

геологічної інтерпретації даних сейсмозрозвідки. Привертає увагу той факт, що контактні поверхні, виділені за даними попередньої інтерпретації за методом КЕКФ (показані суцільними дініями) непогано узгоджуються з сейсмічними даними (штрихи з точками) по всьому розрізу і особливо в глибинній частині профілю з можливою межею Мохо, хоч чітких доказових критеріїв для їх виділення сейсмозрозвідка не має, оскільки бурінням вони не можуть бути на сучасній стадії підтвердженими. Але найголовніша нова деталь полягає в тому, що за даними КЕКФ проглядається по центру ймовірна шовна зона (подвійна??), як в гравітаційному, так і магнітному продовженому полях, різко відділяючи одну від одної ліву і праву частини профілю. В гравітаційному полі ця зона не виходить в осадову товщу, а залишається нею покритою. Це наводить на думку, що Карпатський алохтон насунутий на шовну зону, перекриваючи її. Шовна зона практично розділяє Східно-Європейську і Західно-Європейську платформи (зона Тейссейре-Торнквіста [5]) і, можливо, між платформами ми маємо трасувати геофізичними методами всіма можливими засобами.

Метод КЕКФ є новим перспективним напрямком в розвідувальній геофізиці і буде корисним при вивченні глибинної будови і при пошуках та розвідці різних родовищ корисних копалин.

Література

1. Сигалов Я.Б., Андрашко М.И. К решению задач аналитического продолжения потенциальных полей. Рук. деп. в УкрНИИТИ №623 УК-85Д
2. Баньковский М. Б., Гейхман А.М.. Применение метода квазиэкстремумов квадратичного функционала для изучения глубинного строения и перспектив нефтегазоносности территории исследований // Сб. трудов третьих геофизических чтений имени В.В. Федынского. - М.: Научный мир, 2001, с.235-238.
3. Полухтович Б.М., Баньковский М. В., Гейхман А.М. Применение метода квазиэкстремумов квадратичного функционала для изучения глубинного строения и перспектив нефтегазоносности восточной части Предобруджинского прогиба и прилегающей акватории Черного моря // Науковий вісник НГАУ. – 2001. - №4.- С. 114-115.
4. Баньковский М. Б., Гейхман А.М. Применение метода квазиэкстремумов квадратичного функционала для изучения глубинного строения и перспектив нефтегазоносности бортовой и прибортовой зон Качановско-Тростянецко-Козиевского у-частка работ (ДДВ) // Науковий вісник НГАУ.- 2001.- №5.- С.13 -14.
5. Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы. Наукова думка,- Киев:1994 г. С.206-211.
6. Тектоническая карта Украинской и молдавской ССР и Молдавской ССР, м-б 1:500 000 Главн. Редактор В.В.Глушко, 1988 .

УДК 550.834

ВИЛУЧЕННЯ КРАТНИХ ХВИЛЬ З МОРСЬКИХ ТА НАЗЕМНИХ ПОЛЬОВИХ СЕЙСМІЧНИХ ЗАПИСІВ НА ОСНОВІ ОБЕРНЕНИХ РЯДІВ РОЗСІЮВАННЯ БОРНА

А. М. Гейхман

*Український державний геологорозвідувальний інститут, 04114, Київ, вул. Автозаводська, 78.
Телефон (044) 4326729. Електронна пошта marm@geologiya.com.ua*

Рассматривается задача вычитания кратных волн, связанных с поверхностью. Описан оригинальный вычислительный алгоритм, реализующий способ обращенных рядов Борна. Показаны примеры применения описываемого алгоритма для улучшения качества сейсмического разреза и оценки сейсмической скорости на материалах морской и наземной сейсмической съемок.

The problem of scattering Born's series method for attenuation multiples in seismic reflection data is considered. The original calculated algorithm for proceeding the method is described. The efficiency of the method for improvement of stack sections and more trusty velocity estimations is demonstrated with sea and land field data.

Багатократними (або просто кратними) відбиттями називають такі відбиті сейсмічні хвилі, які зазнали при розповсюдженні хоча б одне низхідне відбиття від сейсмічних границь. Однією з таких границь може бути і вільна поверхня, тобто поверхня контакту повітря-земля або повітря-вода. У більшості практичних ситуаціях такі хвилі вважаються завадами, тому що багатократні відбиття, інтерферуючи з однократновідбитими хвилями, ведуть до зменшення відношення сигнал-завада, погіршення простеження дійсних сейсмічних горизонтів на сейсмічних зображеннях та появи хибних горизонтів, що, в свою чергу, може призвести до помилок в інтерпретації. Методів послаблення кратних хвиль-завад в сейсморозвідці створено досить багато. Однак для успішного застосування більшості з них потрібна та чи інша інформація про геологічне середовище, яке залучене до сейсмічного дослідження (наприклад, швидкісна характеристика) або припущення про статистичні властивості середовища (наприклад, про нормальність розподілу коефіцієнтів відбиття) і т. і. Метод вилучення (послаблення) кратних, за допомогою рядів зворотного розсіювання Борна [5-11], що називається інколи також методом послаблення кратних, який базується на хвильовому рівнянні, не потребує ніякої інформації про геологічне середовище та ніяких додаткових припущень і зберігає працездатність коли: 1) геологічне середовище має значні латеральні зміни; 2) відбиваючі границі є криволінійні або мають нахил; 3) відбиття інтерферують; 4) кінематика однократних та багатократних відбиттів мало відрізняються або зовсім не відрізняються одна від одної; 5) енергія багатократних хвиль значно перевищує енергію однократних хвиль; 6) багатократні відбиття важко ідентифікувати; 5) складна геологія.

Багатократні хвилі, які з'являються в сейсмічних даних, поділяються на два класи [8,9] залежно від того, де вони зазнають низхідні відбиття. Поверхневі кратні відбиття (або кратні відбиття, пов'язані з вільною поверхнею) це ті, що породжені поверхнею земля-повітря або вода-повітря, та внутрішні кратні хвилі, які зазнали тільки такі низхідні відбиття, що відбувалися нижче вільної поверхні. Як показано в [1], три чверті усіх багатократних відбиттів пов'язані з вільною поверхнею. Вважається також, що кратні відбиття від вільної поверхні майже завжди більш сильні і тому породжують більше проблем, ніж внутрішні кратні відбиття.

Введемо поняття порядку кратності: кратну хвилю, пов'язану з вільною поверхнею, будемо називати кратною n-го порядку, якщо вона зазнала n відбиттів від цієї поверхні. Щоб запобігти двозначності, однократно відбиті хвилі, тобто хвилі, що зазнали тільки одне висхідне відбиття, будемо називати первинними. Такі хвилі, зазвичай, є цільовими і використовуються для сейсмічних побудов. Алгоритм, про який буде йти мова нижче, будемо називати алгоритмом послаблення поверхневих кратних хвиль (надалі кратних хвиль), або алгоритмом вилучення кратних хвиль, пов'язаних з поверхнею.

Алгоритм послаблення кратних хвиль використовує і комбінує первинні відбиття на сейсмічних даних так, щоб передбачити хвильове поле кратних відбиттів і використати передбачене для вилучення цих відбиттів. При цьому послаблюються не тільки поздовжні кратні, але й поперечні, обмінні та рефраговані. При застосуванні методу до польових спостережених сейсмічних даних не вдається послабити кратні відбиття так глибоко, як на модельних матеріалах. Певний досвід застосування даного алгоритму, накопичений нами, показує, що в деяких випадках метод працює досить добре, в деяких випадках – помірно добре, а в деяких не спрацьовує зовсім, але для польових даних він ніколи не спрацьовує так само добре, як для модельних. Відзначимо, що у випадку наземної сейсморозвідки перешкоджаючих факторів значно більше, ніж у випадку морської сейсморозвідки і для їх подолання необхідні значно більші зусилля.

Обчислювальний алгоритм

Процес вилучення кратних хвиль в області частота-латеральна координата (ω - x) відбувається за такою формулою [8]:

$$P_0^-(Z_0, \omega) = P^-(Z_0, \omega) - A(\omega)[P^-(Z_0, \omega)]^2 + A^2(\omega)[P^-(Z_0, \omega)]^3 - A^3[P^-(Z_0, \omega)]^4 + A^4(\omega)[P^-(Z_0, \omega)]^5 + \dots = \sum_{i=1}^{\infty} A^{i-1}(\omega)[P^-(Z_0, \omega)]^i, \quad (1)$$

де: $P_0^-(Z_0, \omega)$ - бажане сейсмічне поле, яке містить тільки первинні хвилі і внутрішні кратні хвилі при частоті ω і на поверхні Z_0 ; $P^-(Z_0, \omega)$ - спільне хвильове поле на поверхні Z_0 при частоті ω , яке містить як первинні і внутрішні кратні хвилі, так і поверхневі кратні; $A(\omega)$ - оцінка

оберненого сигналу збудника. Ряд (1) носить назву оберненого ряду Борна або ряду Неймана. Прямий ряд Борна записується у вигляді

$$P^-(Z_0, \omega) = P_0^-(Z_0, \omega) - A(\omega) [P_0^-(Z_0, \omega)]^2 + A^2(\omega) [P_0^-(Z_0, \omega)]^3 - \\ - A^3 [P_0^-(Z_0, \omega)]^4 + A^4(\omega) [P_0^-(Z_0, \omega)]^5 + \dots = \sum_{i=1}^{\infty} A^{i-1}(\omega) [P_0^-(Z_0, \omega)]^i. \quad (2)$$

$P^-(Z_0, \omega)$ і $P_0^-(Z_0, \omega)$ в (1) і (2) мають вигляд матриць, стрічки котрих відповідають координатам приймачів, а стовпці – координатам джерел. Такі матриці носять назву матриць фіксованої частоти або монохроматичних матриць.

Аналізуючи вираз (1), можна бачити, що процес вилучення кратних хвиль-завад залежить тільки від вхідного поля та оцінки сигналу збудника сейсмічних коливань. Якщо сигнал джерела нам відомий, то для визначення поля первинних хвиль необхідно тільки зробити деяку кількість матричних помножень. На жаль, для польових даних сигнал джерела майже завжди невідомий або відомий недостатньо точно. Наприклад, при вимірюванні джерела як для далекого, так і ближчого поля інколи вносяться похибки внаслідок таких проблем, як невизначене калібрування приймачів, або невизначеність положень цих приймачів. У зв'язку з цим сигнал джерела необхідно оцінювати. При цьому необхідно визначити критерій оцінки оптимального сигналу джерела. Тобто будемо шукати такий сигнал збудника, який дає оптимальний в певному розумінні результат вилучення передбачених кратних хвиль зі спостереженого поля.

Один з можливих критеріїв був запропонований Verchuur [11]- це критерій мінімуму енергії в результативному полі P_0 з вилученими кратними хвилями. Справді, якщо $A(\omega) \equiv 0$ при всіх ω , то енергія результуючого поля P_0 буде співпадати з енергією вхідного поля P . У цьому випадку послаблення кратних відбиттів не відбувається. Коли амплітуди оберненого сигналу починають рости, рівняння (1) починає робити сильнішими поверхневі кратні відбиття, так що загальна енергія в результативному полі падає. Однак, коли амплітуда оберненого сигналу стає надто великою, то передбачені поверхневі кратні хвилі стають занадто сильними, і енергія в P_0 починає зростати. Мінімум загальної енергії можна очікувати тоді, коли оцінений обернений сигнал точно компенсує сигнал, за яким велося спостереження.

Критерій мінімуму загальної енергії працює не завжди. У випадку сильної інтерференції первинних і кратних відбиттів повне вилучення кратних хвиль може збільшити загальну енергію. Однак такий критерій в більшості випадків є дуже корисним, бо дає змогу звести проблему оцінки зворотного сигналу до процедур мінімізації, для реалізації яких існує широкий вибір математичних алгоритмів.

Оцінка оберненого сигналу збудника $A(\omega)$ може бути одержана таким чином [10, 13].

Ми шукаємо такий обернений сигнал збудника, який мінімізує різницю між вхідним полем та полем кратних хвиль першого порядку. Позначимо

$$D_0(Z_0, \omega) = P^-(Z_0, \omega), \\ D_1(Z_0, \omega) = [P^-(Z_0, \omega)]^2. \quad (3)$$

Будемо вважати, що $D_0(Z_0, \omega)$ і $D_1(Z_0, \omega)$ - неперервні функції.

Нехай функція $D_F(Z_0, \omega)$ позначає урізаний ряд (1) без кратних хвиль першого порядку.

$$D_F(Z_0, \omega) = D_0(Z_0, \omega) - A(\omega)D_1(Z_0, \omega) + \varepsilon_T. \quad (4)$$

Доданок ε_T введено для урахування того факту, що виконується не тільки вилучення кратних хвиль першого порядку, але й вносяться зміни у кратні хвилі більш високих порядків.

Будемо мінімізувати вираз

$$S(b) = \|D_F\|^2 + \|A\|^2, \quad (5)$$

$$\|D_F\|^2 = \int dx_g \int dx_s \int d\omega D_F(x_s, x_g, \omega, Z_0) W_D(x_s, x_g, \omega) D_F^*(x_s, x_g, \omega, Z_0), \quad (6)$$

де

$$\|A\|^2 = \sigma^2 \int d\omega \int d\omega' A(\omega) W_A^{-1}(\omega, \omega') A^*(\omega'). \quad (7)$$

Внаслідок обчислень, які ми тут опускаємо, для кожної часової частоти ω отримаємо оцінку

$$A^{(0)}(\omega) = -\int d\omega' W_A(\omega, \omega') N(\omega') / (\sigma^2 + \int d\omega' W_A(\omega, \omega') Q(\omega')), \quad (8)$$

де

$$\begin{aligned} N(\omega) &= \int dx_s \int dx_g D_0(x_s, x_g, \omega, Z_0) W_D(x_s, x_g, \omega) D_1^*(x_s, x_g, \omega, Z_0), \\ Q(\omega) &= \int dx_s \int dx_g D_1(x_s, x_g, \omega, Z_0) W_D(x_s, x_g, \omega) D_1^*(x_s, x_g, \omega, Z_0), \end{aligned} \quad (9)$$

* - знак комплексного спряження, а W_A і W_D - функції, які використовуються для згладжування, σ - регуляризатор, який стабілізує обчислення.

Зауважимо, що коли інтегрування в (6)-(9) виконується тільки за x_g , то в цьому випадку $A^{(0)}(\omega)$ буде функцією, яка залежить від координати джерела, тобто:

$$A^{(0)}(\omega) = A^{(0)}(x_s, \omega), \quad (10)$$

при цьому нормування добутку матриць в (1) і (2) необхідно виконувати для кожної сейсмограми фіксованої частоти (стовпця матриці) окремо. В якості згладжуючої функції W_A виберем функцію синус-кардиналу

$$W_A(\omega, \omega') = \text{sinc} \left[\frac{\omega - \omega'}{2} T \right], \quad (11)$$

де T - очікувана довжина сигналу збудника, і $\text{sinc}(x) = \sin(x)/x$. Зазначимо, що згортка довільної функції з функцією синус-кардинал у спектральній області відповідає помноженню цієї функції на функцію одиничного ступеня у часовій області, тобто обнулінню цієї функції для усіх часів $t > T$.

$$w(t) = \begin{cases} 1, & t \leq T \\ 0, & t > T \end{cases}.$$

Таким чином, згладжування за допомогою синус-кардиналу використовується для того, щоб зосередити енергію сигналу джерел в околі довжиною T від початку часової координати.

Функцію $W_D(x_s, x_g, \omega)$ можна вибирати з тих міркувань, що великі віддалення на спостережених сейсмограмах спільної точки збудження (СТЗ) можуть бути спотворені різного роду шумами, наприклад, переломленими чи відбито-переломленими хвилями, внаслідок чого вплив цих віддалень на результат оцінки оберненого сигналу $A^{(0)}(\omega)$ бажано зменшити. З цих міркувань $W_D(x_s, x_g, \omega)$ будується як вагова функція, наприклад:

$$W_D(x_s, x_g, \omega) = \alpha / |x_s - x_g|^\beta, \quad (12)$$

де α і β - фіксовані додатні числа.

Однак згладжування з ваговою функцією (12) виявляється корисним тільки у тому випадку, коли пунктів прийому для кожної сейсмограми СТЗ досить багато, що для реальних польових спостережень не завжди має місце. У цьому випадку є сенс вважати, що W_D тотожно дорівнює одиниці ($W_D(x_s, x_g, \omega) \equiv 1$).

Процедуру оцінки сигналу джерела можна виконувати ітераційно, уточнюючи її від ітерації до ітерації,

$$\begin{aligned} D_f^{(0)} &= D_0(x_s, x_g, \omega) - A^{(0)}(\omega) D_1(x_s, x_g, \omega), \\ D_0^{(1)}(x_s, x_g, \omega) &= D_f^{(0)}(x_s, x_g, \omega) \end{aligned} \quad (13)$$

і т.д., вважаючи, що після n -ї ітерації

$$D_0^{(n+1)}(x_s, x_g, \omega) = D_f^{(n)}(x_s, x_g, \omega) \quad (14)$$

Ітераційний процес продовжується, поки виконується нерівність

$$|A^{(n+1)}(\omega) - A^{(n)}(\omega)| \geq \varepsilon, \quad (15)$$

де ε - наперед задане число, n - номер ітерації.

Ітераційний процес (3) - (15) дає оцінку сигналу збудника

$$A(\omega) = A^0(\omega) + A^1(\omega) + \dots + A^n(\omega), \quad (16)$$

яка найкращим чином в сенсі мінімуму залишкової енергії вилучає кратні відбиття першого порядку. Для того, щоб вилучити кратні хвилі більших порядків, треба отриману оцінку (11) підставити в (1).

Таким чином, процес визначення сигналу збудника і тим самим повнота вилучення кратних хвиль залежить від таких параметрів: регуляризатора σ , довжини модельного сигналу, що очікується, T і, оскільки ми працюємо в спектральній області - робочої смуги часового спектра. Робочу смугу часового спектру належить вибирати так, щоб амплітудний спектр сигналу не вмещав глибоких мінімумів та близьких до нуля значень. Регуляризатор σ , з одного боку повинен гарантувати стійкість обчислення оберненого елементарного сигналу, а з другого, давати змогу отримати досить точну оцінку цього оберненого сигналу. Очікувана довжина сигналу T повинна бути близькою до реальної довжини сигналу.

Торкнемось ще одного важливого аспекту алгоритму. Внаслідок циклічності дискретного перетворення Фур'є довжина сейсмічної траси при кожному помноженні матриць, тобто при передбаченні кратних хвиль кожного наступного порядку, повинна подвоюватись. В протилежному випадку передбачені кратні хвилі будуть переходити на початок сейсмограми, що може призвести до помилок при вилученні кратних хвиль зі спостережених сейсмограм. Внаслідок цього у випадку, коли необхідно вилучити кратні хвилі досить високих порядків, наприклад, реверберації морського дна, довжина розрахункової сейсмічної траси стає занадто великою, внаслідок чого значно зростає об'єм комп'ютерної пам'яті, яка використовується програмою, та час обчислення. У цьому випадку після кожного помноження матриць у (1) рекомендується застосовувати згортку з синус-кардиналом (11), у якому параметр T вибирається рівним часовій довжині траси.

Розповсюдження сейсмічних хвиль у реальному геологічному середовищі завжди супроводжується процесами розсіювання та поглинання, внаслідок чого ми не можемо вважати елементарний сигнал постійним в межах кожної сейсмограми спільної точки збудження (СТЗ). Для врахування варіацій елементарного сигналу в просторово-часовій області в межах сейсмограми СТЗ пропонується наступний алгоритм. Будемо в кожному вікні мінімізувати функціонал

$$E(x_s) = \sum_{t, x_r} [p(t, x_r, x_s) - a(t) * m_0(t, x_r, x_s)]^2, \quad (17)$$

де: $p(t, x_r, x_s)$ - вхідне спостережене поле, що інколи називають резидентним; $m_0(t, x_r, x_s)$ - поле кратних хвиль, що включає кратні хвилі до деякого порядку кратності k , які вже нормовані єдиним для всієї сейсмограми СТЗ сигналом збудника, отриманим внаслідок використання ітераційної процедури (3) - (16) чи яким-небудь іншим чином; $a(t)$ - шуканий обернений сигнал джерела, по якому мінімізується функціонал, * - знак згортки. Внаслідок того, що засіб працює зі спостереженими сейсмограмами СТЗ, в які ще не введена кінематика, ковзне вікно, в якому мінімізується функціонал (17) рекомендується вибирати досить вузьким як за кількістю часових точок, так і особливо за кількістю каналів спостереження.

Введемо порогове значення L оберненого сигналу $a(t)$, при перевищенні котрого будемо вважати, що $a(t) = 1$, тобто:

$$a(t) = \begin{cases} a(t), & a(t) < L \\ 1, & a(t) \geq L \end{cases}. \quad (18)$$

Цей критерій вводиться для того, щоб випадковий шум та шум перетворень не впливав на результат вилучення кратних хвиль.

Відзначимо, що таку мінімізацію можна зробити як для сейсмограм спільної точки збудження, так і для сейсмограм спільної точки прийому, або для спільної середньої точки, і навіть для сейсмограм рівних віддалень. Таку процедуру мінімізації можна також застосувати і до часового розрізу.

В [5-7] наведені приклади застосування засобу до вилучення кратних хвиль-завад на тестових прикладах. В даній роботі покажемо, як засіб рядів розсіювання Борна вилучає багатократні завади з польових сейсмічних записів.

Приклади вилучення кратних хвиль-завад на польових матеріалах

Як було відзначено, алгоритм вилучення поверхневих кратних не потребує ніякої інформації про структуру геологічного середовища. Теоретично для будь-яких польових спостережень ми можемо підібрати параметри обробки і отримати в результаті дані, що вміщують тільки первинні відбиття і порівняно слабкі внутрішні кратні. Однак для польових спостережних даних це далеко не так навіть для порівняно сприятливого для такого підходу випадку морської сейсморозвідки. Розглянемо деякі причини, які у випадку морської сейсморозвідки погіршують результат роботи алгоритмів вилучення кратних хвиль методом рядів розсіювання. Одна з них полягає у тому, що згідно з теорією на вхідних сейсмограмах повинні бути присутніми тільки первинні і багатократно відбиті поздовжні хвилі, що не завжди так. Так, наприклад, на спостережених сейсмограмах СТЗ зазвичай присутня також пряма хвиля, яка у випадку мілкого моря може інтерферувати з відбитими хвилями і при вилученні за допомогою звичайному м'ютінга може внести в них завади. Якщо ж цю хвилю не вилучати з вхідних сейсмограм, вона породжує хибні кратні, які можуть погіршити процес оцінки сигналу збудника і суттєво зашумувати результативні сейсмограми. На багатьох сейсмограмах СТЗ, отриманих внаслідок морської сейсмічної зйомки спостерігаються переломлені хвилі від морського дна, які суттєво спотворюють верхню частину сейсмограм, особливо на великих віддаленнях. Якщо ці хвилі не вилучити, вони породжують при помноженні матриць фіксованої частоти хибні кратні відбиття, які спотворюють передбачені кратні хвилі перешкоджають процесу вилучення дійсних кратних відбиттів. Далі, для того, щоб коректно передбачати і вилучати багатократні відбиття, спостережене поле повинно включати як самі багатократні відбиття, так і усі однократні, з яких вони складаються. І навпаки, якщо дані вміщують певний набір первинних відбиттів, вони повинні вміщувати всі поверхневі кратні хвилі, пов'язані з відповідними границями. Більше того, різного роду завади повинні однаково впливати на всі ці внутрішні складові. Оскільки багатократні відбиття передбачаються шляхом комбінації різних первинних відбиттів, такі впливи можуть бути причиною того, що передбачені кратні хвилі не будуть відповідати дійсним кратним хвилям. Ця умова внутрішньої повноти вхідного поля може порушуватись різними шляхами. Наприклад, деякі хвилі, первинні або кратні, можуть бути пропущені внаслідок недосконалості системи спостережень або бути спотвореними внаслідок недоліків системи реєстрації. В цьому випадку, хвильове поле, яке потрібне для передбачення кратних хвиль, стає неповним і метод вилучення кратних відбиттів не спрацює або спрацює лише частково. Ще одна проблема пов'язана з тим, що хвильове поле розповсюджується в просторі інакше, ніж у площині, і проста компенсація цього факту за допомогою ділення хвильового поля на \sqrt{t} може виявитись недостатньою. Наприклад, відбиття, первинні або багатократні, можуть розповсюджуватись не в площині профілю.

Застосування вилучення кратних, пов'язаних із поверхнею, до наземних спостережень, судячи з літературних джерел, носить все ще дуже обмежений характер. Додаткові труднощі, що виникають при застосуванні засобу до наземних спостережень, виникають в наслідок порушення регулярності спостережень, впливу приповерхневих умов, впливу рельєфу вільної поверхні, пружності середовища, присутності на сейсмограмах поверхневих (ролінгових) хвиль, нерегулярності сигналу збудника, порушення відповідності збудник-приймач та т. і.

Нижче наведені приклади застосування алгоритму, що розглядається, на реальних матеріалах.

За вхідні дані використовувався морський сейсмічний профіль, який був спостережений на Українській частині шельфу Чорного моря західніше Криму. Профіль проходить через структури Штормову та Дипломну. Спостережені сейсмічні дані були люб'язно представлені організацією "Одесморгеофізика". Довжина профілю становила 34250 м, кратність спостережень 96, всі приймачі знаходились правіше від збудника, крок між збудниками і приймачами дорівнює 25 м, мінімальна відстань між збудником і приймачем складає 450 м, час спостережень 5000 мс з дискретністю 2 мс. Профіль складається з 1371 пункту збудження.

Обробка профілю велась наступним чином. Спочатку треба було заповнити проміжні віддалення, тобто віддалення між першим приймачем і джерелом, де сейсмічне поле не реєструється. Потрібно відзначити, що для інтерполяції проміжних віддалень необхідні знання швидкісної характеристики середовища, яка на перших етапах обробки була відома недостатньо. Для уточнення швидкісної характеристики проводився швидкісний аналіз за вхідними сейсмограмами.

У зв'язку з тим, що сигнал збудника змінюється не тільки від сейсмограми до сейсмограми, вилучення передбачених кратних проводилось двома етапами, як рекомендовано в [9]. На першому етапі сейсмограми передбачених кратних хвиль нормувалися сигналом, залежним тільки від

номера сейсмограми. Далі сейсмограми передбачених кратних відбиттів адаптивно в сенсі найменших квадратів вилучались з вхідних сейсмограм з урахуванням зміни сигналу в ковзному вікні. Внаслідок того, що величина вікна за часом і кількістю каналів, а також поріг L – параметри, які вибираються в процесі обробки, на цьому етапі вводиться деякий суб'єктивизм.

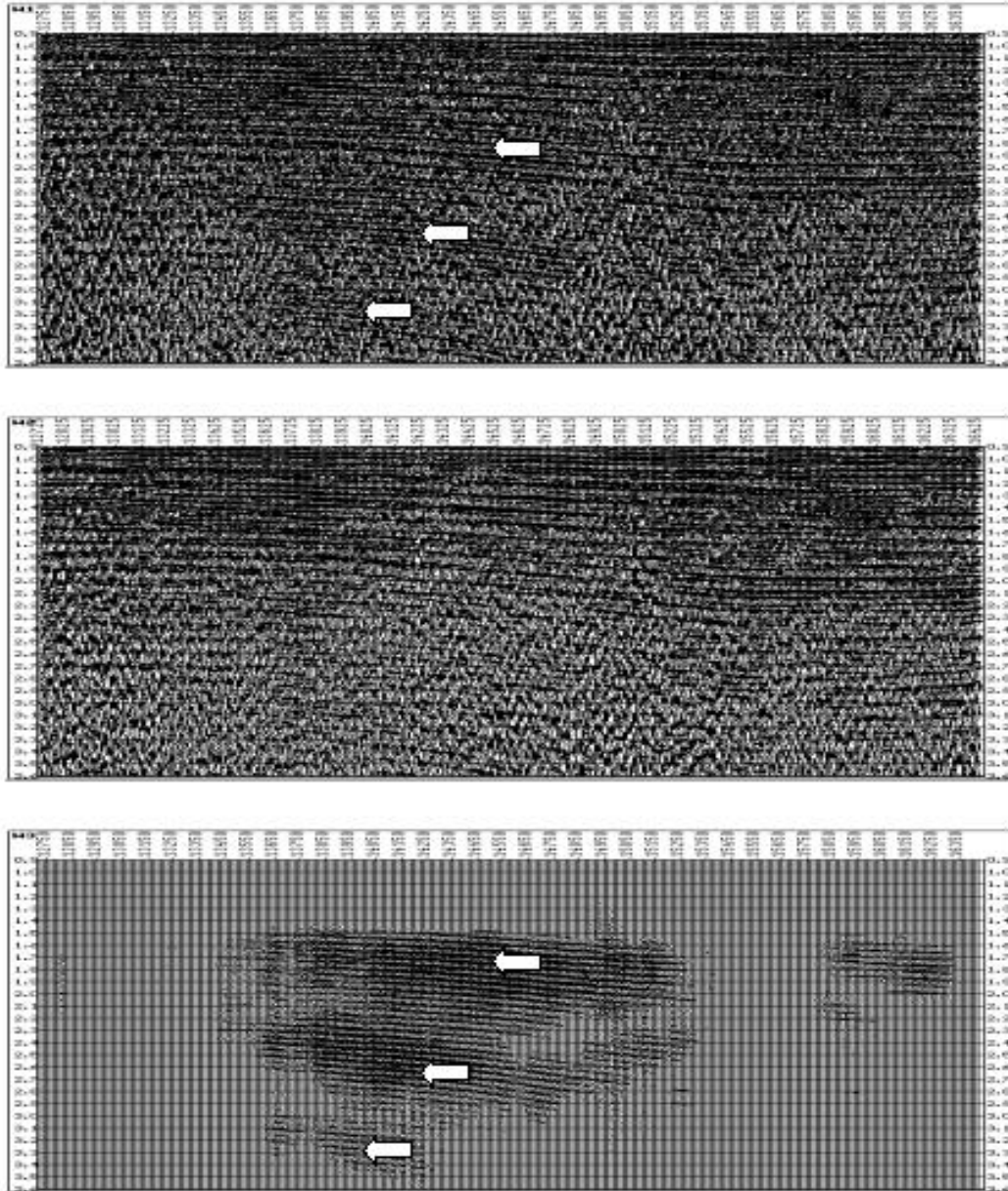


Рис. 1 Результат використання алгоритму вилучення багатократних хвиль для даних, одержаних внаслідок морських сейсмічних спостережень (а – фрагмент вхідної сейсмограми рівних віддалень з координатою 900 м до вилучення багатократних хвиль; б – той же фрагмент після вилучення багатократних хвиль; в – той же фрагмент сейсмограми РВ передбачених багатократних хвиль)

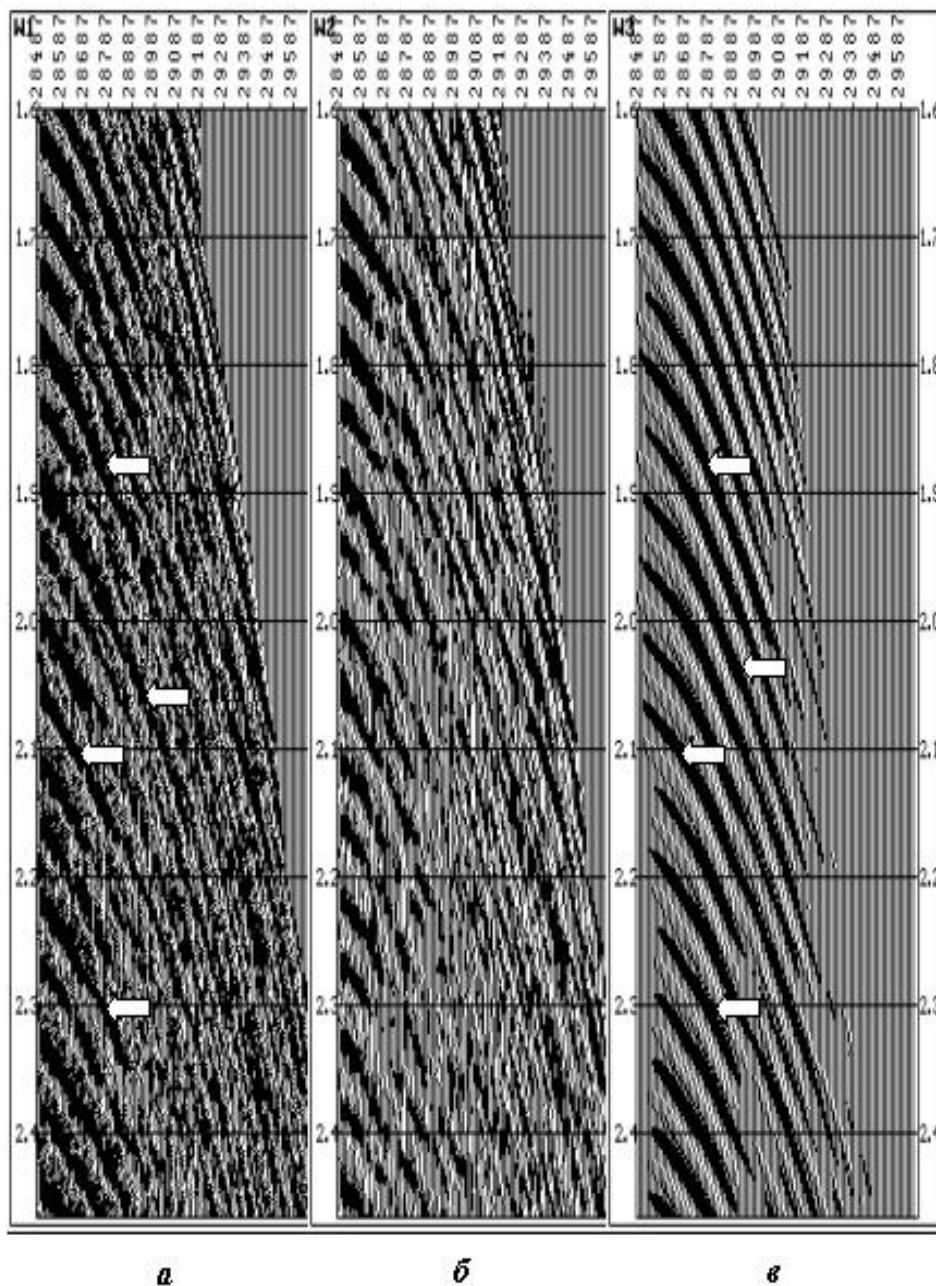


Рис. 2 Результат використання алгоритму вилучення багатократних хвиль для даних, одержаних внаслідок морських сейсмічних спостережень (а – фрагмент вхідної сейсмограми спільної точки збудження з номером точки збудження 1131 до вилучення багатократних хвиль; б – той же фрагмент після вилучення багатократних хвиль; в – той же фрагмент сейсмограми СТЗ передбачених багатократних хвиль)

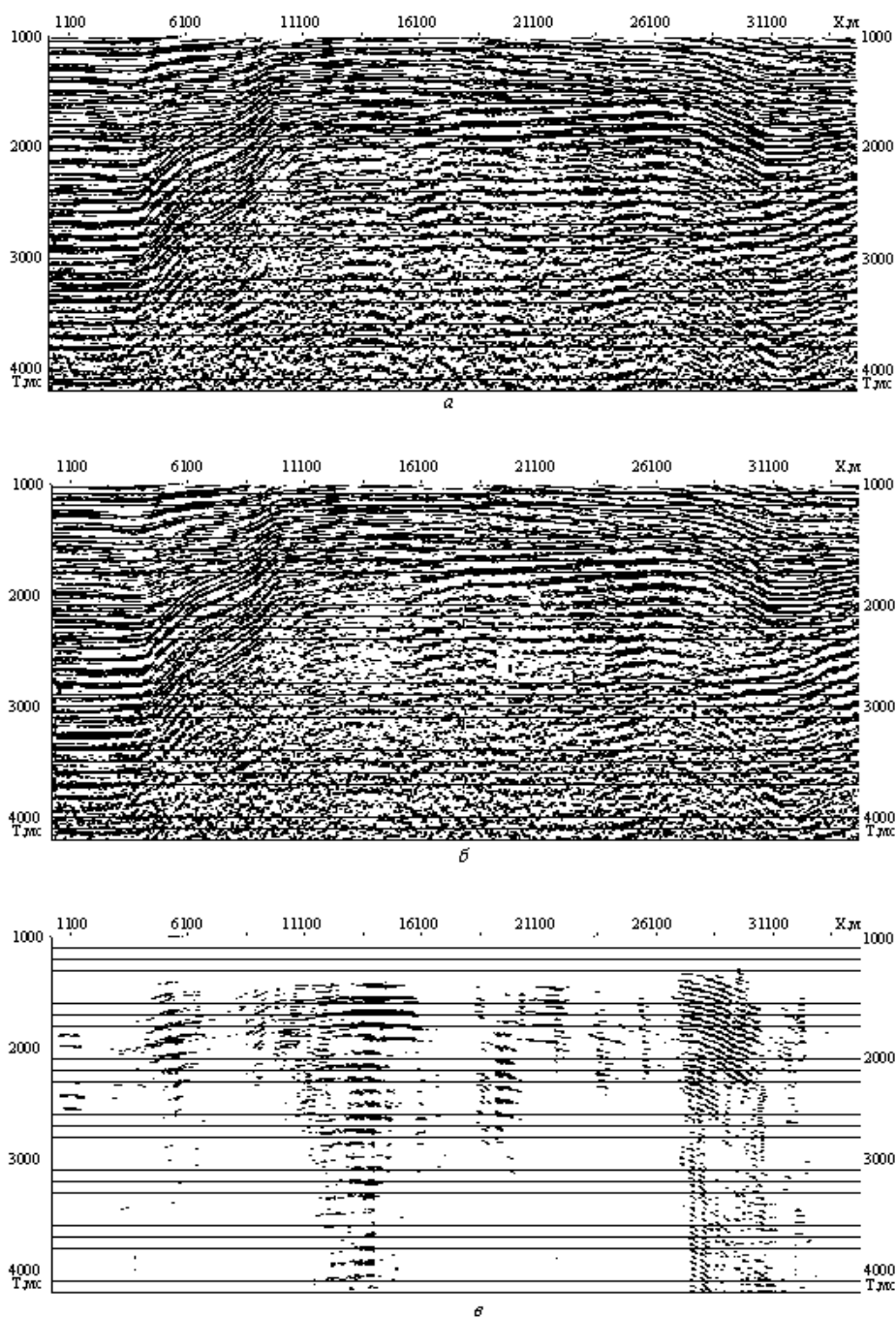


Рис. 3 Результат використання алгоритму вилучення багатократних хвиль для даних, одержаних внаслідок морських сейсмічних спостережень (а – часовий розріз, побудований за сейсмограмами до вилучення багатократних хвиль; б – часовий розріз, побудований за сейсмограмами після вилучення багатократних хвиль; в – часовий розріз, побудований за сейсмограмами передбачених багатократних хвиль)

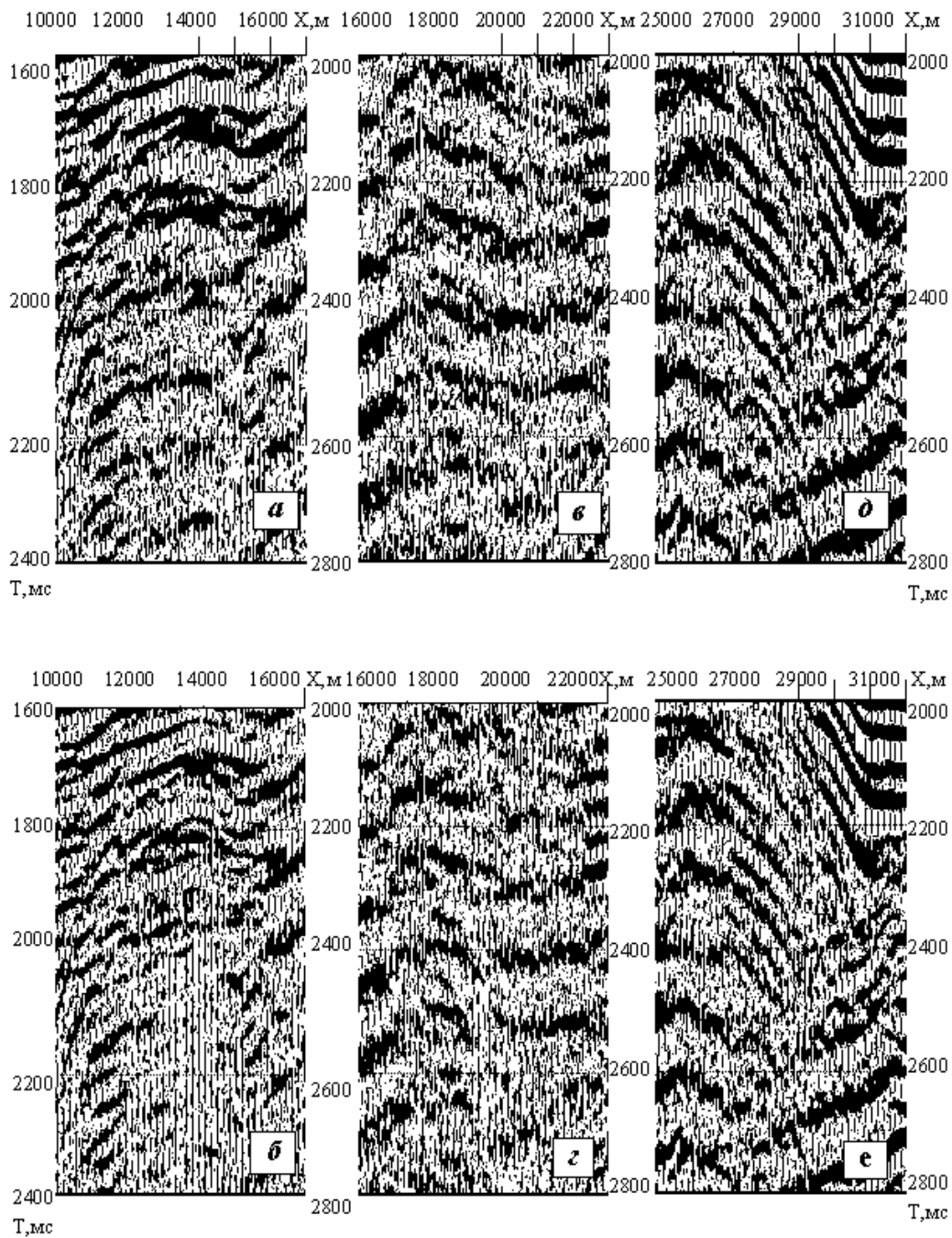


Рис. 4. Фрагменти часового розрізу, побудованого за сейсмограмами морських сейсмічних спостережень (а, в, д – до вилучення кратних хвиль; б, г, е – після вилучення кратних хвиль)

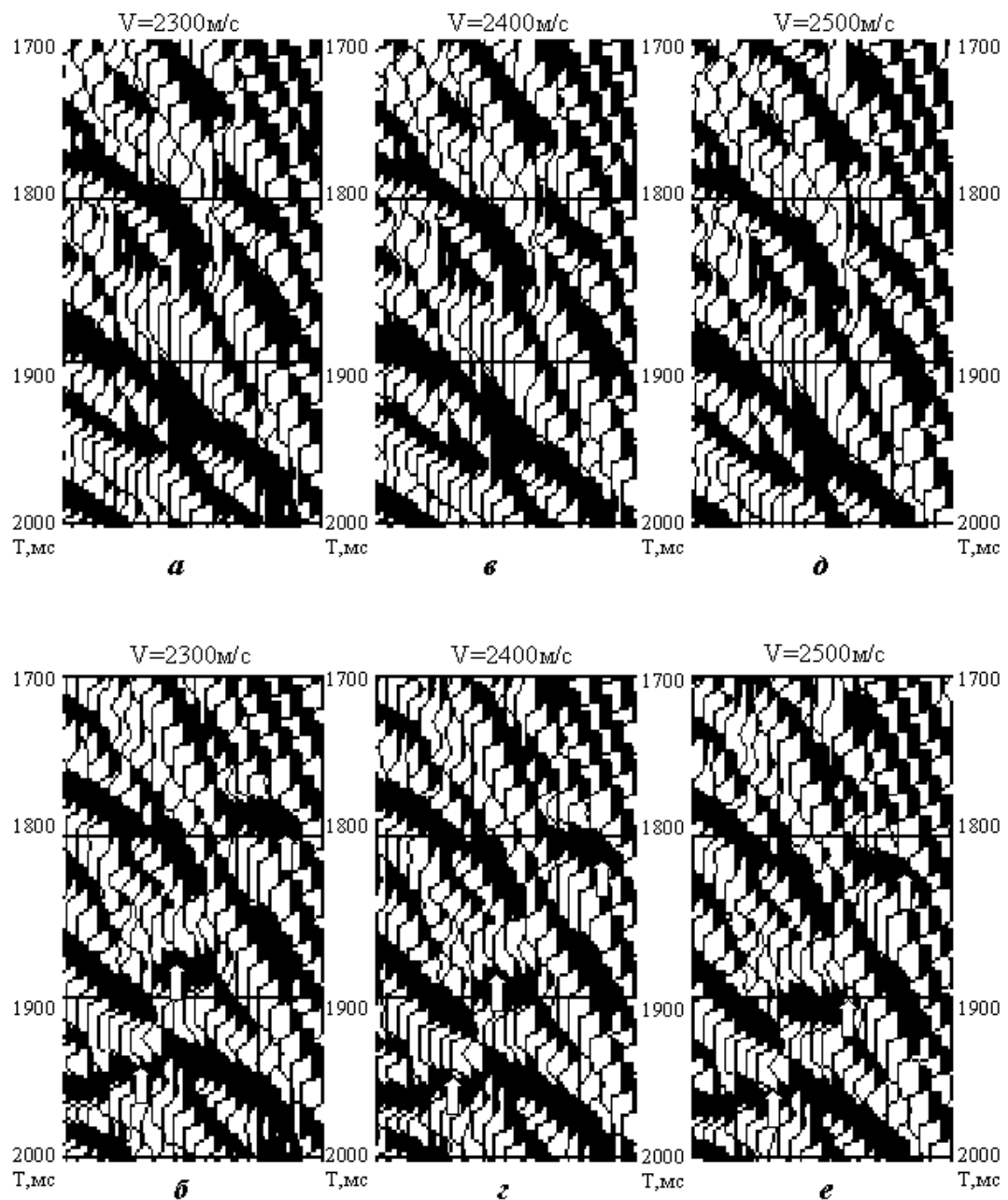


Рис. 5. Результат швидкісного аналізу за програмою VDSA до (а, в, д) та після (б, г, е) вилучення кратних хвиль ($X_{\text{сгт}}=13000\text{м}$). Стрілки на рис. 5 б, г, е вказують на однократно відбиті хвилі, котрі на фоні кратних хвиль на рис. 5 а, в, д не спостерігаються.

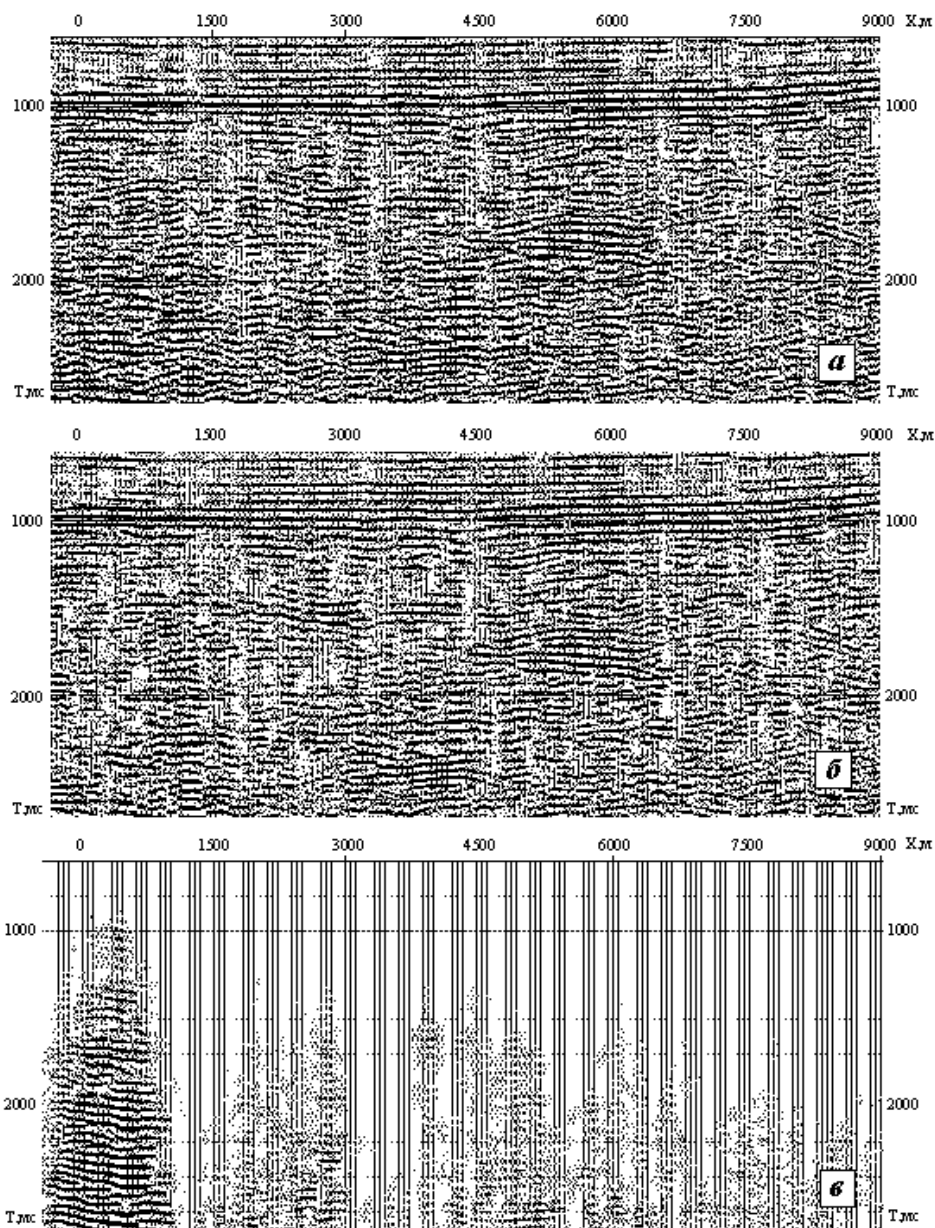


Рис. 6 Результат використання алгоритму вилучення багатократних хвиль для даних, одержаних внаслідок наземних сейсмічних спостережень (а – часовий розріз, побудований за сейсмограмами до вилучення багатократних хвиль; б – часовий розріз, побудований за сейсмограмами після вилучення багатократних хвиль; в – часовий розріз, побудований за сейсмограмами передбачених багатократних хвиль)

Після вилучення кратних відбиттів проводився повторний швидкісний аналіз за сейсмограмами з вилученими кратними. Швидкісний аналіз за вхідних сейсмограмами і за сейсмограмами з вилученими кратними проводився за допомогою програми VDSA з комплексу SDS PC. Автор програми В.В.Мерщій. Швидкості міграції визначаються за наявністю горизонтальних осей синфазності на мігрованих сейсмограмах. Такий швидкісний аналіз є більш роздільно здатним, ніж аналіз спектрів швидкостей. Швидкості, отримані в результаті застосування програми VDSA, для вхідних сейсмограм і для сейсмограм з вилученими кратними в багатьох випадках суттєво відрізняються одна від одної на часі, більших за 1500 мс. Нові швидкості використовувались для інтерполяції ближчих каналів вхідних сейсмограм, після чого процедура вилучення кратних хвиль повторювалась.

На рис. 1а наведено фрагмент вхідної сейсмограми рівних віддалень (РВ), для якої $x_g - x_s = 900$ м. На рис. 1в наведено такий же фрагмент сейсмограми РВ передбачених кратних відбиттів. Стрілками показані самі кратні відбиття на спостереженій сейсмограмі та на сейсмограмі модельних кратних хвиль. Можна бачити, що кратні хвилі та цих сейсмограмах повністю відповідають одна одній. На рис. 1б наведена сейсмограма РВ після вилучення передбачених кратних. Кратні хвилі на цій сейсмограмі значно послаблені.

На рис.2 а наведено фрагмент спостереженої сейсмограми СТЗ, номер пункту збудження 1131. На рис 2в наведено відповідний фрагмент сейсмограми СТЗ передбачених кратних хвиль. На рис.2б наведено відповідний фрагмент сейсмограми СТЗ після вилучення кратних відбиттів. Стрілки, як і попередньо, вказують на деякі кратні відбиття. Можна бачити, що поверхневі кратні на рис.б послаблені і первинні відбиття простежуються краще.

Зі швидкостями VDSA, отриманими після другої ітерації, були побудовані часові розрізи як за вхідними сейсмограмами, так і за сейсмограмами з вилученими кратними відбиттями. Часові розрізи наведені на рис.3 а та рис. 3 б відповідно. На рис. 3 в наведено також часовий розріз передбачених кратних хвиль. Треба відмітити, що підсумовування за СТЗ само є ефективним засобом послаблення багатократних відбиттів, як породжених вільною поверхнею, так і внутрішніх кратних хвиль.

Порівнюючи часові розрізи з рис.3а, 3б та 3в, можна зробити висновок, що фон кратних на вхідному профілі нерівномірний. Це добре видно на часовому розрізі передбачених кратних хвиль. Вони найбільш сильні між пікетами 3500-6500 на часі від 1500 до 2500мс, між пікетами 11500-17500м на часі від 1500 мс до 4500 мс, між пікетами 18500-20000 на часі 1900-3000 мс, та між пікетами 27000-30500 на часах більших за 1500 мс. У верхній частині розрізу (менш ніж 1400мс) кратні відбиття практично не спостерігаються. Нерівномірність фону кратних відбиттів вірогідно виникає внаслідок нерівномірності відбиваючих властивостей морського дна. На рис. 4 а, б наведено фрагмент часового розрізу, побудованого за вхідними сейсмограмами та часового розрізу з вилученими кратними хвилями. Фрагмент відповідає координатам 10000 - 17000 м та часу 1600 - 2400 мс.

Порівнюючи ці фрагменти розрізів, можна бачити, що після вилучення кратних хвиль поведінка горизонтів змінюється, зокрема в центрі фрагменту розрізу з рис. 4 б на часі 1770 мс можна спостерігати вісь синфазності, яка на розрізі з рис. 4 а на цьому часі замаскована кратною хвилею. Нижче цієї вісі синфазності на розрізі з рис.4 б проявляється розлом, який на вхідному розрізі не спостерігається. На рис. 4 д, г наведено фрагмент вхідного розрізу та розрізу з вилученими кратними, що відповідають координатам 16000 - 22000 м та часу 2000 - 2800 мс. На рис. 4 д,е наведено фрагменти часового розрізу до та після вилучення кратних відповідно, який відповідає координатам 25000 - 32000 м та часу 2000-2800 мс. Не дивлячись на погану якість зображення, після вилучення кратних відбиттів, ми можемо виділити деяку, можливо, складчасту зону в лівій частині фрагменту, яка в районі пікету 30000 м переходить в іншу, на якій осі синфазності більш стабільні.

Повернемося до аналізу швидкостей. На рис. 5 а, в, д наведені глибинні сейсмограми отримані при різних швидкостях міграції програмою VDSA на пікеті 13000 м для вхідних даних. На рис. 5 б, г, е наведені ті ж сейсмограми для профілю з вилученими кратними хвилями. На цьому рисунку видно, що на часах більших, ніж 1400 мс, існують випрямлені осі синфазності, показані стрілками, що відповідають швидкостям 2300-2500 м/с, які, хоч і зашумовані залишковими похибками, мабуть, внутрішніми кратними, але все ж надійно корелюються. На глибинних сейсмограмах до вилучення кратних на рис. 5 а, в, д ці осі синфазності не спостерігаються. Треба

зазначити, що акустичний каротаж по свердловині Штормова 2, яка знаходиться поблизу пікету 13000, для глибин більших, ніж 2000 м, дає швидкості 2200-2220 м/с, що досить близько до отриманої оцінки. Розходження можна віднести за рахунок того, що ефективні швидкості в товсто шаруватому середовищі повинні бути більшими, ніж середні швидкості.

Технологія вилучення кратних, пов'язаних з поверхнею, використовувалась для обробки сейсмічного профілю, спостереженого в Західній частині Українського Причорномор'я. Довжина профілю становить 16020 м, відстань між пунктами вибуху і пікетами прийому 60 м, розстановка лівостороння, 48 каналів, мінімальна відстань між пунктом вибуху і пунктом прийому 120 м, час спостереження 4000 мс, з дискретністю 4 мс. На жаль, для багатьох пунктів збудження пропущено ряд каналів, а деякі пункти збудження зовсім відсутні. У зв'язку з цим, обробка проводилась за таким графом. На першому етапі за допомогою програми REFIL (програма, яка вилучає хвилі певного діапазону нахилів) послаблялись поверхневі ролінгові хвилі на вхідних сейсмограмах СТЗ. Після цього проводилось передбачення кратних відбиттів. За вхідними сейсмограмами та сейсмограмами передбачених кратних будувались часові розрізи, які в свою чергу підлягали послабленню поверхневих хвиль, за допомогою програми REFIL, що вилучає з розрізу осі синфазності в заданому діапазоні нахилів. Після цього часовий розріз передбачених кратних відбиттів віднімався з вхідного часового розрізу за допомогою програми адаптивного в сенсі найменших квадратів віднімання. Часовий розріз за вхідними сейсмограмами, часовий розріз після вилучення кратних хвиль та часовий розріз передбачених кратних відбиттів наведено відповідно на рис. 6 а, б, в. Порівнюючи ці три розрізи, можна бачити, що найбільш сильні кратні відбиття спостерігаються в лівій частині розрізу. Після віднімання цих кратних хвиль з результативного часового розрізу вилучається ряд сильних осей синфазності.

Потрібно відзначити, що технологію вилучення поверхневих кратних для наземних спостережень потрібно далі вдосконалювати, вводячи в неї інтерполяцію пропущених каналів і сейсмограм, програми вилучення поверхневих ролінгових хвиль та інших хвиль-завад і програми додаткового згладжування та коригування амплітуд.

Література

1. Лоссовский Е.К. Суммарные многократные волны и проблема надежности сейсмогеологических построений в ГСЗ. – Киев: Наук. думка, 1974.- 128 с.
2. Козлов Е.А. Распознавание и подавление многократных волн в сейсморазведке. – М.: Недра, 1982. – 248.
3. Гейхман А.М., Мармалевський Н.Я., Роганов Ю. В. Використання хвильових продовжень для вилучення кратних хвиль // Сб. Нафта і Газ України.- Полтава, 1998, с. 363 - 365.
4. Кондратьев И. К. Линейные обрабатывающие системы в сейсморазведке.- М.: Недра, 1976, 176 с.
5. Гейхман А.М. Моделирование и вычитание кратных отражений методом борновских рядов рассеяния // Науковий вісник НГАУ.- 2001.- №4.- С. 99 - 100.
6. Гейхман А.М. Подавление кратных волн на продольных и непродольных профилях методом рядов рассеяния Борна // Сб. трудов Третьих геофизических чтений имени В.В.Федынского.- М.: Научный мир.- 2001.- С. 349 - 353.
7. Гейхман А.М. Использование рядов рассеяния Борна для ослабления кратных отражений // Материалы второй всероссийской конференции “ Геофизика и математика”.- Перм.- 2001.- С. 62 - 72
8. Berkhout A. J., Verschuur D. J., Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part I : Theoretical consideration // Geophysics. - 1997. – 62, № 5. - P.1586-1595.
9. Berkhout A. J., Verschuur D. J., Estimation of multiple scattering by iterative inversion, Part II : Practical aspects and examples // Geophysics. – 1997. - 62, № 5. - P.1596-1611.
10. Ikelle L.T., Graham R., Weglein A. B., Source signature estimation based on the removal of first-order multiples // Geophysics. – 1997. – 62, № 6. - P.1904-1920.
11. Verschuur D. J., Berkhout A. J., Wapenaar C. P. A. Adaptive surface-relation multiple elimination // Geophysics. – 1992. – 57, № 9. - P.1166-1177.
12. Weglein A.B., Gasparotto F.A., Carvalho P. M., Stolt R. H., An inverse-scattering series method for attenuating multiples in seismic reflection data // Geophysics. – 1997. - 62, № 6. – P. 1975-1989.
13. Ikelle, L.T., Diet J.P., Tarantola A., Linearized inversion of multioffset seismic reflection data in the ω -k domain // Geophysics. – 1986. – 51, № 6. – P. 1266-1276.