

ДОСЛІДЖЕННЯ ВПЛИВУ ЗОНИ МАЛИХ ШВИДКОСТЕЙ НА СПЕКТРАЛЬНИЙ СКЛАД СЕЙСМІЧНИХ СИГНАЛІВ

ЗАГОРОДНЮК П. Кандидат геолого-мінералогічних наук, голова ради директорів Групи компаній Надра
МЕРЦІЙ В. Кандидат технічних наук, ПрАТ «Центр обробки даних Надра», науковий керівник
МЕРЦІЙ О. ТОВ «Надра інтегровані рішення», головний геолог

На основе полноволнового моделирования исследуется влияние зоны малых скоростей на спектральный состав сейсмических сигналов, в частности в интервале целевых отражений в условиях центральной прибортовой части Днепровско-Донецкой впадины при вибрационном возбуждении колебаний. Сделан вывод о существенном понижении полосы частот возбуждаемых колебаний, особенно за счет неупругого поглощения в зоне малых скоростей.

On the basis of the full-wave modeling influence of weathering zone on spectral structure of seismic signals, in particular, in the range of target reflecting waves in the conditions of central near-board parts of the Dnieper-Donetsk basin at vibroseis excitation is investigated. Conclusion is drawn on significant lowering of a frequency band of initiated fluctuations, especially by non-elastic absorption in weathering zone.

Ключові слова: вібраційна сейсморозвідка, зона малих швидкостей (ЗМШ), повнохвильове моделювання, пружне хвильове рівняння, в'язко-пружне хвильове рівняння, Дніпровсько-Донецька западина.

Ключевые слова: вибрационная сейсморозведка, зона малых скоростей (ЗМС), полноволновое моделирование, упругое волновое уравнение, вязко-упругое волновое уравнение, Днепровско-Донецкая впадина.

Keywords: vibroseis prospecting, weathering zone, full-wave modeling, elastic wave equation, visco-elastic wave equation, Dnieper-Donetsk basin.

Вступ

Цілком природне бажання сейсморозвідників використовувати при вібраційному збудженні пружних коливань якомога вищі частоти збуджуваного сигналу з метою досягнення кращої роздільності запису та виділення тонких пластів, які представляють інтерес для розвідки покладів нафти та газу [6], наштовхується на проблеми, викликані наявністю зони малих швидкостей (ЗМШ) у верхній частині розрізу.

В іноземній літературі для визначення ЗМШ використовується термін *weathering zone*, тобто зона, яка зазнає впливу погодних та сезонних умов. Повний аналог терміну ЗМШ – *low-velocity zone* має ширше значення і використовується переважно в сейсмології.

Сейсморозвідка 3D виконується на великій території (сотні квадратних кілометрів), яка має відмінні характеристики ґрунтового покриття на різних ділянках площі досліджень; відповідно можуть змінюватись по площі і характеристики ЗМШ (потужність зони, кількість шарів, швидкість розповсюдження коливань в окремих шарах і т.п.).

Неоднорідність ЗМШ суттєво викривлює час приходу відбитих хвиль на поверхню реєстрації і в цілому

негативно впливає на результати сейсморозвідки [2], зокрема за рахунок утворення потужних низькошвидкісних низькочастотних хвиль-завад. ЗМШ відіграє роль фільтра, який суттєво послаблює високі частоти, оскільки складається з одного чи декількох шарів товщиною 20–60 м зі швидкостями розповсюдження сейсмічних хвиль від 100 м/с в сухих і до 1200–1850 м/с у вологих породах. Крім того, лише близько 7–10% енергії вібратора йде на утворення поздовжніх хвиль, а більша її частина витрачається на утворення поперечних (60%) та поперечних (20–25%) хвиль [10]. Додатково значна частина енергії вібратора витрачається на непружне ущільнення ґрунту, зокрема сухого та крихкого. Таким чином, саме наявність ЗМШ спричинює основні проблеми під час обробки сейсморозвідувальних даних, зокрема вимагає ретельного послаблення низькошвидкісних хвиль-завад та ітеративної корекції статичних поправок.

Як правило, основні характеристики збуджуваного вібратором свіп-сигналу (діапазон частот, тип – лінійний або нелінійний, довжина), параметри збудження (кількість вібраторів в групі, її конфігурація та розмір, кількість накопичень) та прийому коливань

(форма та розміри групи геофонів), а також вплив ЗМШ на характер зареєстрованого хвильового поля визначаються перед початком сейсмічних спостережень за допомогою спеціальних дослідних робіт на площі досліджень. За їхніми результатами вибирається найоптимальніший свіп-сигнал з точки зору:

- підвищення роздільності сигналу у верхній та середній частинах розрізу (високі частоти);
- наявності цільових відбиттів у нижній частині розрізу (низькі частоти);
- мінімального рівня поверхневих хвиль-завад;
- мінімального рівня кореляційних шумів.

При вібраційному збудженні коливань в умовах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) та суміжних нафтогазодобувних регіонів максимум спектра відбитих хвиль становить 28–32 Гц, оскільки сейсмічні хвилі проходять ЗМШ двічі – під час збудження та під час виходу на поверхню землі. При використанні свіп-сигналів з високою верхньою частотою (100 Гц і вище) максимум спектра відбитих хвиль дещо зсувається в область високих частот, але в більшості випадків не перевищує 30–35 Гц. Тому при проведенні сейсморозвідувальних робіт в межах ДДЗ верхня частота свіп-сигналу, як правило, не перевищує 80 Гц і лише в деяких випадках піднімається до 96 Гц.

У зв'язку з вищезазначеним при вибуховому збудженні сейсмічних коливань заряд розміщується у свердловинах нижче підшоши ЗМШ, при цьому сейсмічні хвилі проходять ЗМШ лише один раз – під час виходу на поверхню спостереження. Глибина закладання заряду визначається в результаті спеціальних дослідних робіт. Однак у порівнянні з вібраційним вибуховим збудженням має низку недоліків, а саме: утворення потужного відбиття від поверхні землі та/або підшоши ЗМС (хвиля-супутник), неможливість накопичення сигналів, екологічні та інші проблеми [5].

Поглинання пружної енергії сейсмічних хвиль визначається коефіцієнтом поглинання α_n – величиною, зворотною відстані, на якій амплітуда плоскої пружної гармонічної хвилі зменшується в 2,718 раза. Використовуються також безрозмірні параметри: *декремент поглинання* δ , який характеризує поглинання на відстані, що дорівнює довжині хвилі ($\delta = \alpha \cdot \lambda$), а також величина, зворотна δ , – *добротність (quality factor або Q-factor)* $Q = \pi/\delta$. Коефіцієнт поглинання α_n , як правило, зростає зі збільшенням частоти коливань [1, 3, 4]. У сейсмічному діапазоні частот для розущільнених порід верхньої частини розрізу добротність Q може становити приблизно 5–10 для сухого та 15–20 для вологого ґрунту, для осадових порід різної щільності – 50–100, для граніту – 500–1000 (за довідковими даними).

Питанню впливу ЗМШ на спектральний склад сейсмічних сигналів [2, 6, 9], зокрема внаслідок непружного поглинання сейсмічних хвиль [8], приділяється деяка увага, але, на наш погляд, недостатня, оскільки при сейсморозвідувальних роботах з вібраційним

збудженням коливань ця проблема набуває вирішального значення під час дослідження покладів углибин на великих глибинах.

У даній статті за допомогою різних апроксимацій хвильового рівняння досліджується вплив ЗМШ на спектральний склад відбитих хвиль при різних частотах максимуму спектра сигналів.

Теоретичні засади

Теоретичні засади повнохвильового сейсмічного моделювання на основі кінцево-різницевого методу з використанням пружного хвильового рівняння розглянуті в роботах [11, 13]. В цьому випадку геологічне середовище описується сіткою, у вузлах якої розміщуються пружні параметри середовища: густина гірських порід, швидкості розповсюдження поздовжніх та поперечних хвиль. Обчислення виконуються шляхом числового диференціювання між точками сітки.

Пружна апроксимація хвильового рівняння є більш повним інструментом моделювання і дає змогу створювати синтетичні сейсмограми, максимально близькі до реальних умов геологічного середовища, включаючи поперечні хвилі та явища конверсії (обміну) типу хвиль. В'язко-пружна апроксимація додатково враховує непружне поглинання сейсмічних хвиль у геологічному середовищі.

Витрати часу на обчислення залежать не лише від типу хвильового рівняння, але також від:

- величини моделі (зростають пропорційно її розміру);
- швидкісних параметрів моделі (зростають пропорційно квадрату зменшення мінімальної швидкості поздовжніх хвиль та пропорційно першому ступеню збільшення максимальної швидкості);
- пікової частоти збудженого сигналу (зростає пропорційно її третьому ступеню).

Методика моделювання

Для виконання досліджень впливу ЗМШ на спектральний склад сейсмічних сигналів за допомогою програмного пакета Tesserat 2-D [7] була створена практично реальна тонкошарувата модель одного з нафтогазових родовищ у південній прибережній зоні Дніпровсько-Донецької западини з використанням даних акустичного каротажу (одна з кривих АК нанесена на модель) та ВСП, одержаних у глибоких свердловинах (рис. 1).

У модель заклали також параметри та структуру реальної зони малих швидкостей для цього ж родовища, визначені в результаті зондувань методом заломлених хвиль. Потужність низькошвидкісного приповерхневого шару становила 35 м, швидкість розповсюдження поздовжніх хвиль у ньому – 400 м/с. Швидкість розповсюдження поздовжніх хвиль під ЗМШ (так звана гранична швидкість при дослідженнях ЗМШ методом заломлених хвиль) дорівнювала 1850 м/с.

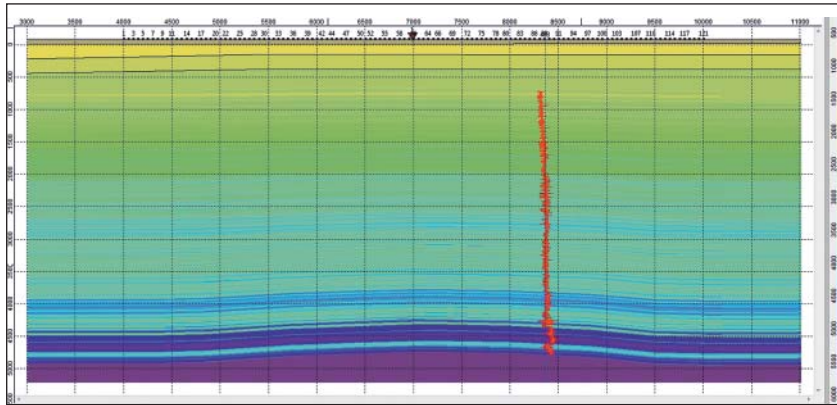


Рис. 1. Тонкошарувата модель об'єкта досліджень

Повнохвильове моделювання виконувалось за допомогою пакета Tesserat 2-D з використанням пружного та в'язко-пружного хвильового рівняння. З метою уникнення небажаного впливу кратних хвиль на спектральний склад спостережених хвиль використовувався режим без відбиття від поверхні спостережень. Крім того, був заданий режим без генерування поверхневих SV-хвиль, які мають низькочастотний спектр і можуть викривити результати експерименту.

Для розрахунку синтетичних сейсмограм була задана розстановка сейсмоприймачів, аналогічна використаній на даній площі при виконанні сейсморозвідувальних досліджень 3D, а саме: центральна симетрична система з максимальним виносом 3000 м від пункту збудження, крок пунктів прийому – 50 м, довжина запису – 4 с, крок дискретності – 2 мс. Для моделювання використали нуль-фазовий імпульс Ріккера [12], оскільки подібна форма сигналу застосовується при вібраційному збудженні сейсмічних хвиль. Приклад такого сигналу для частоти максимуму спектра 60 Гц з відповідним амплітудним спектром зображений на рис. 2.

Оскільки більшість процедур обробки сейсмічних даних впливає на спектр коливань (наприклад,

введення кінематичних поправок для віддалених каналів суттєво знижує частоту сигналів), спектр сигналів вимірювали по необроблених сейсмограм спільної точки збудження. Не використовувались також програми нормування або автоматичного регулювання амплітуд. Узагальнений спектр коливань вимірювався по всій сейсмограмі, а спектр цільових відбиттів досліджувався в діапазоні верств, що відповідають відбиваючому горизонту V_{b3} (відклади нижньовізейської карбонатної «плити», C_1V_1), який знаходиться на глибинах приблизно 4500–4700 м (рис. 1).

Обчислення виконувались на потужному ноутбуці з процесором Intel Core i7-2630QM (частота 2 GHz) і оперативною пам'яттю 8 Гбайт під управлінням 64-розрядної операційної системи Windows 7. Ліцензія пакета Tesserat 2-D v.7.1.4 дозволила задіяти 4 ядра процесора з виконанням 8 потоків у паралельному режимі.

Як було зазначено вище, критичними для повнохвильового моделювання параметрами моделі є мінімальна швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль та максимальна пікова частота сейсмічного сигналу, тому розрахунки синтетичних сейсмограм для моделі з наявністю ЗМШ були виконані лише до максимальної частоти 80 Гц. Для більш високих

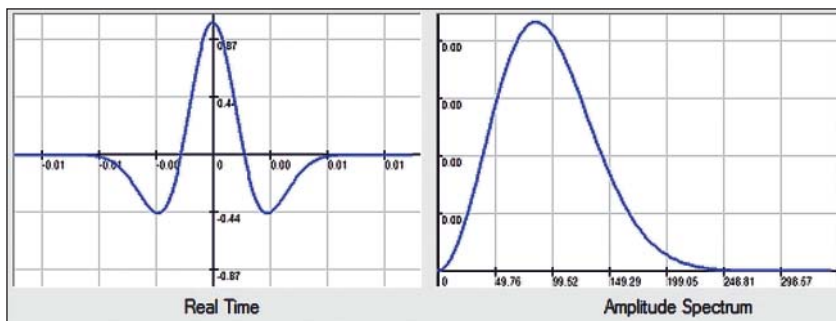


Рис. 2. Приклад імпульсу Ріккера, використаного при моделюванні (частота 60 Гц) з відповідним амплітудним спектром

частот виявилось недостатньо пам'яті комп'ютера, щоб розмістити розрахункову сітку повнохвильового моделювання; для таких досліджень необхідно використовувати комп'ютер з оперативною пам'яттю 12–16 Гбайт.

Деяке уявлення про складність хвильового поля при проходженні сейсмічних коливань через модель геологічного середовища демонструється на миттєвому знімку для частоти 60 Гц у варіанті з урахуванням впливу ЗМШ (рис. 3).

Результати

На рисунках 4–15 демонструються результати дослідження впливу ЗМШ на частотний склад сейсмічних сигналів для частот максимуму спектра 20 Гц, 40 Гц, 60 Гц, 80 Гц (експерименти з номерами 1, 2, 3 та 4 відповідно) для трьох варіантів обчислень:

1. Пружне хвильове рівняння, ЗМШ відсутня.
2. Пружне хвильове рівняння з урахуванням ЗМШ.
3. В'язко-пружне хвильове рівняння з урахуванням ЗМШ.

Спектр сигналів вимірювався за допомогою пакета програм Mesa v. 10.03 (Green Mountain Geophysics).

Розрахунок сейсмограм без ЗМШ

Синтетичні сейсмограми для пружного хвильового рівняння без урахування впливу ЗМШ показані на наступних рисунках:

для частоти 20 Гц – рис. 4а, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 5а, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 6а.

для частоти 40 Гц – рис. 7а, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 8а, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 9а.

для частоти 60 Гц – рис. 10а, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 11а, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 12а.

для частоти 80 Гц – рис. 13а, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 14а, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 15а.

Розрахунок сейсмограм з урахуванням впливу ЗМШ

Пружне хвильове рівняння

Синтетичні сейсмограми для пружного хвильового рівняння з урахуванням впливу ЗМШ показані на наступних рисунках:

для частоти 20 Гц – рис. 4б, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 5б, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 6б.

для частоти 40 Гц – рис. 7б, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 8б, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 9б.

для частоти 60 Гц – рис. 10б, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 11б, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 12б.

для частоти 80 Гц – рис. 13б, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 14б, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 15б.

В'язко-пружне хвильове рівняння

У в'язко-пружному режимі для верстви, що відповідає ЗМШ, додатково був заданий параметр низької добротності для сухого ґрунту ($Q = 10$).

Синтетичні сейсмограми для в'язко-пружного хвильового рівняння з урахуванням впливу ЗМШ показані на наступних рисунках:

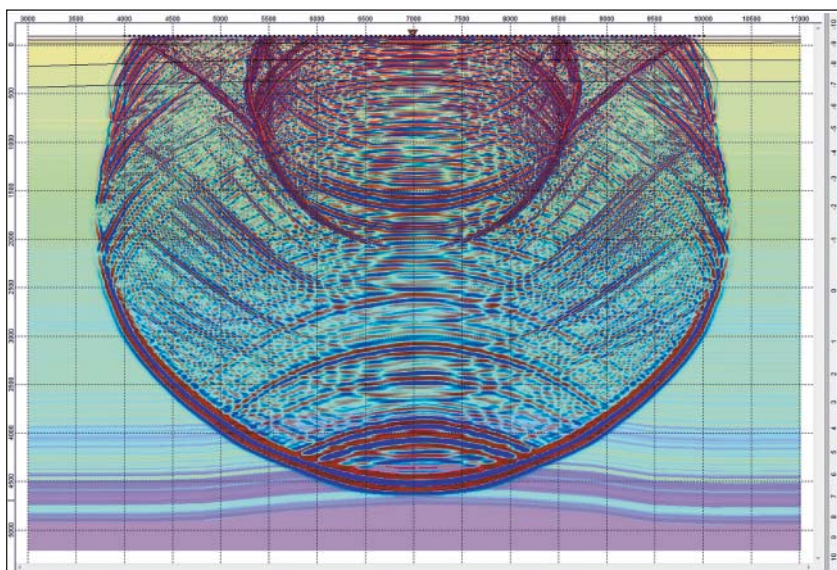


Рис. 3. Миттєвий знімок розповсюдження хвильового поля

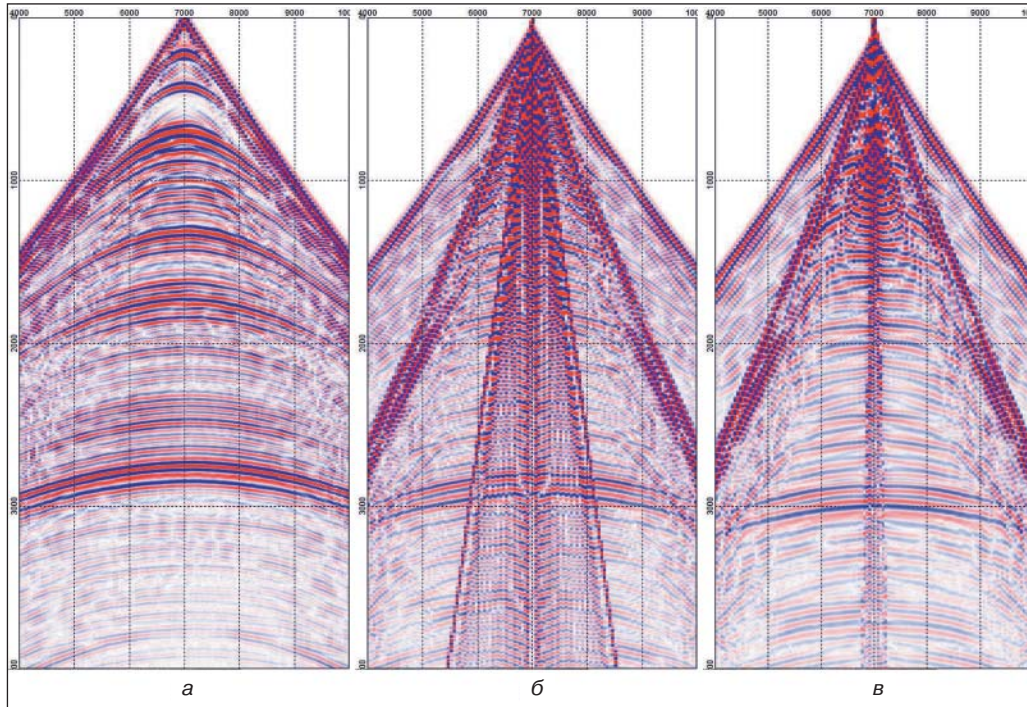


Рис. 4. Синтетичні сейсмограми для пікової частоти 20 Гц: *а* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

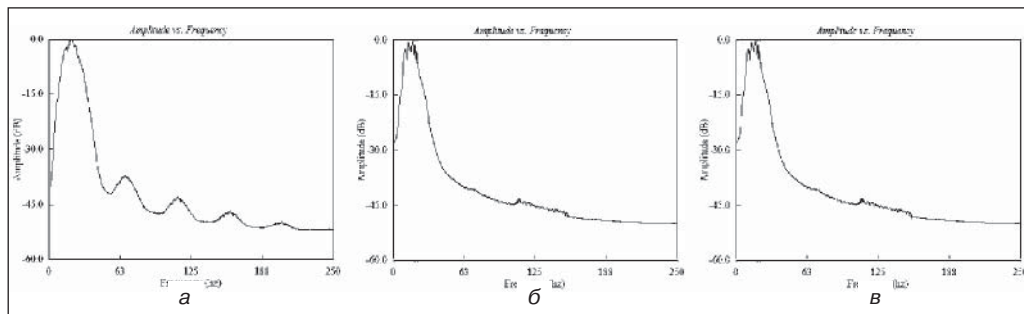


Рис. 5. Амплітудні спектри синтетичних сейсмограм з піковою частотою 20 Гц (вікно вимірювання – уся сейсмограма): *а* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

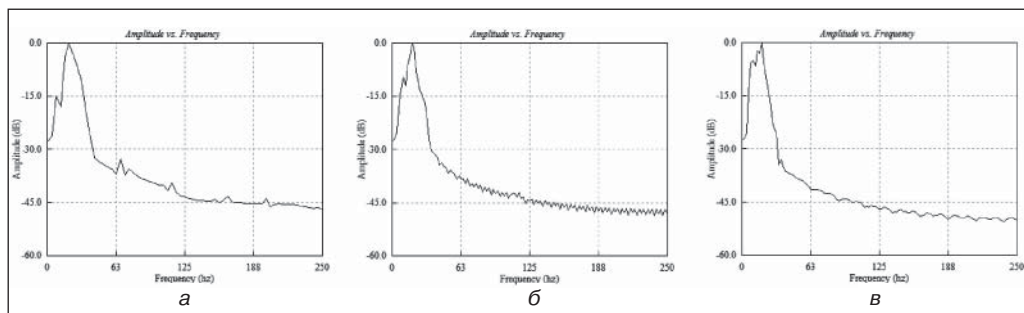


Рис. 6. Амплітудні спектри синтетичних сейсмограм з піковою частотою 20 Гц (вікно вимірювання – цільовий інтервал відбиттів): *а* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

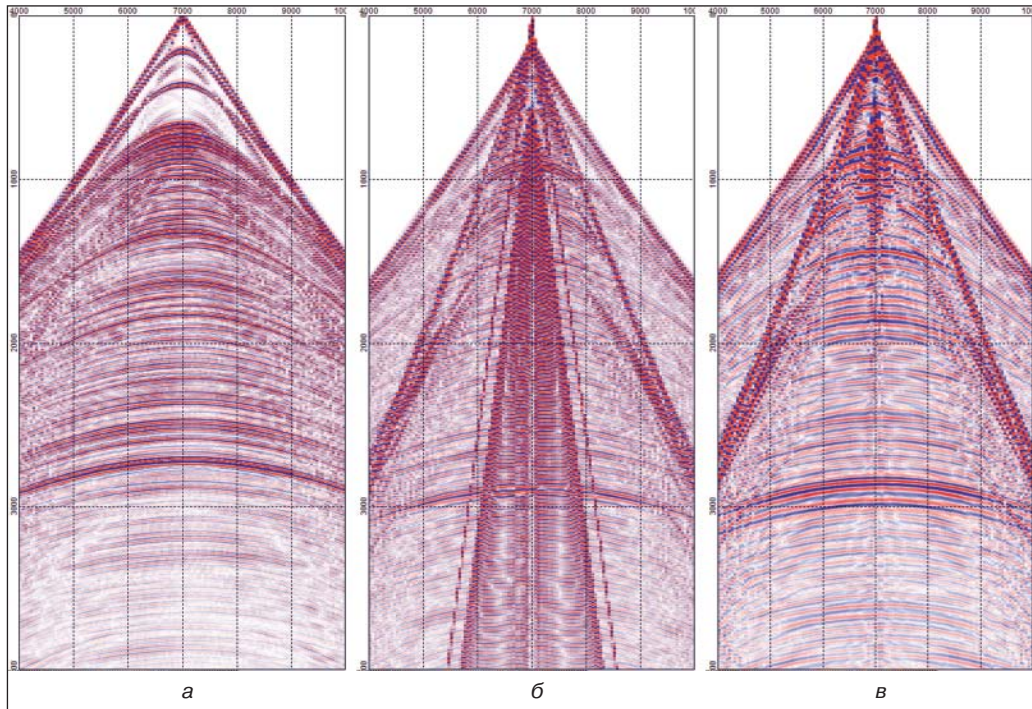


Рис. 7. Синтетичні сейсмограми для пікової частоти 40 Гц:
 а – без урахування ЗМШ; б – з урахуванням ЗМШ; в – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

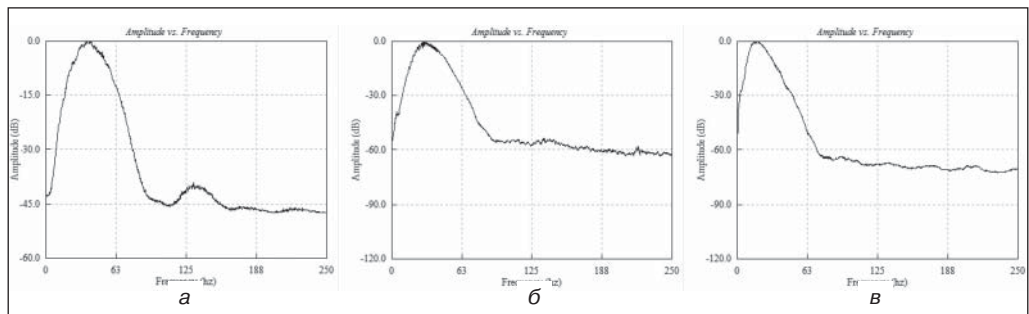


Рис. 8. Амплітудні спектри синтетичних сейсмограм з піковою частотою 40 Гц (вікно вимірювання – уся сейсмограма): а – без урахування ЗМШ; б – з урахуванням ЗМШ; в – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

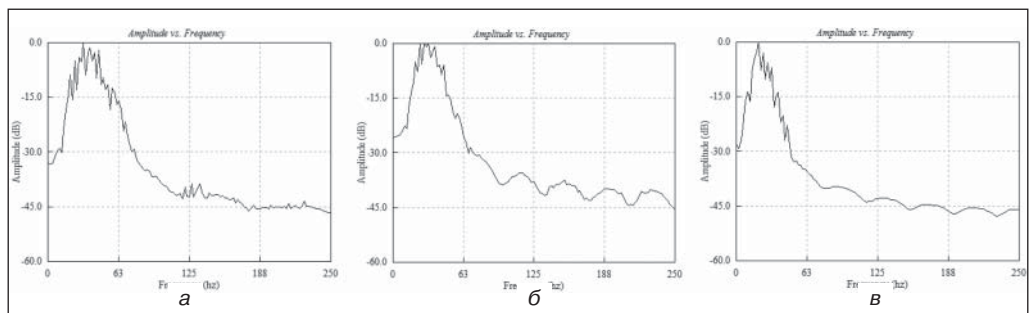


Рис. 9. Амплітудні спектри синтетичних сейсмограм з піковою частотою 40 Гц (вікно вимірювання – цільовий інтервал відбиттів): а – без урахування ЗМШ; б – з урахуванням ЗМШ; в – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

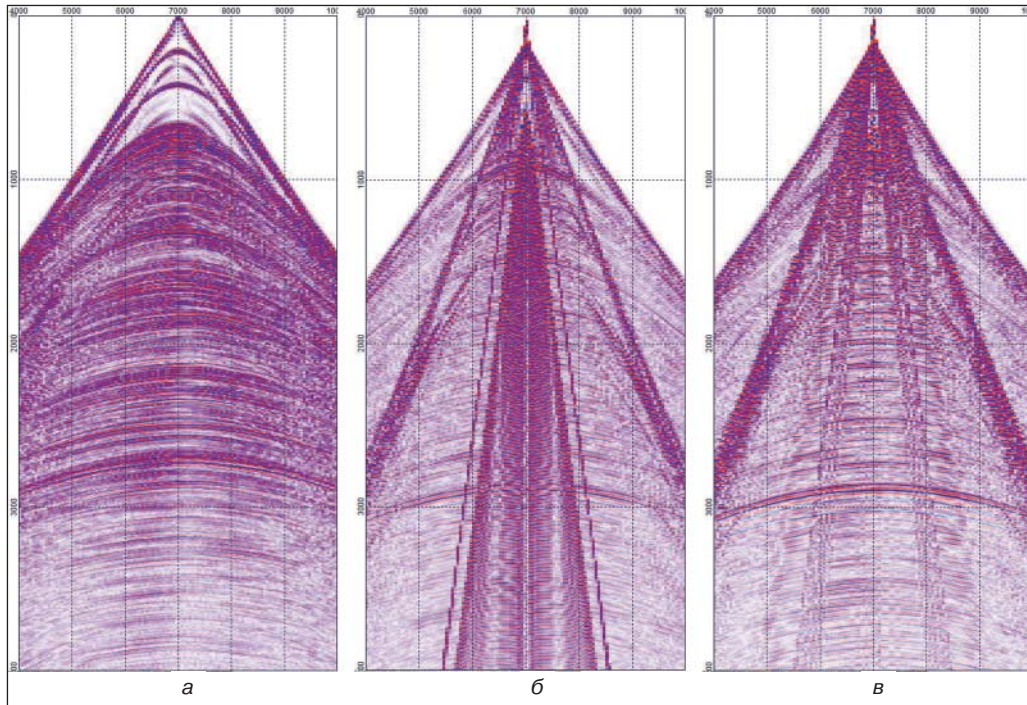


Рис. 10. Синтетичні сейсмограми для пікової частоти 60 Гц: *a* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

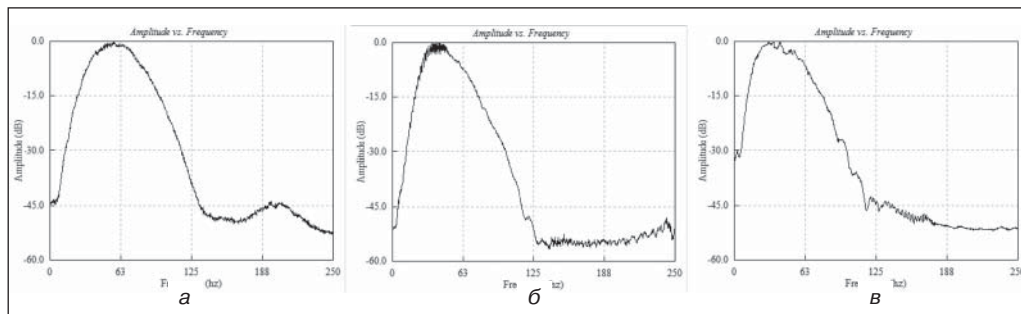


Рис. 11. Амплітудні спектри синтетичних сейсмограм з піковою частотою 60 Гц (вікно вимірювання – уся сейсмограма): *a* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

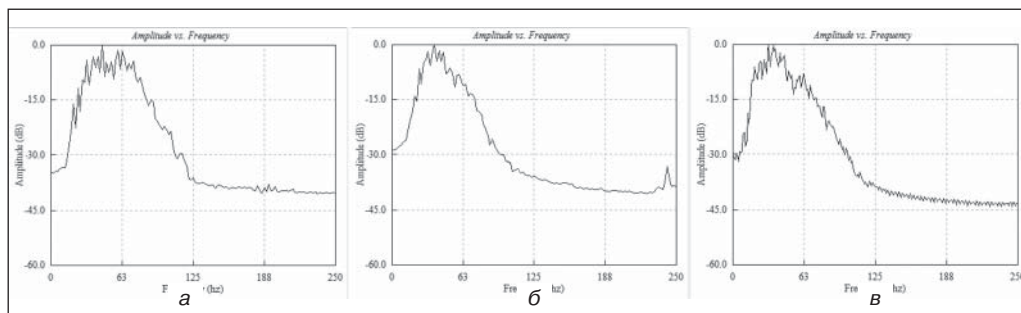


Рис. 12. Амплітудні спектри синтетичних сейсмограм з піковою частотою 60 Гц (вікно вимірювання – цільовий інтервал відбиттів): *a* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

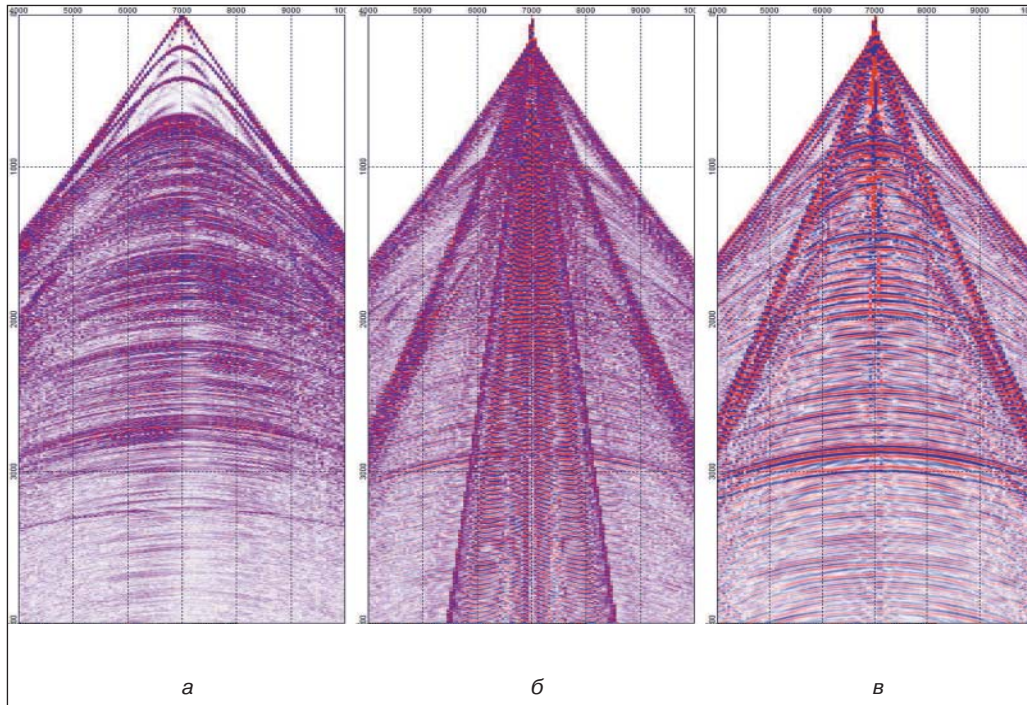


Рис. 13. Синтетичні сейсмограми для пікової частоти 80 Гц: *а* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

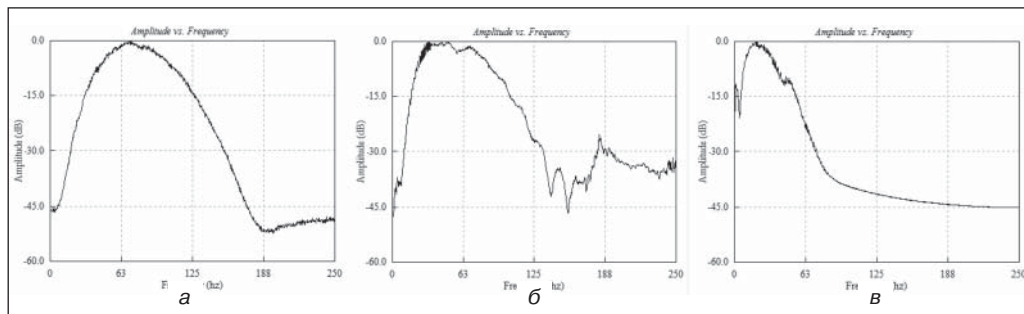


Рис. 14. Амплітудні спектри синтетичних сейсмограм з піковою частотою 80 Гц (вікно вимірювання – уся сейсмограма): *а* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

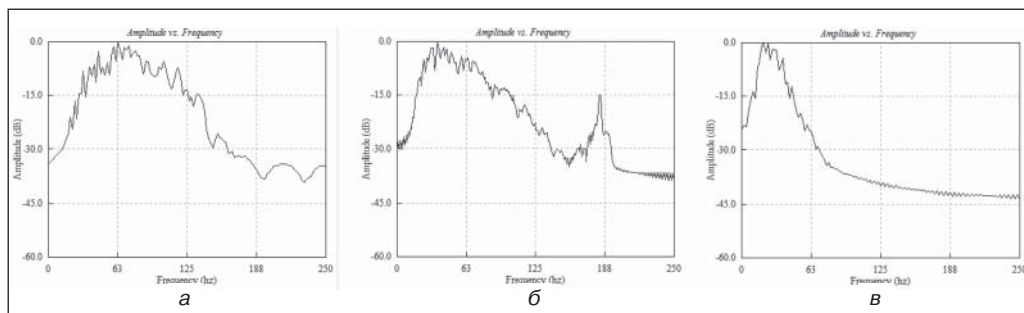


Рис. 15. Амплітудні спектри синтетичних сейсмограм з піковою частотою 80 Гц (вікно вимірювання – цільовий інтервал відбиттів): *а* – без урахування ЗМШ; *б* – з урахуванням ЗМШ; *в* – з урахуванням поглинання в ЗМШ ($Q = 10$)

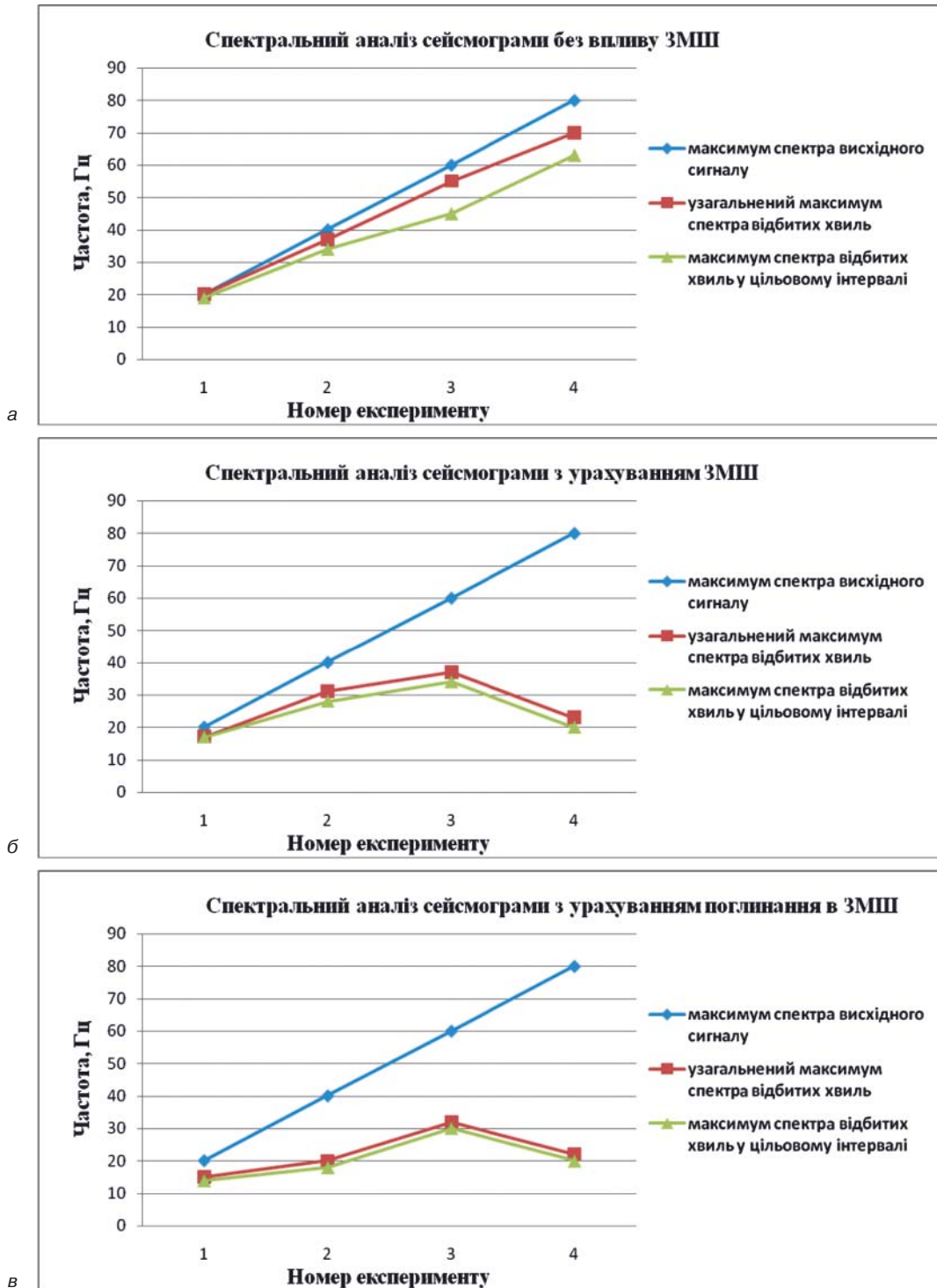


Рис. 16. Графічне зображення результатів досліджень:
 а – результати спектрального аналізу сейсмограм без впливу ЗМШ; б – результати спектрального аналізу сейсмограм при наявності ЗМШ; в – результати спектрального аналізу сейсмограм з урахуванням поглинання в ЗМШ; (синя лінія – максимум спектра висхідного сигналу, червона лінія – узагальнений максимум спектра відбитих хвиль, зелена лінія – максимум спектра відбитих хвиль у цільовому інтервалі)

для частоти 20 Гц – рис. 4в, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 5в, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 6в.

для частоти 40 Гц – рис. 7в, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 8в, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 9в.

для частоти 60 Гц – рис. 10в, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 11в, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 12в.

для частоти 80 Гц – рис. 13в, узагальнений амплітудний спектр (по усій сейсмограмі) – рис. 14в, амплітудний спектр у вікні цільових відбиттів – рис. 15в.

З аналізу спектрів сигналу для різних частот можна зробити висновок про те, що при проходженні сейсмічних сигналів через ЗМШ, навіть без урахування поглинання, відбувається зниження пікової частоти спектра. При врахуванні непружного поглинання у ЗМШ спостерігається додаткове зниження спектра збуджуваних коливань.

Як видно з рисунків 3, 8 та 13, при наявності ЗМШ на її підшві утворюються потужні низькошвидкісні хвилі, попри використання режиму їхнього послаблення під час розрахунку синтетичних сейсмограм. Природно, в реальних сейсмогеологічних умовах ці хвилі мають набагато більшу потужність. Крім того, при проходженні сейсмічної хвилі через ЗМШ висхідний нуль-фазовий сигнал зазнає суттєвих викривлень, що позначається на якості кореляції зареєстрованого та збудженого сигналів.

На рис. 16 у вигляді графіків показано результати досліджень спектра відповідно для сейсмограми без впливу ЗМШ (а), для сейсмограми при наявності ЗМШ (б) та для сейсмограми з урахуванням поглинання в ЗМШ (в).

Висновки

Зона малих швидкостей (ЗМШ) є фільтром, який суттєво понижує частоту сигналів, що реєструються геофонами на поверхні спостережень. При збудженні вібраційних коливань на ґрунті, що має невелику добротність (сухий, крихкий), частота коливань додатково знижується і в типових умовах Дніпровсько-Донецької западини не перевищує 28–32 Гц, практично незалежно від смуги частот збуджуваного свіп-сигналу. Для частоти 80 Гц і, можливо, вище (ресурси комп'ютера не дозволили виконати моделювання з використанням пружного та в'язко-пружного режи-

мів для більш високих частот) поглинання сигналів в ЗМШ суттєво зростає.

Повнохвильове моделювання на основі різних апроксимацій хвильового рівняння (пружної, в'язко-пружної) дає змогу оцінити втрати височастотної складової спектра збуджуваних коливань при їх проходженні через ЗМШ заданої структури без виконання спеціальних польових дослідних робіт.

1. Динариев О.Ю., Николаевский В.Н. Колебания с высокой добротностью в слоистой упругой среде // Акустический журнал. – 2005. – Т. 51. – № 5. – С. 623–627.

2. Завьялов В.А. Скоростная характеристика зоны малых скоростей и ее значение для учета поверхностных неоднородностей при работах МОВ ОГТ // Технологии сейсморазведки. – 2010. – № 4. – С. 42–45.

3. Манштейн А.К. Малоглубинная геофизика. – Новосибирск: НГУ, 2002. – 135 с.

4. Полак Л.С. Ослабление и поглощение отраженных волн в осадочных породах // Прикладная геофизика. – 1957. – Вып. 17. – С. 16–32.

5. Потапов О.А. Технология полевых сейсморазведочных работ. – М.: Недра, 1987. – 309 с.

6. Притчет У. Получение надежных данных сейсморазведки. – М.: Мир, 1999. – 448 с.

7. Тессерал 2-D. Моделирование сейсмических и акустических полей на персональном компьютере. Руководство пользователя. – 2009. – 192 с.

8. Шадура А.Н. Обзор механизмов и теории неупругого поглощения сейсмических волн: 3б. науч. пр. – УкрДГРІ, 2011. – №4. – С. 105–121.

9. Шаратов И.Р. Влияние зоны малых скоростей на спектральный состав природных микросейсм / И.Р. Шаратов, Е.В. Биряльцев, А.А. Вильданов, И.Н. Плотникова, В.А. Рыжов // Георесурсы. – 2009. – Вып. 4. – С. 27–30.

10. Шнейерсон М.Б. Теория и практика невзрывной наземной сейсморазведки. – М.: Недра, 1998. – 527 с.

11. Mershchiy V., Kostyukovich A., Lisny G. Full-wave modelling of effects caused by the flanks of salt dome. – EAGE 64th Conference, 27–30 May 2002. – Florence. – 262 p.

12. Ricker N. The form and nature of seismic wavelets and the structure of seismograms // Geophysics. – 1940. – V. 5. – № 4. – P. 348–367.

13. Virieux J. P-SV-wave Propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method // Geophysics. – 1986. – V. 51. – № 4. – P. 889–901.