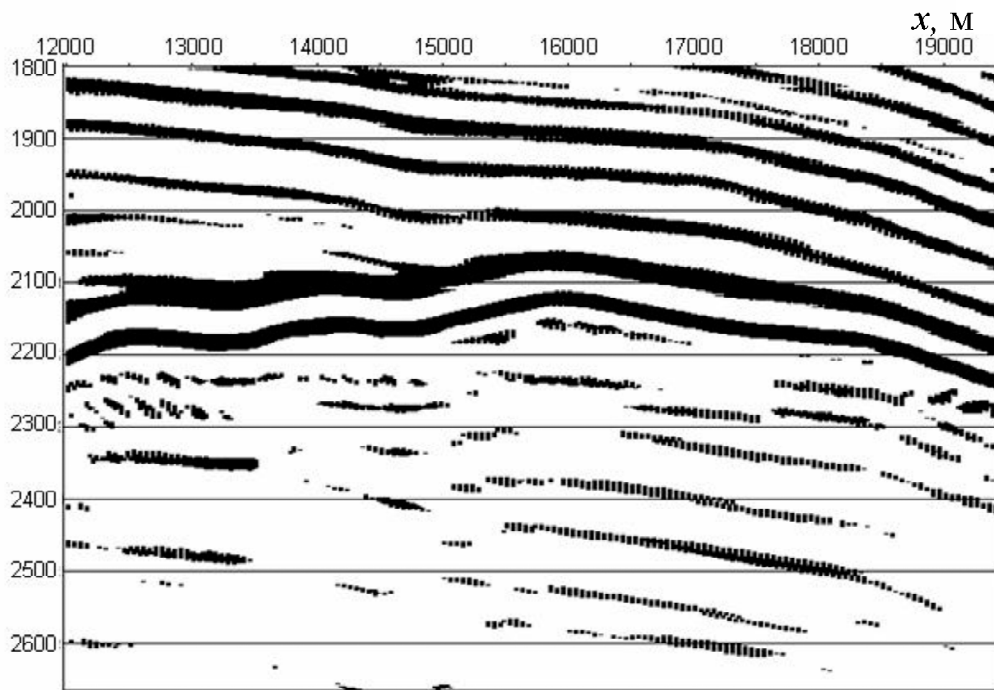


Рис. 5. Результат віддалення багатократних відбиттів для часового розрізу: *а* — часовий розріз до вилучення кратних хвиль; *б* — після їх вилучення. Зображення виведено в зворотній полярності. Рамки вказують на ділянку, яка показана на рис. 6 у збільшеному масштабі

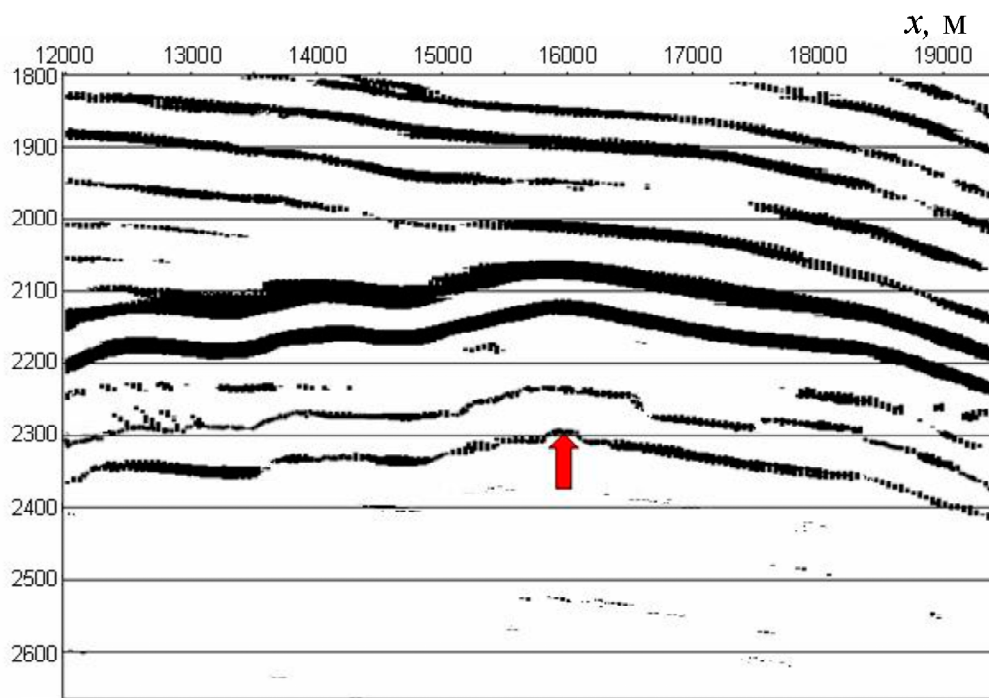
особливо в центральній та правій частинах розрізу. Частина розрізу, яка на рис. 5 окреслена рамкою, у збільшеному вигляді наведена на рис. 6.

Висновки й обговорення. У статті запропоновано використовувати направлене підсумовування (сеймолокацію) для послаблення хвиль-перешкод, які виникають у мілкому морі та не пов'язані з багатократними відбиттями (наприклад, пряма хвиля, заломлена хвиля тощо). Застосування сеймолокації приводить також до стабілізації форми сейсмічних імпульсів уз-



$T, \text{ мс}$

a



$T, \text{ мс}$

б

Рис. 6. Віддалення багатократних відбиттів для фрагменту часового розрізу: *a* – до вилучення кратних хвиль; *б* – після їх вилучення. Фрагмент відповідає частині розрізу з рис. 5, яка обмежена рамками. Зображення виведено в зворотній полярності. Стрілка вказує на межу, що проявилася після вилучення кратних хвиль

довж годографів відбитих сейсмічних хвиль та амплітуд цих імпульсів. Проте, ймовірно, внаслідок негіперболічності годографів хвиль, відбитих від глибоких горизонтів, деякі сейсмічні однократні відбиття руйнуються або слабшають. Слабшають також деякі багатократні відбиття, швидкості яких

значно відрізняється від швидкостей, з якими вводились кінематичні поправки. Однак більшість однократно відбитих хвиль на сейсмограмі з рис. 1, б зберігаються. Тому сейсмічні дані після сейсмолокації можна використовувати для побудови сейсмограм СПЗ передбачених кратних відбиттів та оцінки сигналів збудника. Нормовані передбачені кратні відбиття адаптивно вилучають із вхідних сейсмограм СПЗ. Результат цього вилучення можна використати для подальшої обробки, наприклад, для аналізу сейсмічних швидкостей, побудови сейсмічного часового розрізу тощо. Треба зауважити, що вилучення передбачених багатократних хвиль із даних після сейсмолокації слід проводити дуже обережно, оскільки є ризик руйнування однократних відбиттів від глибоких сейсмічних горизонтів.

1. Verschuur D.J., Berkhout A.J. Recursive transformation of multiples into primaries – data examples// EAGE 68th conf. & Exhibition: Expanded Abstr. – 2006. – F024.
2. Денисов М.С. Динамические особенности современных алгоритмов прогнозирования и вычитания кратных волн // Технология сейсморазведки. – 2005. – № 3. – С. 26–34.
3. Berkhout A.J., Verschuur D.J. Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Pt. 1: Theoretical consideration // Geophysics. – 1997. – **62**, № 5. – P. 1586–1595.
4. Weglein A.B. Multidimensional attenuation: An overview of recent advances and road ahead // The Leading Edge. – 1999. – № 18. – P. 40–44.
5. Лоссовский Е.К. Суммарные многократные волны и проблема надежности сейсмогеологических построений в ГСЗ. – Киев: Наук. думка, 1974. – 128 с.
6. Гейхман А.М. Структура матриць фіксованої частоти для вилучення кратних хвиль на основі засобу обернених рядів Борна // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2003. – № 1. – С. 59–67.
7. Гейхман А.М. Удаление многократных волн-помех из сейсмических записей на основе рядов рассеяния Борна // Геофиз. журн. – 2003. – **25**, № 5. – С. 43–60.
8. Гейхман А.М. Адаптивні алгоритми вилучення кратних хвиль, пов'язаних з поверхнею, засобом зворотних рядів розсіювання // Зб. наук. праць «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». – К., 2004. – Т. 1. – С. 77–93.
9. Гейхман А.М. Вилучення кратних хвиль з морських та наземних польових сейсмічних записів на основі обернених рядів розсіювання Борна // Наук. вісн. ІФНТУНГ. – 2002. – №3(4). – С. 145–158.
10. Гейхман А.М. Використання методу SRME для оцінки сигналу джерела, вилучення кратних хвиль та аналізу сейсмічних швидкостей // Геоінформатика. – 2006. – № 2. – С. 46–51.
11. Foster D.J., Mosher C.C. Suppression of multiple reflections using the Radon transform // Geophysics. – 1992. – **57**, № 3. – P. 386–395.
12. Васильев Ю.А., Райхер Л.Д., Сагалова Е.И., Хараз И.И. Способ плоского фронта в методе отраженных волн // Прикладная геофизика. – 1964. – Вып. 38. – С. 25–44.